



Etude des relations Onde - Convection - Pluie et influence de la variabilité du flux de mousson en Afrique de l'Ouest

Christophe Lavaysse

► To cite this version:

Christophe Lavaysse. Etude des relations Onde - Convection - Pluie et influence de la variabilité du flux de mousson en Afrique de l'Ouest. Climatologie. Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG, 2006. Français. <tel-00165820>

HAL Id: tel-00165820

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00165820>

Submitted on 30 Jul 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE

N° attribué par la bibliothèque
//_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_

THESE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'INPG

Spécialité : ***Océan, Atmosphère, Hydrologie***

préparée au **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement**
(LTHE, UMR 5564, CNRS-INPG-IRD-UJF)

dans le cadre de l'Ecole Doctorale « ***Terre, Univers, Environnement*** »
présentée et soutenue publiquement

par

Christophe LAVAYSSE

le 12 avril 2006

Etude des relations Onde - Convection - Pluie
et influence de la variabilité du flux de mousson en Afrique de l'Ouest

Directeurs de thèse :
Henri LAURENT et Arona DIEDHIOU

JURY

M. Philippe BOIS	Professeur émérite à l'INPG	Président
M. Bernard FONTAINE	Directeur de Recherche au CNRS	Rapporteur
M. Jean Philippe LAFORE	Ingénieur à Météo-France	Rapporteur
M. Jean Philippe DUVEL	Directeur de Recherche au CNRS	Examinateur
M. Serge JANICOT	Directeur de Recherche à l'IRD	Examinateur
M. Henri LAURENT	Directeur de Recherche à l'IRD	Directeur de thèse
M. Arona DIEDHIOU	Chargé de Recherche à l'IRD	Co-Directeur de thèse

THESE DE DOCTORAT DE L'INPG

Titre de l'ouvrage :

**Etude de la relation Onde-Convection-Pluie
et Influence de la variabilité du flux de mousson
en Afrique de l'Ouest.**

Nom de l'auteur :

Christophe LAVAYSSE

Etablissement :

**Laboratoire d'étude
des Transferts en Hydrologie et Environnement
(LTHE, UMR 5564, CNRS-INPG-IRD-UJF)**

Résumé :

Les variations climatiques en Afrique de l'Ouest ont un impact parfois catastrophique, particulièrement au Sahel où les populations sont exposées aux aléas des ressources en eau.

Cette thèse s'inscrit dans la recherche des différents modes de variabilité atmosphérique et de leurs conséquences sur les processus qui génèrent les pluies, afin de mieux appréhender le climat et ses variabilités dans cette région. Le travail porte sur la part de la variabilité des précipitations au Sahel qui peut être expliquée par la variabilité atmosphérique. L'objectif principal est de comprendre comment des perturbations du champ de vent à 700 hPa - les ondes d'est africaines - agissent sur la convection qui est elle-même à l'origine des précipitations.

Après avoir exposé les connaissances actuelles de la climatologie en Afrique de l'Ouest et expliqué la méthodologie développée pour étudier les ondes d'est, la variabilité des précipitations est étudiée à différentes échelles. La modulation de la convection et des précipitations par les ondes est ensuite analysée et permet de distinguer des secteurs propices aux fortes précipitations, ou au contraire inhibiteurs. L'impact des ondes sur la dynamique et la thermodynamique atmosphérique est également étudié, en particulier dans les basses couches atmosphériques. Un autre aspect original de cette thèse est d'étudier comment les ondes d'est s'insèrent dans la variabilité interannuelle et intra saisonnière du flux de mousson. Après avoir mis en évidence des phases actives et inactives du flux de mousson, le comportement des ondes, de la convection et des précipitations est discriminé en fonction de ces phases..

Mots clés :

Ondes d'Est Africaines, météorologie tropicale, climat, OLR, précipitations, Afrique de l'Ouest, réanalyses NCEP/NCAR

Table des matières

1	Introduction générale et objectifs scientifiques	1
----------	---	----------

partie I

CONTEXTE SCIENTIFIQUE

2	État de l'art de la climatologie Ouest Africaine	7
2.1	Circulation atmosphérique générale	7
2.1.1	Bilan énergétique	7
2.1.2	Schéma de circulation générale	8
2.2	Le régime de mousson Ouest Africaine	10
2.2.1	Environnement grande échelle de la mousson	10
2.2.2	Étude de la Zone de Convergence Inter Tropicale	13
2.2.3	Caractérisation de la convection dans la bande Sahélienne	15
2.2.4	Signal saisonnier des précipitations	18
2.3	Les Ondes d'Est Africaines	20
2.3.1	les ondes 3-5 jours	20
2.3.2	les ondes 6-9 jours	23
2.4	Incertitude des interaction Onde - Convection - Pluie	23
3	Descriptif des bases de données et des outils de validation	27
3.1	Les réanalyses NCEP/NCAR	27
3.2	Les données pluviométriques IRD	28
3.3	Les rayonnements de grande longueur d'onde de la NOAA	29
3.4	Outils de validation des données	33
3.4.1	Paramètres d'une série de données	33
3.4.2	Test par tirages aléatoires	34
3.4.3	Comparaison de données	35

partie II

LES ONDES D'EST AFRICAINES

4	Détection des Ondes d'Est Africaines	39
4.1	Description de la méthode de détection	39
4.1.1	L'analyse en ondelettes	39
4.1.2	Application aux réanalyses NCEP/NCAR	41
4.2	Détection du passage d'une onde	43

4.3	Validation de la méthode et synthèse	45
5	Cycle saisonnier des ondes d'Est	49
5.1	Variabilité spatio-temporelle	49
5.1.1	Variabilité spatiale	49
5.1.2	Variabilité temporelle	52
5.1.3	Évolution comparée des densités spectrales	54
5.2	Propagation de la zone d'activité	55
5.2.1	Circulation zonale	55
5.2.2	Étude de cas du 14 juillet 1989	58
5.3	Pertinence de la méthode de détection	61
5.4	Synthèse	63

partie III

VARIABILITÉ MULTI-ÉCHELLES DES PRÉCIPITATIONS

6	Modes de variabilités des précipitations sur l'Afrique de l'ouest	67
6.1	Variabilités spatiale et interannuelle des précipitations	67
6.1.1	Variabilité spatiale des précipitations	67
6.1.2	Cycle saisonnier et variabilité interannuelle des précipitations	68
6.2	Analyses des variations intra-saisonnières des précipitations	70
6.2.1	Décomposition par l'analyse en ondelettes du signal de pluie	70
6.2.2	Caractérisation des signaux saisonniers et intra-saisonniers des précipitations journalières	74
6.3	Analyse du signal saisonnier	75
6.3.1	Définition des critères de caractérisation du signal filtré	75
6.3.2	Sensibilité du cumul annuel des précipitations sur les critères du signal filtré	77
6.4	Synthèse	79
7	Incertitudes associées aux interactions Onde - Convection - Pluie	81
7.1	Classification des états de convection et de précipitation en région Sahélienne	81
7.1.1	États de convection	81
7.1.2	Les précipitations	84
7.2	Couplages Onde - Pluie et Onde - Convection	86
7.2.1	Ondes et pluies	86
7.2.2	Ondes et convection	88
7.3	Synthèse	90

partie IV

CONVECTION ET PRÉCIPITATIONS DANS LES ONDES

8	Variabilité de la convection et des précipitations dans les secteurs d'onde	93
8.1	Introduction et description de la méthode de différenciation des secteurs	93
8.2	Variabilité des précipitations dans les secteurs d'ondes	94
8.2.1	Modulation des précipitations	94
8.2.2	Sensibilité aux variations de densité spectrale	98
8.2.3	Modulation du cumul des fortes précipitations	101

8.3	Variabilité de l'activité convective dans les secteurs d'onde	106
8.4	Synthèse des interactions Onde - convection - Pluie	109
8.4.1	Relation Onde - Précipitations et Onde - convection	109
8.4.2	Impact de l'interaction onde - convection sur la pluie	118
8.5	Conclusion	119
9	Influence locale et à grande échelle du régime d'onde	123
9.1	Introduction	123
9.2	Dynamique des ondes	123
9.2.1	A 700 hPa	123
9.2.2	A 925 hPa	126
9.2.3	Variabilité longitudinale	131
9.2.4	Variabilité latitudinale	133
9.3	Instabilité de grande échelle	134
9.4	Interactions entre les ondes à 700 et 850 hPa et le courant de base	137
9.4.1	Coupe latitudinale	137
9.4.2	Étude moyenne des secteurs de l'onde	140
9.5	Humidité des basses couches	144
9.5.1	Instabilité conditionnelle	144
9.6	Synthèse	146

partie V

INFLUENCE DU FLUX DE MOUSSON

10	Onde et convection dans les phases actives du flux de mousson	155
10.1	Introduction de l'article ' <i>African Easterly Waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African monsoon</i> '	155
10.1.1	Phases actives et inactives du flux de mousson	155
10.1.2	Problématique et méthodologie	156
10.1.3	Principaux résultats	158
10.2	African Easterly Waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African monsoon	160
11	Variabilité de l'efficacité pluviométrique dans les secteurs d'onde	197
11.1	Variabilité de la pluie et contribution des secteurs d'ondes en phase active	197
11.2	Environnement grande échelle des ondes dans les phases	201
11.3	Synthèse	203
12	Synthèse générale et perspectives	207
	Références bibliographiques	213

1

Introduction générale et objectifs scientifiques

Les données des observatoires météorologiques et pluviométriques dans la région Ouest Africaine ont montré que le Sahel a toujours connu une grande variabilité interannuelle des cumuls de pluies. A partir de la fin des années 60, les cumuls annuels sont brusquement devenus déficitaires et les années excédentaires sont devenues rares. L'Afrique de l'Ouest a alors subi une sécheresse d'une ampleur et d'une durée sans précédent au XX^{ieme} siècle sur notre planète (Fontaine and Janicot 1993).

L'impact de cette sécheresse a été d'autant plus catastrophique que les populations locales sont restées très dépendantes de l'agriculture et de l'élevage, et donc tributaires des aléas climatiques. De plus, les caractéristiques climatologiques de cette région apparaissent comme un facteur aggravant pour cet épisode de sécheresse. En effet, un régime de mousson se met en place au cours du printemps boréal générant la quasi intégralité des précipitations, plus de 80 %, dans un intervalle de temps inférieur à 4 mois entre juin et septembre. Une seconde conséquence est la complexification des enjeux socio-économiques (Folland *et al.* 1986), problèmes de ressource en eau des populations, disponibilités des fleuves pour l'irrigation ou la production électrique, partage des surfaces agricoles disponibles entre les éleveurs et les agriculteurs.

Ces problématiques ont poussé la communauté scientifique à lancer plusieurs campagnes d'observation par le biais de programmes internationaux afin de mieux comprendre les différents processus qui régissent ce système climatique complexe (HAPEX-SAHEL¹, WAMP², AMMA³).

Les raisons de ce bouleversement climatique de grande échelle restent cependant mal définies. A des échelles interannuelle ou inter-décennale, les oscillations des températures de surfaces des océans Atlantique (*NAO*) ou Pacifique (*El Nino*) perturbent la circulation générale atmosphère-

¹Hydrologic and Atmospheric Pilot EXperiment in the Sahel, programme d'observation atmosphérique et de surfaces au cours de l'année 1992 au Niger

²West African Monsoon Project, programme européen de 3 ans, entre decembre 1997 et novembre 2000

³Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine, programme international d'observation sur tout l'Afrique de l'Ouest, débuté en 2001

rique et peuvent causer une anomalie de grande échelle des précipitations sur la région Ouest Africaine (Folland *et al.* 1986, Janicot and Sultan 2001). Les effets sur l'agriculture et sur l'élevage ont contraint une importante déforestation, lors de la sécheresse certaines hypothèses ont été émises sur des rétroactions positives entre les conditions de surface et l'atmosphère via la rugosité, l'albedo ou les processus d'évapo-transpiration (Charney 1975).

A des pas de temps plus fins, les observations ont permis de montrer la forte contribution des systèmes convectifs de méso-échelle sur le cumul annuel des précipitations (D'Amato and Lebel 1998). A partir de l'étude des données pluviométriques, le nombre de ces systèmes s'avère expliquer une grande partie du déficit des années 70s à 90s (Le Barbé *et al.* 2002). Les causes de cette diminution sont encore mal connues et l'étude de l'environnement grande échelle associé à ces épisodes pluvigènes apparaît primordiale. L'identification des facteurs propices à la convection sont en parti connu :

- A des échelles de temps supérieures à 10 jours, plusieurs études ont montré d'importantes phases de renforcements et d'atténuations des précipitations à partir d'indices pluviométriques de grande échelle spatiale (Sultan 2002). La circulation générale sur l'Afrique de l'Ouest se voit alors perturbée avec un renforcement du flux de mousson et une augmentation globale des précipitations sur plusieurs jours.
- A des échelles temporelles courtes, inférieures à 10 jours, les forçages de grande échelle permettent un environnement favorable à la convection (convergence d'humidité, anomalie du tourbillon). Le forçage dynamique causé par le relief reste du second ordre en raison des rares massifs dans cette région. Les Ondes d'Est Africaines (AEWs), perturbation du vent à 700 hPa au niveau de l'AEJ¹ peuvent favoriser et/ou organiser la convection. Ces ondes tiennent donc un rôle important dans la climatologie Ouest Africaine et sur l'Atlantique Tropical.

L'objectif de ce travail consiste donc à isoler les périodes avec présence d'ondes et de quantifier leurs impacts suivant les conditions de grande échelle. Le second objectif de cette étude est d'estimer la contribution des ondes sur les modulations intra-saisonnières et interannuelles des précipitations.

Dans la **Partie 1** de cette étude seront présentées les connaissances actuelles de la climatologie Ouest Africaines, ainsi que les mécanismes qui régissent ce régime de mousson. Les données utilisées ainsi que les principaux outils de validation seront exposés.

La **Partie 2** détaillera la méthode de détection des ondes d'Est Africaines. A l'aide de l'analyse en ondelettes du vent méridien un indice de densité spectrale est calculé sur chaque point de grille. Cet indice permet de caractériser l'état ondulatoire de l'atmosphère et donc de sélectionner des évènements significativement influencés par les ondes. Cette méthode sera validée à l'aide d'autres méthodes de détection utilisées dans la littérature. Dans un second temps, une étude de la

¹African Easterly Jet

variabilité temporelle et spectrale de l'indice sera faite permettant de caractériser les ondes d'Est.

La **Partie 3** exposera les principaux modes de variabilité pluviométrique observés sur le Sahel entre 1968 et 1990. A partir de données de pluies filtrés, les caractéristiques du signal saisonnier seront abordées. Des seuils d'activité convective via les données de rayonnement OLR¹ et de précipitations seront choisis. A partir de ces précédents résultats, l'impact de l'onde et les incertitudes sur l'interaction onde - convection - pluie seront évoqués.

Dans la **Partie 4**, l'étude de l'interaction Onde - Convection - Pluie a été abordée en faisant une distinction entre les différents secteurs de l'onde. Une étude quantitative permettra de calculer le poids de chaque secteur sur les précipitations et sur l'activité convective. Les effets dynamiques de l'activité ondulatoire sur la maille de Niamey et sur l'Afrique de l'Ouest seront ensuite détaillés. Deux types de convection pourront être alors identifiés suivant la circulation grande échelle associée et le rôle de l'humidité dans les basses couches sera mis en évidence.

La **Partie 5** étudiera l'activité convective et l'activité ondulatoire au sein des phases de renforcement et d'atténuation du flux de mousson. Les contributions des différents secteurs de l'onde sur les fortes précipitations et les circulations grande échelle associées seront présentées.


Ce travail sera conclu par un chapitre de synthèse dans lequel les perspectives de ce travail seront présentées.

¹Outgoing Longwave Radiation

Première partie

Contexte scientifique

État de l'art de la climatologie Ouest Africaine



La climatologie Ouest Africaine est régie par un régime de mousson qui apparaît fortement lié aux circulations de grande échelle. Il paraît donc important de présenter la circulation générale qui sera à l'origine d'une grande partie des signaux saisonniers. Dans un second temps, la prise en compte de phénomènes locaux permettra de compléter cette étude à plus fine échelle.

2.1 Circulation atmosphérique générale

2.1.1 Bilan énergétique

Le système atmosphérique terrestre a pour principale source d'énergie le rayonnement solaire. Lorsque ce dernier atteint le système Terre Atmosphère Océan (TAO), environ 30% de celui-ci est directement réémis à l'extérieur de l'atmosphère (albédo). Initialement situé dans les courtes longueurs d'ondes (50 % visible et 43 % IR), l'absorption puis la ré-émission du rayonnement par le sol et par l'atmosphère va engendrer une modification de la gamme de fréquences. Le nouveau rayonnement se situe alors essentiellement dans les grandes longueurs d'ondes. Les fréquences de ré-émissions vont permettre au rayonnement d'interagir avec les molécules d'eau, ou certaines autres molécules, dans l'atmosphère, au cours du processus *d'effet de serre* qui va engendrer un système de recyclage énergétique. Ces molécules vont capter une partie du rayonnement provenant du sol ce qui produit une augmentation de la température terrestre, la rendant viable.

Cependant, cette répartition énergétique n'est pas homogène, la distinction la plus forte se situe entre le sol et l'atmosphère. Celle-ci crée un équilibre interne permettant de diminuer les pertes énergétique de l'atmosphère en puisant dans l'énergie reçue au sol. Une seconde disparité existe liée à l'inégale répartition de l'énergie solaire sur la Terre. Suivant la latitude, l'angle zénithal d'incidence et l'albédo moyen du rayonnement crée une différence entre les pôles et l'équateur. Ainsi selon Sellers (1965), le bilan moyen de l'ensemble Terre - Atmosphère est positif

entre 45° Nord et 45° Sud, et négatif au delà. L'atmosphère et l'océan vont permettre alors une redistribution des énergies principalement par des transferts méridiens et verticaux de chaleur latente et sensible ou de quantité de mouvement, des régions énergiquement excédentaires vers les régions déficitaires (Dhonneur 1985).

Le transfert par énergie latente, qui correspond à 80% des transferts totaux selon Malkus (1962)(cité par Dhonneur 1985), se produit à partir des échanges de masses d'air humide dans l'atmosphère. Dans une région source, l'évaporation d'eau dans l'air correspond à un transfert d'énergie (souvent d'origine sensible) vers l'énergie latente. Cette dernière, captée, sera libérée lors du processus inverse de condensation dans une région puits. Les zones sources doivent disposer d'une importante quantité d'énergie sensible et donc se situer dans les latitudes tropicales ou intertropicales. Les précisions apportées par l'indice [Evaporation - Précipitation] en fonction de la latitude permet d'identifier les régions sources ou puits d'humidité. Ainsi les zones polaires et tempérées, de par leur faible taux d'évaporation, sont considérées comme des puits d'humidité. Les régions tropicales, en raison des importantes précipitations, apparaissent aussi comme des régions déficitaires. Les régions intertropicales, disposant à la fois d'important taux d'humidité et de rayonnement solaire, représentent donc ces régions sources.

Le transfert d'énergie sensible est causé par le transport de chaleur, notamment celles qui ont subi une détente adiabatique humide lors d'une ascendance dans les régions tropicales, puis plus au nord, une compression adiabatique sèche au cours de la subsidence. Une grande partie de ces transferts se produisent à partir des échanges océaniques où la capacité calorifique de l'eau améliore son rendement.

Ces échanges internes surtout verticaux et méridiens deviendront alors les moteurs de la circulation générale atmosphérique.

2.1.2 Schéma de circulation générale

La force de Coriolis, induite par la rotation de la Terre, ne permet pas la création d'une unique cellule directe capable de transporter l'énergie des régions tropicales et intertropicales excédentaires vers les régions polaires déficitaires. Haddley en 1735, Ferrel, au *XIX^{ième}* siècle, puis plus récemment Rossby, en 1930, se sont intéressés à ces facteurs afin de proposer un modèle de circulation générale permettant notamment d'expliquer les différents régimes de vents moyens à chaque latitude. Le modèle proposé par Palmén (1951) correspond au plus abouti. La figure 2.1 permet d'observer les différents mouvements moyens verticaux et horizontaux dans les basses couches suivant les latitudes. Ce schéma reste synthétique et ne prend pas en compte les continents ni les océans. La coupe verticale et méridienne des vents, sur la bordure gauche de la figure, fait apparaître trois cellules (respectivement polaire, Ferrel et Hadley) qui répondent bien aux contraintes de transferts énergétiques. La température plus importante aux latitudes tropicales

force l'atmosphère à s'épaissir. La tropopause est ainsi repoussée à une altitude comprise entre 12 et 18 km au niveau de l'Equateur contre environ 8 km aux pôles.

Les importants mouvements ascendants liés aux instabilités des masses d'airs forment une région de basses pressions (L sur la figure 2.1) accompagnée d'une augmentation de la couverture nuageuse. Il s'agit de l'équateur météorologique (ou ITCZ). Ces ascendances vont donc être associées à une convergence de vent dans les basses couches. La zone de basse pression associée à l'ITCZ peut entraîner au cours de la période d'extension polaire maximum (quelques semaines après le solstice), une déviation des alizés de l'hémisphère sud. Lors du franchissement de l'équateur, la composante horizontale de la force de Coriolis s'inverse et le courant devient orienté Ouest - Est. En Afrique de l'Ouest, cette structure d' "alizés déviés" ou drift deviendront la source principale d'humidité et seront considérés comme le flux de mousson. La circulation divergente de haute couche liée aux cellules ascendantes de Hadley fait apparaître des courants jets orientés Nord-Ouest qui s'étendent au delà des tropiques. La partie subsidente des cellules de Hadley, située dans la zone intertropicale (entre 20°Nord et 30°Nord) correspondent à des zones de hautes pressions associées à de l'air chaud et sec. Ces anticyclones vont favoriser l'apparition de régions désertiques à ces latitudes.

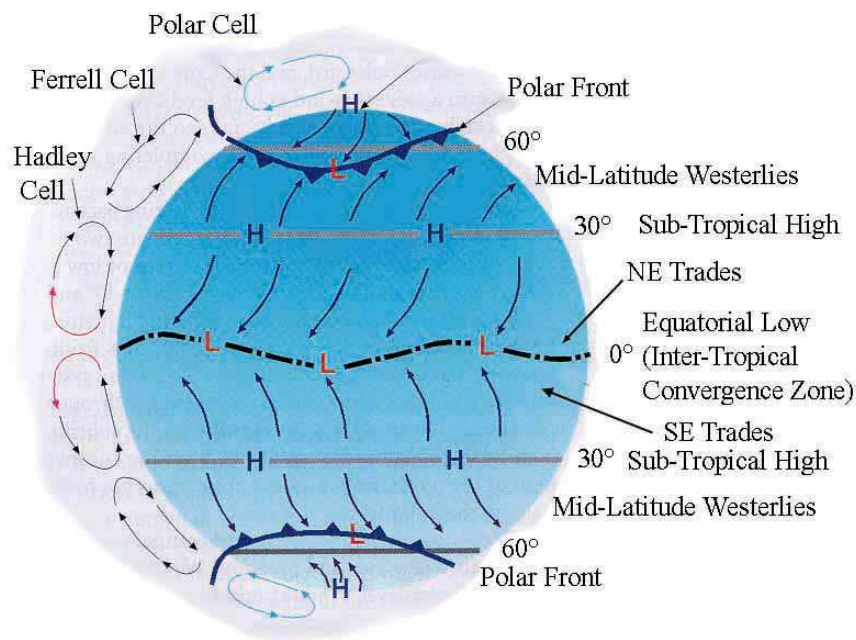


FIG. 2.1: Schéma de la circulation générale atmosphérique selon le modèle de Palmen (1951) illustrant les différentes cellules Nord - Sud (à gauche de la figure), ou la circulation dans les basses couches atmosphériques associée aux zones de hautes pressions (H) et de basses pressions (L).

La redistribution énergétique par l'atmosphère contraint au premier ordre, une circulation méridienne et verticale. La rotation de la Terre, via la force d'entraînement ou la force de Coriolis, ainsi que certains contrastes énergétiques secondaires entre les continents et les océans, vont générer des mouvements zonaux, comme les cellules de Walker. Ces cellules sont liées aux

températures de surface des océans. Au niveau des côtes indonésiennes, dans le Pacifique tropical, ces températures sont importantes générant une convection remarquable. En revanche, à d'autres longitudes, la présence de continents ou de courants froids vont favoriser des subsidences. Au niveau de l'Equateur, une circulation importante Est - Ouest apparaît (figure 2.2).

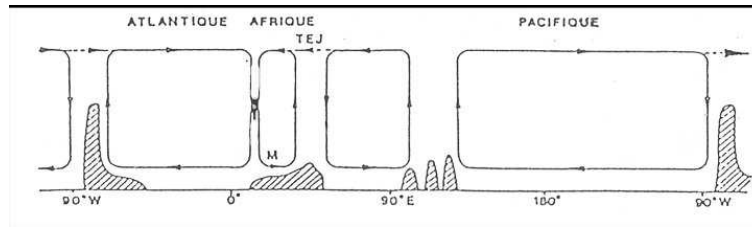


FIG. 2.2: Schéma de la circulation atmosphérique Est - Ouest de type Walker aux latitudes tropicales suivant l'altitude. Les zones grisées indiquent les continents (respectivement américain, africain et asiatique).

2.2 Le régime de mousson Ouest Africaine

2.2.1 Environnement grande échelle de la mousson

Intéressons-nous maintenant à la singularité de la climatologie Ouest Africaine. Cette région du continent, proche de l'Equateur, possède, au sud, une côte orientée Est - Ouest. Il s'en dégage un fort gradient de température entre le sol Sahélien et l'Océan Atlantique tropical accompagné d'un gradient de pression et d'humidité. L'importance de ces différents contrastes a été montrée par Eltahir and Gong (1996) via l'énergie statique humide (MSE). Ce terme correspond à la somme de trois types d'énergie : thermique, potentielle et latente. Elle est donnée par l'équation issue de ?) :

$$MSE = C_p.T + g.Z + L.q$$

Eltahir and Gong (1996) ont ainsi mis en évidence que l'évolution du flux de mousson correspondait à une réponse dynamique de l'atmosphère à ces contrastes énergétiques et que l'intensité du flux était liée à l'intensité du gradient d'entropie, comme le montre la figure 2.3.

La proximité de l'équateur permet à la zone de forte convergence inter-tropicale associée à une importante activité convective d'atteindre le continent et d'y pénétrer sur plus d'une dizaine de degrés (un peu moins de 1 000 Km). La figure 2.4, inspirée de Janicot (1992), schématise la circulation sur ce continent lorsque la position de cette zone de convergence est la plus septentrionale c'est à dire 4 à 8 semaines après le solstice d'été (Janicot 1993).

La profonde dépression continentale contraint les alizés de l'hémisphère sud à franchir l'équateur. L'inversion de la composante horizontale de la force de Coriolis oriente les alizés vers l'Est. Associé à ces mouvements, le profond anticyclone de Saint Hélène centré au milieu de l'Océan Atlantique tropical sud (H2 sur la figure 2.4) alimenté par la branche subsidente de la circulation de Hadley, renforce les alizés du Sud Est au niveau du golfe de Guinée. Ces courants augmentent

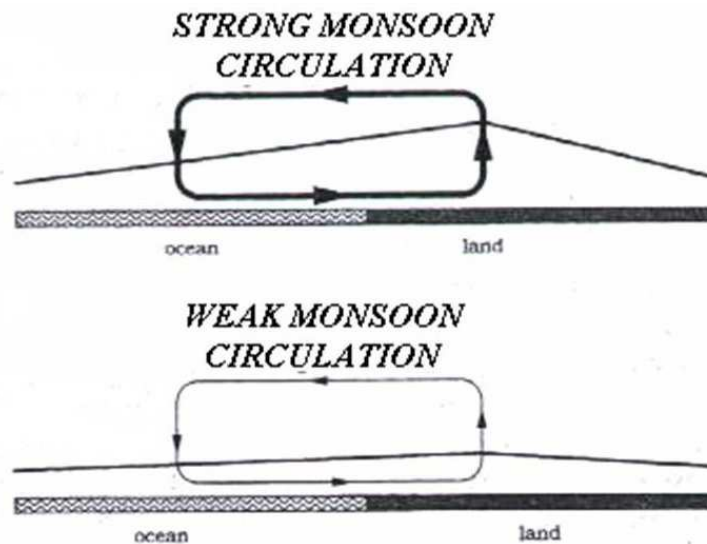


FIG. 2.3: Gradient méridien d'Energie Statique Humide (MSE, courbes noires) et la réponse dynamique (circulation de mousson, ligne de courant), selon Eltahir et al. 1996. La figure du haut illustre le cas d'un gradient énergétique plus prononcé qui génère une circulation de mousson plus forte.

le flux convergent sur l'Afrique de l'Ouest. Les masses d'airs se sont chargées en humidité au dessus de l'Atlantique tropical et atteignent le continent. Ces mouvements correspondent au flux de mousson, principale source d'humidité de la région Ouest Africaine (flèche bleue). Au nord, l'anticyclone des Açores (H1) maintient de puissants alizés océaniques du Nord Est sur l'Atlantique. Sur le continent, les alizés continentaux correspondent à un vent chaud et très sec provenant du Sahara, l'Harmattan (flèche jaune). Ces vents font partie intégrante de la circulation directe de Hadley, placés entre les zones de hautes pressions inter tropicale et de basses pressions tropicales.

Les circulations zonales des masses d'air notamment celles associées à la circulation de Walker sont présentes à deux niveaux de pressions. Un gradient thermique et d'humidité sur le continent Africain génère un flux zonal dont la présence sur l'Afrique de l'Ouest, entre 15°W et 15°E , se traduit par un jet d'Est (le Jet d'Est Africain ou African Easterly Jet) situé entre 700 et 500 hPa. La convection humide (ITCZ), située au sud du jet, et la convection sèche (Heat Low), située sur le Sahara, produisent une inversion du gradient méridien de température et d'humidité dans les couches moyennes troposphériques qui permet d'entretenir ce courant (Thorncroft and Blackburn 1999, Dickinson and Molinari 2000). Il apparaît que ce jet joue un rôle important dans le climat sahélien (Houze and Betts 1981, Moncrief and Miller 1976). Weisman and Rotunno (2004) et Lafore and Moncrief (1989) à partir d'une étude numérique, ont permis de montrer que l'AEJ organise la convection, et notamment les systèmes les plus développés : les lignes de grains, soit en orientant le système soit en augmentant le cisaillement dans les basses couches. Mohr and Thorncroft (2005), à partir des réanalyses de ERA 40 et d'un catalogue de systèmes convectifs

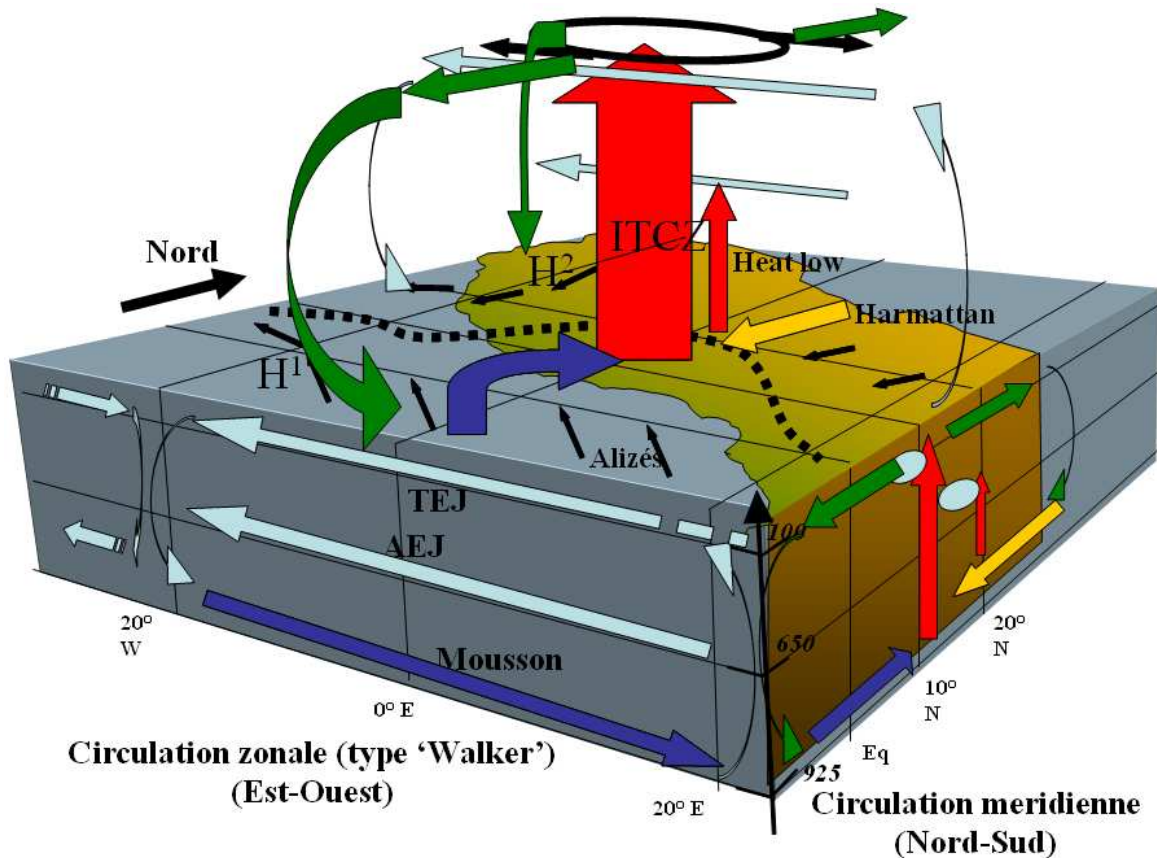


FIG. 2.4: Circulation moyenne au cours de l'été boréal. Au sol, deux anticyclones (des Açores : H1, de Saint Héléne : H2) renforcent les alizés. Parmi ces vents, deux vont jouer un rôle important : le flux de mousson (flèche bleue), riche en humidité, correspond aux alizés déviés qui ont franchi l'équateur, et l'Harmattan (flèche jaune), alizés continentaux chauds et secs. Autour de la zone de convection humide (ITCZ) soufflent deux jets d'Est : l'AEJ et le TEJ (flèches grises). Les coupes verticales permettent de distinguer la circulation de Hadley (circulation méridienne, CHN et CHS) de celle de Walker (circulation zonale). Inspiré de Janicot 1992b

issus de la mission TRMM¹ montrent que la distribution des 10% des systèmes convectifs les plus importants suit une distribution symétrique normale de part et d'autre de l'AEJ. Enfin, c'est au sein de ce courant qu'une perturbation des vents peut se produire, les Ondes d'Est Africaines (AEWs). Une présentation plus détaillée sera faite dans le chapitre 3.

Un second flux zonal lié à la circulation de Walker, présentée figure 2.2, est présent dans les plus hautes couches troposphériques (vers 200 hPa). Il s'agit du Jet d'Est Tropical (JET ou TEJ). L'origine de ce jet est plus lointaine puisqu'il s'agit du contraste thermique entre les hauts plateaux tibétains et l'Océan Indien.

La dynamique de la mousson africaine (MA), générée initialement par ces oscillations grande échelle, reste tributaire de facteurs locaux.

¹Mohr (2004) a utilisé des données issues du programme TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) avec les images TMI (Microwave Imager). Celles-ci ont permis la création d'une base de données de systèmes convectifs disponible de 1997 à 2001 sur l'Afrique de l'Ouest.

A partir d'études numériques ou d'analyses statistiques, il a été établi que la température des océans (SST) jouait un rôle important dans la dynamique atmosphérique (Rowell *et al.* 1995). Vizy and Cook (2001) ont modélisé les effets de la SST dans le golfe de Guinée et l'Atlantique Nord sur les précipitations au Sahel. Ils ont déduit qu'une anomalie positive de la SST dans le Golfe de Guinée diminue la circulation de Hadley et renforce les précipitations sur la côte Guinéenne. A partir de données mensuelles de SST sur l'Océan Atlantique et sur l'Océan Pacifique ainsi que des données pluies mensuelles issues d'un jeu de 110 stations pluviométriques réparties sur l'Afrique de l'Ouest, Janicot *et al.* (1998) montrent une corrélation négative entre la SST dans le golfe de Guinée et les précipitations au Sahel au cours des années 50 à 70. Au cours de la période plus récente comprise entre 1970 et 1989, les corrélations entre les précipitations et la SST dans cette zone deviennent très faibles, en revanche, ils observent une forte augmentation de la contribution de la SST du Pacifique Est, et établissent un impact des oscillations *El Niño* sur les précipitations en Afrique de l'Ouest.

A partir des travaux de Charney and Eliassen (1949) (cité par Semazzi and Sun 1997), l'impact de la topographie Ouest Africaine a été étudié, notamment l'effet des Massifs de l'Atlas et du Hoggar. Semazzi and Sun (1997), à l'aide du modèle de circulation générale NASA GEOS-1, traduisent les effets de la topographie par une anomalie zonale positives du géopotentiel sur la bordure sud du relief, à 10°Nord, et négative sur la bordure nord, à 20°Nord. De ces zones de haute et basse pressions, il en résulte une amplification du vent d'Ouest à 850 hPa, ainsi qu'une augmentation des précipitations dans la bande Sahélienne.

La végétation via notamment l'évapotranspiration, reste un facteur important aux échelles interannuelle et intra-saisonnière (Zeng *et al.* 1999, Mohr *et al.* 2003). A des échelles de l'ordre de quelques kilomètres avec la base de donnée EPSAT-Niger, Taylor and Lebel (1998) ont étudié la persistance des précipitations sur des sites, liée aux précipitations antérieures. De manière plus générale, l'humidification des sols par les précipitations crée une rétroaction positive avec l'augmentation de l'évaporation ((Douville *et al.* 2001)).

2.2.2 Étude de la Zone de Convergence Inter Tropicale

Le passage de masses d'air humide sur le continent plus chaud et l'importante zone de convergence sur le Sahel génèrent une zone d'activité convective majeure.

La figure 2.5 correspond au schéma, proposé par Parker *et al.* (2005) et Mohr and Thorncroft (2005), représentant la coupe verticale et méridienne de la structure thermodynamique des masses d'air sur l'Afrique de l'Ouest au cours de l'été boréal. Il est possible de visualiser l'AEJ et sa position liée à l'inversion du gradient de température. Une première zone de convection se situe au sud de l'AEJ, associée à un gradient thermique proche de l'adiabatique humide, et correspond à la zone de profonde convection humide, l'ITCZ (ou Zone de Convection Inter-Tropicale).

Au nord de l'AEJ, Parker *et al.* (2005) proposent de séparer la couche atmosphérique Sahélienne en trois parties :

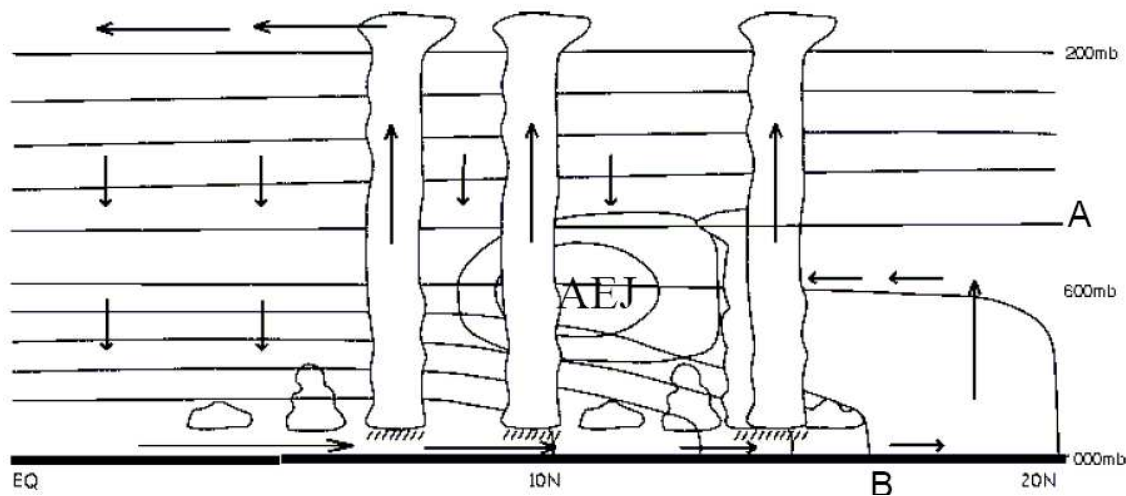


FIG. 2.5: Coupe verticale et latitudinale de la circulation régionale durant la saison humide, d'après Parker et al(2005).

- Les basses couches humides sont soumises au flux de mousson (généralement sous 815 hPa) qui, lorsqu'il s'étend au nord du Sahel permet un épaissement de la couche de mélange et donc une élévation des cumulus à faibles développements verticaux qui peuvent se former.
- La Saharan Air Layer (SAL), comprise entre 815 et 545 hPa, correspond à une couche de faible stabilité statique issue de masses d'air proches de la surface Saharienne. A la base de cette couche, il apparaît une importante inhibition convective (CIN), celle-ci délimitera donc la limite supérieur du développement des cumulus présent dans la couche de mélange. Elle contient une importante quantité d'aérosols, notamment des poussières (Karyampudi *et al.* 1999). Pour détecter les limites de cette couche Parker *et al.* (2005) utilisent les profils de température virtuelle (θ_v) avec $\theta_v = 313K$, pour sa base et $\theta_v = 319K$ pour son sommet. La SAL est associée à un faible PV et une faible décroissance adiabatique. Elle apparaît épaisse dans la partie nord du Sahel, visible sur la figure 2.5 au niveau de la zone de convection sèche légèrement au sud de 20°Nord, et plus fine au niveau de l'AEJ. Ces masses d'air sèches avec de faibles θ_e dans les couches moyennes sont indispensables à la formation de systèmes convectifs à longue durée de vie. D'une part la SAL possède une décroissance adiabatique sèche qui crée une importante instabilité conditionnelle au niveau de sa limite supérieure. D'autre part, l'humidité relative très faible dans la couche moyenne augmente le processus de ré-évaporation des gouttes pendant leurs chutes, augmentant ainsi l'intensité du courant de densité qui permet d'entretenir les plus importants systèmes convectifs. Ainsi à ces latitudes pourront apparaître des intenses mais sporadiques systèmes convectifs originaires des basses couches. En effet, si la particule franchit la CIN présent à la base de la SAL, elle traversera alors l'ensemble de la couche en raison du profil de température du milieu.
- La troisième partie de la troposphère, au dessus de 500 hPa, dont son profil se rapproche d'une décroissance pseudo-adiabatique, déterminera l'altitude du sommet du système convectif. Sa base est humidifiée par des convections de basses couches situées plus au sud. Au cours de l'expérience JET 2000 cette base était souvent associée à des nuages

de type altocumulus et stratocumulus (Parker *et al.* 2005).

Roca *et al.* (2005), à l'aide des ré-analyses NCEP/NCAR et de l'ECMWF, ont étudié l'importance des intrusions d'air sec (dont l'humidité relative peut être inférieures à 5 %), d'origine extra-tropicale, dans les couches moyennes situées à 500 hPa. Ils ont notamment montré que ces intrusions, à l'avant et à l'arrière de la zone de convection, pouvaient avoir un impact positif sur la maintenance de systèmes de meso-échelle.

2.2.3 Caractérisation de la convection dans la bande Sahélienne

La zone de convergence inter-tropicale associée aux précipitations de la région Sahélienne correspond en grande partie à de la convection profonde, c'est à dire des systèmes qui peuvent se développer sur une importante couche atmosphérique (Gamache and Houze 1983). La formation de tels systèmes requiert des basses couches stables (forte Convective INhibition) qui inhibent les échanges avec les couches moyennes mais qui vont permettre la croissance d'énergie convective potentiellement disponible (Convective Available Potential Energy ou CAPE). Ces propriétés sont caractéristiques de la région Sahélienne au cours de la saison de mousson (Diongue *et al.* 2002). La CAPE correspond à une condition nécessaire à la convection, et son absence traduit une stabilité générale des masses d'air.

Un profil typique de la troposphère tropicale est abordé à partir d'un sondage présenté sur la figure 2.6 issue de Holton (1992).

La température potentielle d'une particule est définie comme étant la température de cette particule initialement située à une pression P qu'on aurait ramenée à une pression de référence P_0 (ici 1000 hPa) en suivant l'adiabatique sèche. Cette température permet alors de caractériser la stabilité des masses d'air sur toute l'épaisseur de la couche atmosphérique. Cette température est donnée par :

$$\theta = T \left(\frac{P}{P_0} \right)^{-\frac{R}{C_P}} \quad (2.1)$$

La croissance permanente du profil vertical de la courbe de température potentielle (θ) indique une stabilité de l'air sec sur toute l'épaisseur de la troposphère. Cela signifie qu'en absence de condensation, les mouvements verticaux resteront limités. La prise en compte de l'humidité par le calcul de la température potentielle équivalente permet de mettre en évidence les zones potentiellement instables. Cette température potentielle équivalente est obtenue par :

$$\theta_e = T \left(\frac{P_0}{P_d} \right)^{R_e / (C_{pd} + r_T C_l)} \exp \left(\frac{L r^s}{(C_{pd} + r_T C_l T)} \right) \quad (2.2)$$

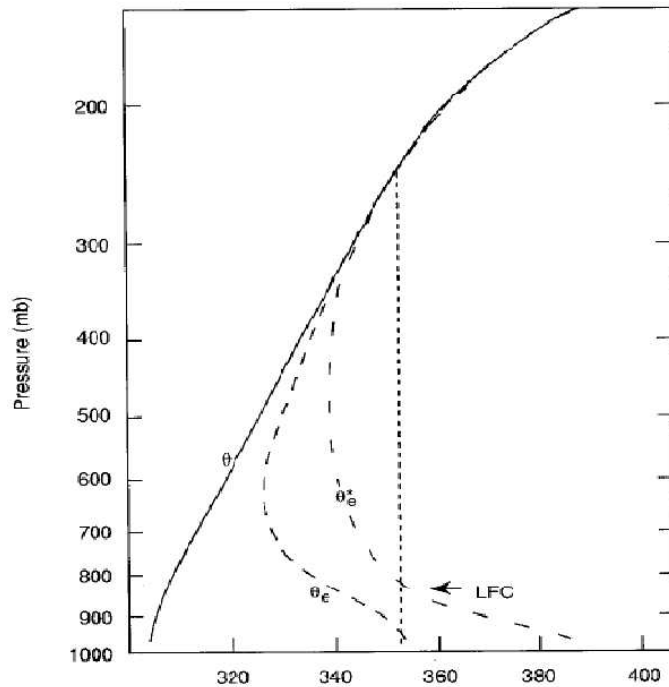


FIG. 2.6: Profil de température potentielle (θ), de température potentielle équivalente (θ_e) et de température potentielle équivalente de l'atmosphère si elle est amenée à saturation (θ'_e). D'après Holton 1992

où : r^s le rapport de mélange saturant, r_T le rapport de mélange de l'air humide. C_l , C_{pd} et R_e correspondent à des constantes des gaz parfaits, respectivement la capacité calorifique de l'eau, la capacité calorifique de l'air à pression constante, et la constante des gaz parfaits.

Cette nouvelle température potentielle équivalente, θ_e , sera conservée lors de transformations adiabatiques humides. Cette température correspond à celle d'une masse d'air asséchée suivant les étapes :

- détente adiabatique sèche jusqu'au point de condensation
- poursuite de la détente mais suivant l'adiabatique humide jusqu'à l'assèchement total de la particule
- compression adiabatique sèche jusqu'à la pression de référence

Cette température ne permet pas de distinguer une masses d'air non saturé à une température potentielle équivalente, d'une autre mass à la même température mais saturé. Pour apporter cette information nécessaire ; et donc pour observer la stabilité de ce nouveau profil, il est utile de calculer la température potentielle équivalente à saturation. Il s'agit de la température potentielle qu'aurait la particule si elle est à la même température et pression mais saturé.

Grâce à ces deux nouveaux profils, il est possible de déterminer à quelle altitude la masse d'air, initialement dans une zone d'inhibition, atteindra la zone d'instabilité, dite LFC (Level of Free Convection). Plusieurs mécanismes peuvent générer l'élévation d'une masse d'air située dans un environnement stable :

- Forçage grande échelle (dépression, convergence d'humidité, anomalie de tourbillon)

- Chauffage radiatif
- Forçage dynamique (relief)

En approximant, on peut observer qu'au cours de son ascension (en pointillés sur la figure 2.6), la masse d'air conserve sa température potentielle équivalente. A une altitude donnée la courbe rencontre le profil de température potentielle équivalente à saturation (θ'_e), la masse d'air a atteint sa limite de convection libre (LFC) et devient instable. Dès lors, et tant que la température de la particule restera supérieure à θ'_e , la flottabilité restera positive caractérisant l'instabilité du système, et la particule poursuivra son ascendance même en absence de forçage extérieur. De ce type de profil, il peut en résulter un système convectif développé. Ces systèmes sont important dans la météorologie tropicale africaine car ils génèrent près de 90 % des précipitations au Sahel (D'Amato and Lebel 1998).

2.2.3.1 Classification des nuages convectifs

Il existe une importante gamme de systèmes associés aux nuages à développement vertical, suivant leurs tailles et leurs nombres. Cette classification est conséquente à leurs capacités à s'alimenter continuellement en masses d'air humide et instable :

- **Les systèmes uni-cellulaires (ou isolés)** : issus de cumulus et d'une convergence de vents dans les basses couches, ces nuages sont constitués d'une seule cellule convective. Le cumul des précipitations reste limité et leur durée de vie n'excède pas quelques heures avec une forte signature diurne.
- **L'orage multicellulaires** : correspond à plusieurs cellules convectives à des stades différents de leurs cycles de vie. Ces orages se forment sous plusieurs conditions :
 - . Humidité dans les basses couches
 - . Environnement instable (fort CAPE), associé à des basses couches stables (présence d'une CIN)
 - . Cisaillement de vent dans les couches moyennes

La ré-évaporation d'une partie des précipitations au cours de leur chute dans la partie stratiforme d'un système convectif mature va permettre à l'atmosphère avoisinant de se refroidir. La poche d'air froid qui atteint le sol soulève l'air chaud et humide des basses couches permettant la naissance ou l'évolution d'une nouvelle cellule convective. Les cumuls atteints lors de ces épisodes pourront devenir importants lors de vitesses de déplacement faibles (Sangare and Sidibe 2001).

- **Les systèmes de meso-échelles** : selon Houze (1977) "*Un système convectif de méso-échelle est un système nuageux qui apparaît en association avec des orages produisant une zone continue de précipitations d'extension horizontale de l'ordre de 100 km ou plus dans au moins une direction*". Il s'agit de la classe de systèmes les plus développés regroupant les "lignes de grains" et les MCCs (Complexes Convectifs de Méso-échelles). Nous traiterons particulièrement cette classe de systèmes responsable de la majeure partie des précipitations dans les tropiques (Gamache and Houze 1983) dans le chapitre suivant.

2.2.3.2 Les systèmes de Mésos-échelles

Possédant la plus forte extension horizontale (pouvant dépasser le millier de kilomètres), les systèmes qui atteignent ce stade de maturité précipitent 75 % du cumul annuel des précipitations en région Sahélienne (D'Amato and Lebel 1998). Ils peuvent être séparés en deux parties comme le montre la figure 2.7, d'après Houze (1989).

A l'avant : la partie convective. Il s'agit de plusieurs cellules orientées le plus généralement dans l'axe Nord - Sud, perpendiculairement au déplacement du système, dont la largeur Est - Ouest varie entre dix et vingt kilomètres et la longueur dépassant la centaine de kilomètres. L'air chaud et humide franchit la limite de convection libre grâce à une convergence de basse couche. Au cours de son ascendance, la masse d'air atteint la saturation et précipite. Cette partie amont du système convectif enregistre donc les plus fortes précipitations pendant un laps de temps assez court.

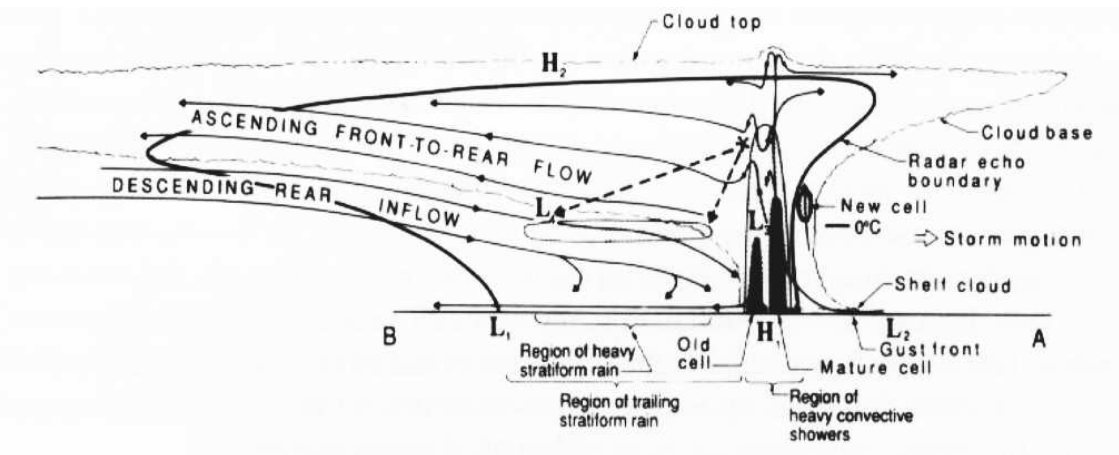


FIG. 2.7: Modèle conceptuel dynamique d'un système convectif de méso - échelle selon Houze 1989.

La seconde partie, souvent plus large, possède une très forte variabilité tant sur sa surface que sa contribution dans les précipitations du système. Ainsi dans le cas particulier de l'étude de Schumacher and Houze (2003), les auteurs montrent que cette partie stratiforme représente 73 % de la surface totale du système et 40 % des précipitations. La part non négligeable des précipitations dans cette partie sont expliquées par une durée et en régularité plus importante. Au cours de leurs chutes, une partie des gouttes vont se ré-évaporer dans un environnement non saturé. Les masses d'air aux alentours se refroidissent alors, et vont se concentrer au sol créant ainsi une *goutte froide*. L'évacuation de la couche froide et dense au sol va générer le front froid, et donc une convergence dans les basses couches, responsable du soulèvement initial des masses d'air chaudes et humides (et du nuage de poussière), permettant ainsi l'alimentation en humidité.

2.2.4 Signal saisonnier des précipitations

La migration annuelle vers le nord puis la redescente vers l'équateur de la zone de convection peut être appréhendée par la signature au sol des précipitations journalières. L'importante zonalité du signal de pluie permet de régionaliser les données en les moyennant entre 10°Ouest et 10°Est. La figure 2.8, issue de Sultan (2002), décrit le cycle saisonnier des précipitations en fonction de l'année et de la latitude pour les longitudes comprises entre 10°W et 10°E. Un premier pic de fortes précipitations atteint la côte guinéenne dès le mois de mars. L'évolution de ce maximum de pluies journalières correspond d'abord à une stationnarité avec une légère montée jusqu'à 6°Nord en juin. Puis, vers la fin du mois de juin une brutale rupture apparaît. Définie comme le *saut du flux de mousson* par Sultan and Janicot (2003), il correspond à la montée rapide de la ZCIT d'une position d'équilibre autour de 6° à 10°N. Durant les mois de juillet et août les précipitations au Sahel sont accompagnées d'une petite saison sèche en région Guinéenne. Enfin, la redescente de la ZCIT, qui paraît plus régulière que la montée, intervient en septembre et octobre.

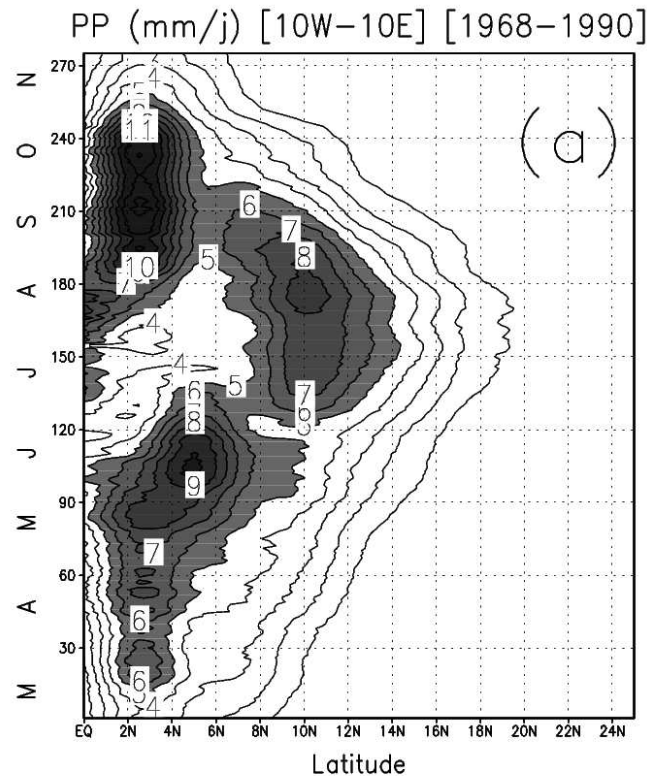


FIG. 2.8: Diagramme Hovmoëller des précipitations journalières moyennées entre 10°W et 10°E entre 1968 et 1990, d'après Sultan (2002).

Deux types de climat tropical se dégagent : le climat tropical sec, présentant une saison sèche en hiver boréal et une saison humide lors de la position la plus septentrionale du soleil (cas du Sahel) ; et un climat tropical humide, marqué par la quasi uniformité des températures au cours de l'année avec des périodes sèches n'excédant pas 3 mois. Les régions concernées par ce dernier

type de climat ont la particularité de rencontrer deux saisons des pluies au cours d'une année, correspondant à la période de montée puis de descente de la ZCIT, elles sont généralement plus proches de l'équateur (maximum 10° Nord), c'est le cas de la côte Guinéenne.

Un tel signal génère un fort gradient méridien des isohyètes sur toute l'Afrique de l'Ouest (fig 2.9, d'après Nicholson *et al.* 1988).

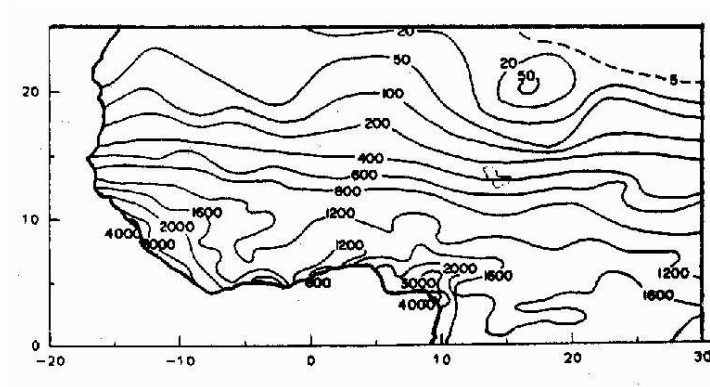


FIG. 2.9: Distribution des isohyètes annuelles moyennées entre 1941 et 1980. D'après Nicholson *et al.* 1988.

Trois régions se dégagent de leurs bandes latitudinale moyennes. Ces trois régions correspondent aux reliefs ouest africains. A 10° Ouest et 10° Nord, sur la Guinée Conakry, la région du massif du Fouta Djalon (source du fleuve Niger) enregistre plus de 3000 mm de cumul annuel. Sa proximité des côtes permet un apport important de masses d'air humide qui vont décharger leur humidité sur le relief. Plus au sud vers 5° N et 10° E le massif de l'Adamaoua est aussi responsable d'une augmentation locale du cumul annuel. Enfin la dernière zone, plus au nord, apparaît à 20° N et 15° E. Il s'agit de la position du massif de l'Aïr. Les cumuls enregistrés ne sont pas importants (de l'ordre de 50 mm) mais sa position géographique, en pleine zone désertique en fait une région privilégiée. En dehors de ces trois reliefs, les isohyètes restent très parallèles aux latitudes.

2.3 Les Ondes d'Est Africaines

Les Ondes d'Est Africaines (ou African Easterly Waves, AEWs) sont des perturbations du champ de vent dans les couches moyennes de la troposphère, au sein du Jet d'Est Africain (AEJ) à 700 hPa. Elles sont surtout présentes sur l'Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique tropical et se propagent d'Est en Ouest à des vitesses de l'ordre de $1000 \text{ km.jour}^{-1}$. Il existe deux bandes de périodes dans lesquelles il apparaît un fort signal : 3-5 jours et 6-9 jours.

2.3.1 les ondes 3-5 jours

Mises en évidence et analysées depuis les années 60, elles se produisent surtout pendant les trois mois de la saison des pluies (de juin à septembre). L'origine de cette perturbation est assez mal connue, à l'Est de l'Afrique de l'Ouest. Leur longueur d'onde est tout d'abord estimée aux environs de 2100 km, et plus généralement entre 2500 et 3500 km (Carlson 1969b, Carlson 1969a, Burpee 1974, Diedhiou *et al.* 1999). Les ondes dont la durée de vie est estimée à quelques jours possèdent une extension méridienne maximum comprise entre 5°N et 30°N. La vitesse de propagation est estimée autour de 600 km.j⁻¹. Durant l'expérience GATE¹ en 1974, Reed *et al.* (1977) et Norquist *et al.* (1977) ont permis d'approfondir les connaissances sur les ondes, notamment la diminution de la période et de la longueur d'onde au cours du passage entre le continent et l'Océan Atlantique. Une telle perturbation est visible sur la figure 2.10, issue de Diedhiou *et al.* (1999)

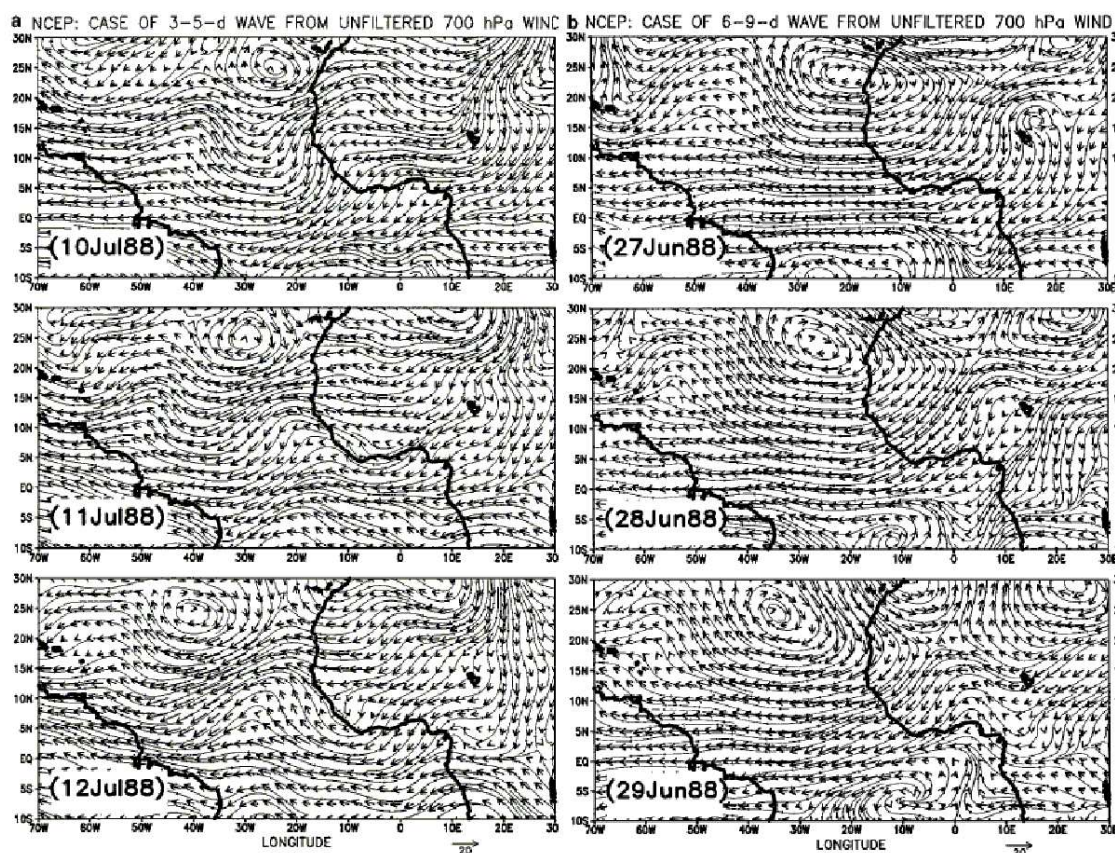


FIG. 2.10: Coupe horizontale des vents méridiens et zonaux à 700 hPa en régime perturbé au cours de l'année 1988 visible à partir des réanalyses de NCEP/NCAR : Entre le 10 juillet et le 12 juillet, évolution d'une onde 3-5 jours (figures de gauche) ; Entre le 27 et le 29 juillet, évolution d'une onde 6-9 jours (figures de droite) (issue de Diedhiou *et al.* 1999).

Deux vortex ont pu être séparés de part et d'autre de l'AEJ, le premier autour de 12°N, lié à l'activité convective sur le Sahel et un deuxième plus au nord autour de 20°N d'origine plus

¹GARP Atlantic Tropical Experiment, programme d'expérimentation météorologique effectué entre Juin et Septembre 74 en trois phases, sur l'Afrique de l'Ouest et l'océan Atlantique Tropicale

dynamique. Burpee (1972) a montré que l'AEJ génère une instabilité tridimensionnelle suivant les critères de Charney and Stern (1962) qui s'appliquent à un jet interne incluant un cisaillement horizontal et vertical dans une atmosphère stratifiée. Les sources énergétiques principales de l'onde correspondent donc à l'AEJ et à l'inversion du gradient méridien de vorticité potentiel, sans quoi une perturbation dans un flux ne pourra s'accroître (Eliassen 1983).

Un transfert barotrope (cisaillement horizontal des vents) et barocline (cisaillement verticaux des vents et de la température) permet le transfert d'énergie du courant de base (AEJ) aux ondes (Norquist *et al.* 1977). La plus forte croissance des ondes, située entre 10°E et 0°E, coïncide avec une région où l'AEJ est fortement cisailée verticalement et horizontalement, ce qui rend essentiel le rôle de ces instabilités dans le déclenchement des ondes d'Est (Albignat and Reed 1980). De plus, Norquist *et al.* (1977) et Thompson *et al.* (1979) précisent que sur le continent les conversions baroclines sont plus fortes que les conversions barotropes alors que sur l'océan les conversions barotropes prédominent. Plus récemment, Cook *et al.* (2004), à partir des réanalyses NCEP ont montré les grandes variabilités temporelle et spatiale que pouvaient faire apparaître les caractéristiques des ondes. Les auteurs retrouvent les deux vortex, celui au sud (à 8°N) a une propagation vers l'ouest d'environ 1040 km.j⁻¹, une longueur d'onde de l'ordre de 4000 km et disparaît au centre de l'Océan Atlantique. La partie nord (détectée entre 17 e 20°N) a une période plus proche de 4-5 jours, une longueur d'onde plus courte (3200 km) et une propagation plus lente liée à un AEJ plus faible. L'altitude des deux vortex paraît distincte, visible à 700 hPa pour la branche sud, la branche nord apparaît plus active à 850 hPa.

A partir de modèles aux équations primitives, Rennick (1976) et Simmons (1977) suggèrent que le développement des ondes se produit au dépend de l'énergie cinétique zonale du jet sans être influencé par la chaleur latente relâchée, notamment à partir d'un modèle barotrope responsable dans un premier temps de la croissance de l'onde. Thorncroft and Hoskins (1994a), Thorncroft and Hoskins (1994b) et Thorncroft (1995) utilisent les équations primitives avec les conditions hydrostatiques pour observer les comportements linéaire et non linéaire des AEWs. La croissance non linéaire des ondes indique que la phase d'initiation des ondes se produit à travers une conversion barotrope puis une conversion barocline. Les deux types de croissance sont donc tributaires des conversions barotropes et baroclines. L'auteur note le rôle de la chaleur latente dans l'augmentation de l'instabilité barocline. Cependant, l'AEJ obtenue dans ces simulations reste plus fort que dans les observations. Hall *et al.* (2005), à l'aide d'un modèle commun à Simmons (1977) forcé par les moyennes annuelles des réanalyses NCEP/NCAR suivant deux méthodes. Dans un premier temps, la structure des ondes est étudiée suivant les sections verticale et méridienne du vent moyen à chaque longitude, avec aucune variation zonale. Dans un second temps la variation zonale de l'AEJ est pris en compte. Ils obtiennent des ondes dont les propriétés énergétiques et le taux de grossissement apparaissent réalistes lors de la première étude. Dans la deuxième étude, l'intensité de l'AEJ influe sur la structure des ondes qui s'apparentent fortement à celles obtenues par Kiladis *et al.* (2005) avec une étude composite des réanalyses NCEP. Enfin, d'après cette même étude, le paramètre correspondant à un coefficient de friction semble être déterminant sur le taux de croissance des ondes. En absence de celui ci, les ondes compte

un taux de croissance de 0.253 jour^{-1} . Si un léger gradient de coefficient de friction est appliqué dans les basses couches, les ondes deviennent stable (*i.e.* croissance nulle). Des conclusions nouvelles sont donc apportées sur la stabilité atmosphérique lors de la génération des ondes d'Est.

A l'aide d'un modèle climatique régional, Hsieh and Cook (2005) ont simulé des ondes dans des conditions atmosphériques issus de moyennes saisonnière de trois jeux de simulation :

- simulation avec une humidité des sols réaliste (référence).
- simulation dans une humidité des sols très bas (AEJ plus fort)
- simulation avec une humidité des sols importante (extension de l'AEJ au nord et diminution de son intensité)

La seconde simulation ne présentant pas d'activité ondulatoire significative, les auteurs en déduisent que la sensibilité des ondes est plus forte à l'activité convective qu'à l'intensité de l'AEJ. Cependant, d'autres simulations réalisées démontrent qu'il est impossible d'obtenir des ondes 3-5 jours réalistes sans AEJ. Enfin, Hsieh and Cook (2005) concluent que l'origine des ondes est plus liée à la convection cumuliforme associée à l'ITCZ qu'aux conversions barotropes.

Le rôle joué par ces ondes est important dans la climatologie Ouest Africaine, sur l'Océan Atlantique voire même sur le continent Américain. Le vortex situé au sud peut initier un environnement favorable à la naissance et au développement de lignes de grains (Chen and Ogura 1982), type principal de précipitations au Sahel, et peuvent se transformer en cyclones tropicaux sur l'Atlantique Nord (Avila and Clark 1989).

Les poussières en provenance de l'Afrique interviendraient, selon Chadwick *et al.* (1999) et (Swap *et al.* 1992) dans l'écosystème du bassin Amazonien soit dans un processus de fertilisation des sols soit comme source de nutriments. Or, selon Jones *et al.* (2003), plus de 20 % des poussières émises dans l'atmosphère seraient liées à l'activité convective des ondes 3-5 jours. Les transports ou l'advection de ces poussières par les ondes pourront intervenir sur le climat à travers une modification des forçages radiatifs directs ou indirects (Miller and Tegen 1998). Enfin, l'impact des ondes sur la convection et les précipitations sera abordé dans les chapitres suivants.

2.3.2 les ondes 6-9 jours

Découvertes par Riehl (1948), Grueber (1975) et Viltard and De Felice (1979), ces ondes ont une longueur d'onde de 5000 km et se propagent vers l'Ouest d'environ 9 degrés de longitude par jour, avec une amplitude maximale autour de 12.5° N. Ces ondes sont généralement situées plus au nord que celles à plus basse période (de Félice *et al.* 1990, de Félice *et al.* 1993, Viltard *et al.* 1997), et se produisent le plus souvent en début ou en fin de saison des pluies (Diedhiou *et al.* 1998, Diedhiou 1998).

L'évolution d'une perturbation de ce type est visible sur la figure 2.10b.

2.4 Incertitude des interaction Onde - Convection - Pluie

Le lien entre les ondes d'Est africaines (AEWs) et la convection ou avec la pluie a plusieurs fois été étudié.

A l'aide d'un modèle simplifié ou à partir de la solution linéarisée des équation primitives, Thorncroft and Hoskins (1994a), Thorncroft and Hoskins (1994b) et Mass (1979) ont étudié comment les ondes pouvaient moduler la convection. Ces simulations ont permis de montrer l'impact des tourbillons positifs à l'avant du talweg et de certaines caractéristiques de la couche limite : cisaillement de vent, présence d'humidité ou du jet d'est africain (AEJ).

Miller and Lindzen (1992) ont exposé les processus permettant aux ondes de générer à distance une convergence d'humidité dans les basses couches. A partir de plusieurs simulations, les auteurs en déduisent qu'en l'absence de cisaillement de vents, lié à l'AEJ la convergence d'humidité atteint les plus basses couches sans être atténuée, mais les valeurs restent trop faibles pour générer des ascendances. A l'inverse, un cisaillement trop fort va diminuer l'impact des ondes trop rapidement. Ainsi, avec un cisaillement optimum, une ondes peut, selon ces auteurs générer une forte convergence d'humidité et donc des précipitations organisées à condition d'être à une certaine distance de la source d'humidité et avec un cisaillement de vent approprié.

Ces résultats ont été corroborés par Fink and Reiner (2003) avec l'étude sur les réanalyses NCEP/NCAR de 1998 et 1999 en l'Afrique de l'Ouest, qui indiquent que les AEWs jouent un rôle important dans la genèse des lignes de grains, dont près de 42 % sont associées aux AEWs durant les années 1998-1999. Cet impact, maximum au coeur de la saison (juillet, août), atteint 68 % sur la côte Sénégalaise. Cependant Fink ne trouve pas de caractéristiques particulières entre les lignes de grains forcées, ou non, par les ondes (durée de vie, intensité). Petersen *et al.* (2003) a aussi établi un tel lien entre des ondes d'Est et les précipitations au cours du programme EPIC-2001, situé à l'Est de l'Océan Pacifique Tropical.

A partir d'études de cas, il a été possible d'observer cette association onde -convection - pluie. Pendant la campagne GATE, Reeves *et al.* 1979 montrent qu'au cours de la phase III (août et septembre 1974) une grande partie des précipitations côtières était liée aux ondes. Deux études récentes sont particulièrement marquantes. Berry and Thorncroft (2004) suivent la plus intense des ondes de l'année 2000, responsable notamment du cyclone Alberta. Ils superposent des données METEOSAT pour y observer la convection associée. Ils ont pu associer l'onde à plusieurs systèmes convectifs au cours de son cycle de vie. Une large activité convective précède l'apparition de l'onde. Cette activité va augmenter les instabilités atmosphériques barotrope et barocline présentes en région tropicale. Au cours de la phase de croissance, l'onde favorise la convection qui rétroactivement renforce l'instabilité en fournissant une anomalie de vorticité. Enfin, à proximité de la côte guinéenne, malgré l'atténuation de l'instabilité barocline de l'onde, l'anomalie de PV associée à l'onde fusionne avec une autre anomalie provenant du sud, ce qui

permet de poursuivre la convection, et plus tard de générer un cyclone tropical. Redelsperger *et al.* (2002) ont travaillé sur un épisode convectif pendant l'expérimentation de HAPEX-SAHEL en août 1992. Ils montrent que cette ligne de grains s'est produite dans un environnement favorable : PV fort, AEJ diminué, et sous la présence d'une activité ondulatoire, avec plus particulièrement une prédominance de la convection à se situer à l'avant du talweg de 700 hPa.

Bien que l'onde corresponde à un environnement favorable à la convection, elle ne paraît pas être une condition suffisante. Taleb and Druyan (2003), Lebel *et al.* (2003) et Mathon *et al.* (2002) ont montré des corrélations faibles entre la variabilité interannuelle du cumul de pluie et le nombre d'AEW dans les années 80 et 90. Par ailleurs, Gu *et al.* (2003) n'observent pas de variabilité interannuelle des pluies à partir de la différence dans les propriétés des ondes. Ils concluent sur un possible lien non linéaire entre l'AEJ, les ondes et la pluie.

Il est difficile de voir quels impacts ont les ondes d'Est sur la convection et surtout si la variabilité des ondes est liée à la variabilité du cumul de précipitations. Ces incertitudes peuvent être causées par les effets très différents des secteurs de l'onde. Burpee (1974), Fink and Reiner (2003) ou Mathon *et al.* (2002) ont observé la dépendance de la latitude sur la position du lieu de la convection. Au sud de 12.5° Nord, la convection se situe plutôt entre le flux de nord et le talweg, à proximité de l'anomalie de rotationnel. D'après Reed *et al.* (1977) et Payne and McGarry (1977), cette zone est aussi le lieu de genèse des lignes de grains. Selon les observations de GATE, le talweg est bien en phase avec la vorticité relative à 700 hPa, mais la divergence dans les basses couches montre un minimum légèrement à l'Ouest du talweg, tout comme les vitesses verticales ascendantes à 850 hPa. Enfin, les auteurs montrent que le secteur nord est associé à une anomalie de température chaude à 850 hPa. Enfin le maximum de précipitations se situe intercalé entre le secteur nord et talweg. Paradis *et al.* (1995) retrouvent, à partir d'un modèle non hydrostatique dans sa version linéarisé, les principaux résultats de la structure verticale et horizontale des AEWs de Reed *et al.* (1977) au cours de GATE,. Cette étude numérique appliquée dans des conditions d'humidité différentes a permis de montrer qu'un environnement sec reproduit une structure correcte dans les basses couches par rapport aux observations. L'utilisation d'un schéma de convection de type CISK dans un environnement humide améliore la circulation obtenue dans les hautes couches troposphériques. Le maximum des précipitations est atteint dans le talweg.

Plus au nord (au dessus de 15° Nord) le flux de sud permet une advection d'humidité de la côte dans un environnement très sec et engendre la formation de systèmes convectifs (Duvel 1990, Machado and Rossow 1993, Kiladis *et al.* 2005).

  l'échelle interannuelle, Druyan and Hall (1996) trouvent une variabilité de la position de la convection dans le champ de vent perturbé, avec un basculement du pic des précipitations de l'Ouest du talweg en 1987 (année sèche)   un pic à l'Est en 1988 (année humide). Gu *et al.* (2004) retrouvent la signature des AEWs dans le signal en ondelettes de la pluie qui co incide avec le signal du vent méridien à 850 hPa. Cependant les maximas ne se produisent pas à la même latitude et les pics dans le champ de vent ne correspondent pas tous à un pic dans le champ de pluie. La différence dans la distribution latitudinale est sans doute causée par l'altitude sélectionnée pour détecter les ondes (850 hPa) qui est plutôt favorable à la détection de l'onde située

sur la bordure nord de l'AEJ (Pytharoulis and Thorncroft 1999, ?). Gu *et al.* (2004) observent la convection dans le flux de sud, au nord de 15° Nord, et à l'Ouest du talweg, au sud de 15° Nord et montrent le rôle important joué par le chauffage diabatique dans le développement des ondes au sud de l'AEJ et négligeable au nord de l'AEJ. D'après Grist (2002), les épisodes des AEWs sont plus longs et plus importants les années humides. A partir d'un modèle aux instabilités linéaires, Grist and Nicholson (2002) vérifient que les ondes ont un développement plus rapide et plus important les années humides et indiquent que les ondes sont, en général, plus fortes avec un impact plus important les années humides (années 1958-1961), notamment avec l'intensification des cisaillements verticaux et horizontaux.

3

Descriptif des bases de données et des outils de validation

Au cours de cette thèse, nous avons utilisé trois jeux de données indépendantes issues de l'observation, de données satellitales ou de réanalyses. Ces différents jeux de données sont couramment utilisés, et différentes études ont permis de les valider. Nous allons, dans ce chapitre les présenter. Dans une seconde partie, les tests utilisés pour valider les résultats obtenus seront détaillés.

3.1 Les réanalyses NCEP/NCAR

Le principe des réanalyses de données est basé sur un système d'assimilation complexe associant des observations de diverses origines et des prévisions à courte échéance issues d'un modèle. Le NCEP/NCAR (**National Center for Environmental Prediction** et **National Center for Atmospheric Research**) a ainsi pu constituer un jeu de données de variables dynamiques tels que le vent, sous ses trois composantes : zonale, méridienne et verticale ; le géopotential, la température et l'humidité spécifique recouvrant la période 1958 à nos jours. Ces données sont calculées sur des mailles de $2^{\circ}5$ par $2^{\circ}5$, avec 17 niveaux de pression (de 1000 à 10 hPa) et toutes les 6 heures.

Le changement de paramétrisation du modèle d'une part et les modifications de collecte des données d'autre part peuvent induire de forts biais. Les régions faiblement couvertes par des observations (cas de l'Afrique de l'Ouest) vont être sensibles aux modifications apportées dans le modèle. Kalnay *et al.* (1996) est à l'origine de travaux reprenant l'ensemble des observations depuis 1958 en les assimilant avec un seul et même modèle, supprimant les biais apportés par le changement de paramètres ou de modèle au cours de la période. Suivant la validation des variables issues du modèle par des observations, il est possible de distinguer les données comme le vent ou la pression, dont les observations assurent une certaine qualité, de variables issues plus particulièrement des modèles et dont la sensibilité aux paramètres les rendent très vulnérables.

Il peut alors apparaître des biais très importants, c'est le cas notamment des sorties de pluies ou d'humidité (Mathon 2001).

3.2 Les données pluviométriques IRD

La collaboration entre l'IRD (**I**nstitut de **R**echerche pour le **D**éveloppement, ex ORSTOM), l'ASECNA (**A**gence pour la **S**ECurité de la **N**avigation **A**érienne) et le CIEH (**C**omité **I**nter-africain d'**E**tudes **H**ydrologiques) a permis la création d'une importante base de données pluviométriques sur l'Afrique de l'Ouest. Il s'agit d'observations de cumuls journaliers pluviométriques récoltées par des stations réparties sur le continent entre 3° Nord - 20° Nord et 18° Ouest - 25° Est. La répartition des pluviomètres sur cette région apparaît très hétérogène (voir carte 3.1) et permet des distinguer des pays possédant une bonne couverture générale (cas du Benin, du Togo, de la Cote d'Ivoire, du Burkina Faso, du Cameroun ou du Senegal) de pays très faiblement équipés (cas du Ghana, du Nigeria, de la Sierra Leone, du Liberia ou de la Guinée)

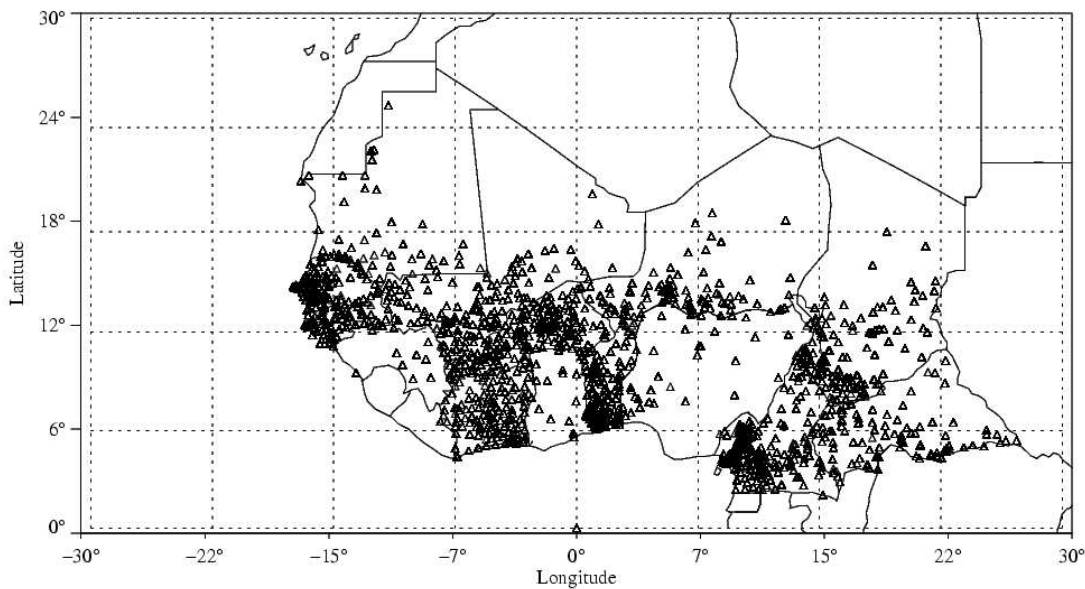


FIG. 3.1: Répartition des stations de relevés pluviométriques sur l'Afrique de l'Ouest, d'après Sultan 2002.

Au cours de la période 1954-1993 de disponibilité de la base de données, le nombre de stations a considérablement évolué passant de 1 300 dans la période 1968 - 1980, à un peu plus de 700 entre 1981 et 1990 (Sultan 2002). A partir de 1991, moins de 250 stations restaient actives sur la région Ouest Africaine, avec des pays gravement touchés par cette diminution comme le Nigeria ou le Cameroun. A partir de cette année, il devient donc difficile d'obtenir des cumuls significatifs, et l'étude ne portera en conséquence que sur la période 1968-1990.

A partir de ces données ponctuelles, une interpolation dans l'espace a permis de transcrire les observations sur des mailles NCEP/NCAR, c'est à dire de ($2^{\circ}5' * 2^{\circ}5'$). La méthode d'interpolation

a consisté à affecter à chaque maille les stations les plus proches. La valeur imputée à ce point de grille est la moyenne de toutes ces stations (Diedhiou 1998).

3.3 Les rayonnements de grande longueur d'onde de la NOAA

Le recours à l'utilisation de produits satellitaires fournit une importante information sur l'état des couches atmosphériques à grande échelle. Ainsi les données d'OLR (Outgoing Longwave Radiation) de la NOAA (**National Oceanic and Atmospheric Administration**) permettront de définir en première approximation l'état de l'activité convective (Waliser and Gauthier 1993).

Le rayonnement de grande longueur d'onde (entre 10 et 13 μm , estimé en $W.m^{-2}$) est enregistré à partir des capteurs passifs des satellites défilant à orbite polaire TIROS-NOAA (Gruber and Krueger 1974). D'après la loi de Planck, ces rayonnement permettent de déterminer la température de corps émetteurs :

$$E = \sigma T^4 \quad (3.1)$$

avec $\sigma = 5.67 * 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$, la constante de Boltzmann.

Il nous est donc possible d'estimer la température de la plus haute surface rencontrée : soit le sommet d'un nuage ou le cas échéant, de la surface terrestre. Au cours d'un évènement marqué par une activité convective importante la partie supérieure des nuages atteindra les plus hautes couches troposphériques dont les températures environnantes faibles permettront à la phase glace d'être prépondérante. Ces sommets de nuages auront donc comme caractéristique un rayonnement peu important. La mesure de l'OLR permettra d'apprécier l'activité convective sur des mailles de $2^{\circ}5$ calées sur celles des réanalyses NCEP/NCAR. La figure 3.2 présente la carte moyenne du rayonnement de grande longueur d'onde. Celui-ci permet d'identifier une région d'active convection, la Zone de Convergence Inter Tropical (ZCIT ou ITCZ) autour de 10° Nord sur l'Afrique, ou les zones désertiques (fort rayonnement en absence de nuages) vers 20° Nord sur le continent Africain au niveau du Sahara.

Certaines caractéristiques atmosphériques et techniques peuvent générer des biais (ou artefacts) dans la mesure de ce rayonnement, qui pourront être pris en compte selon leur degré d'impact.

- Le type de capteur (passif) rend impossible l'obtention d'informations situées sous la plus haute couche nuageuse. Cela rend impossible la distinction entre des nuages cirriformes de haute altitude et des nuages convectifs associés aux fortes précipitations et dont le sommet se situe aussi au niveau des hautes couches atmosphériques. Les erreurs d'interprétation resteront peu importantes en raison d'une faible présence de nuages stratiformes isolés des hautes couches (*i.e.* de type cirriforme) au cours de la saison des pluies dans la région Sahélienne.
- Le premier lancement d'un satellite capable de mesurer ces rayonnements s'est déroulé en juin 1974 (SR series), les données seront donc disponibles pour l'intégralité de la saison

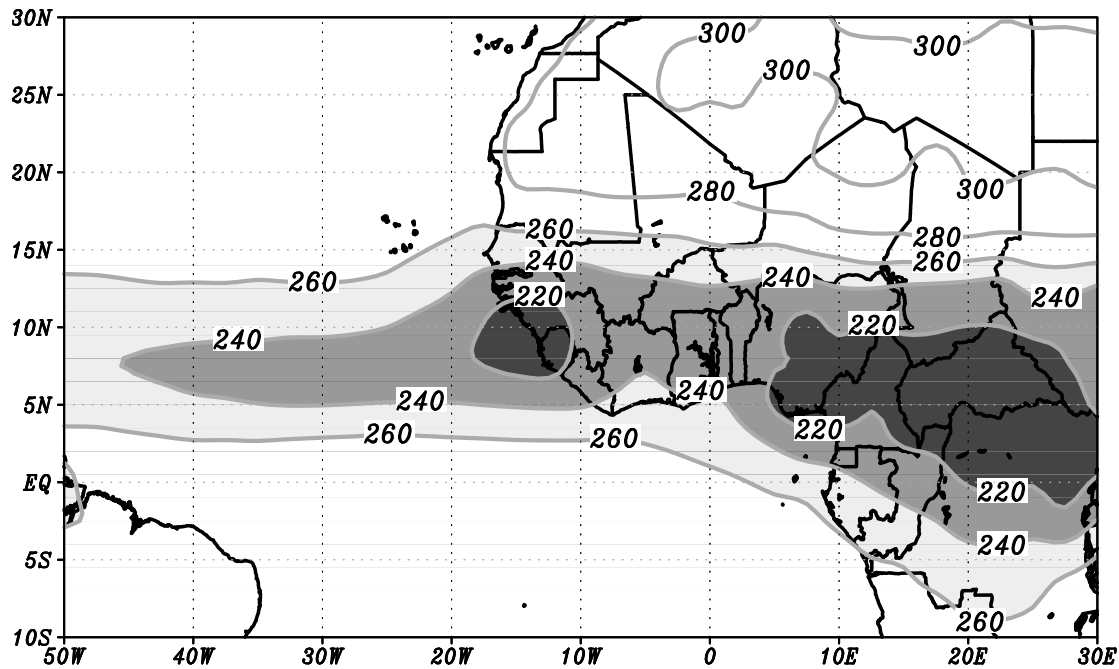


FIG. 3.2: Rayonnement OLR moyen au cours de l'été boréal (1^{er} Juin - 30Septembre), à partir des données de la NOAA.

- qu'à partir de 1975. Le satellite s'est arrêté de fonctionner en mars 1978 et ne sera remplacé qu'en janvier 1979 par Tiros N. L'année 78 ne possède donc pas de données concernant la saison des pluies. Par la suite une série de satellites (NOAA-6 à NOAA-11) permettra un recouvrement des données journalières jusqu'en 1990 sur des mailles NCEP de $2^{\circ}5$ par $2^{\circ}5$ selon une interpolation temporelle et spectrale décrite par Liebmann and Smith (1996).
- L'orbite de ces satellites permet 2 survols d'une même région au cours d'une même journée et la valeur journalière sera attribuée à partir de la moyenne de ces deux mesures selon une interpolation définie par Liebmann and Smith (1996). Les heures de survol de l'équateur sont fournies par le CDC (**C**limate **D**iagnostics **C**enter). Elles sont données dans le tableau 3.3.

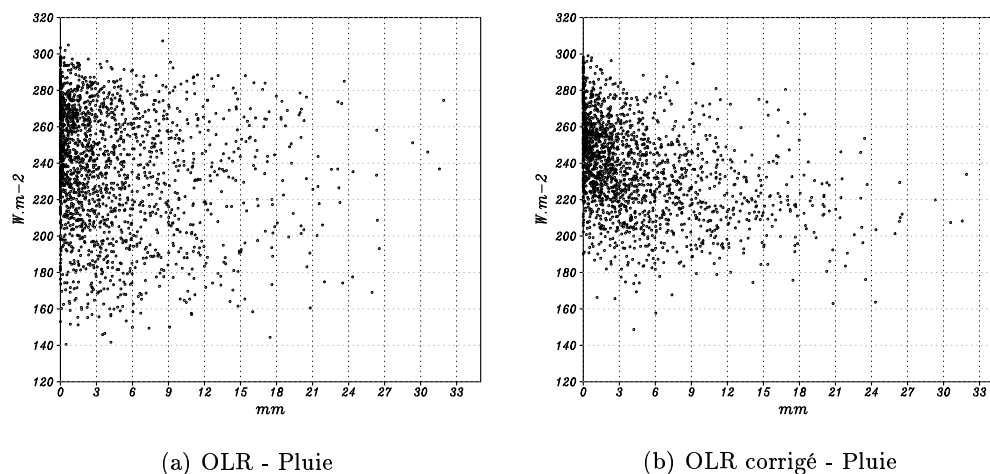


FIG. 3.4: Distribution en nuage de points des précipitations journalières en fonction de l'OLR brut (a) ou de l'OLR corrigé (b), sur le point de grille de Niamey au cours de la saison humide .

Satellite	Lancement	Passage ascendant	passage descendant	Service
SR Series	01/06/1974	09h00	21h00	01/06/74 - 16/03/78
		Pas de données		17/03/78 - 31/12/78
TIROS N	13/10/1978	15h30	03h30	01/01/79 - 31/01/80
NOAA-6	27/06/1979	07h30	19h30	01/02/80 - 06/09/81
NOAA-7	23/06/1981	14h30	02h30	07/09/81 - 04/02/85
NOAA-9	12/12/1984	14h20	02h20	05/02/85 - 07/11/88
NOAA-10	17/09/1986	07h30	19h30	08/11/88 - 30/11/88
				01/07/90 - 04/07/90
NOAA-11	24/09/1988	14h30	02h30	01/12/88 - 30/06/90
				05/07/90 - 04/03/91

FIG. 3.3: Satellites de la NOAA utilisés dans le cadre des mesure d'OLR au cours de la période 1968-1990 (source : USGS <http://edc.usgs.gov> et CDC <http://www.cdc.noaa.gov>)

Même si le rayonnement grande longueur d'onde traduit bien l'activité convective, le lien entre l'OLR et la pluie ne paraît pas fort. La figure 3.4(a) présente la distribution en nuage de points des valeurs journalières de l'activité convective en fonction des précipitations journalières sur la même maille, et montre l'indépendance des deux signaux (corrélation de -0.16).

Il apparaît dans le tableau 3.3 que pour la grande majorité des satellites, un des deux passages est effectué très tôt dans la nuit (entre 02h30 et 03h30). D'autre part, nous avons vu précédemment que les données de pluie étaient collectées entre 06h du jour J et 06h le jour J+1. Il en découle un recouvrement des données entre l'OLR le jour J+1 et les pluies du jour J. D'autre part, le cycle diurne des précipitations dans la région de Niamey fait émerger un pic maximum en milieu de nuit (Mathon 2001). La figure 3.5 schématise un évènement passant sur Niamey

dans la nuit, entre un jour J et $J+1$.

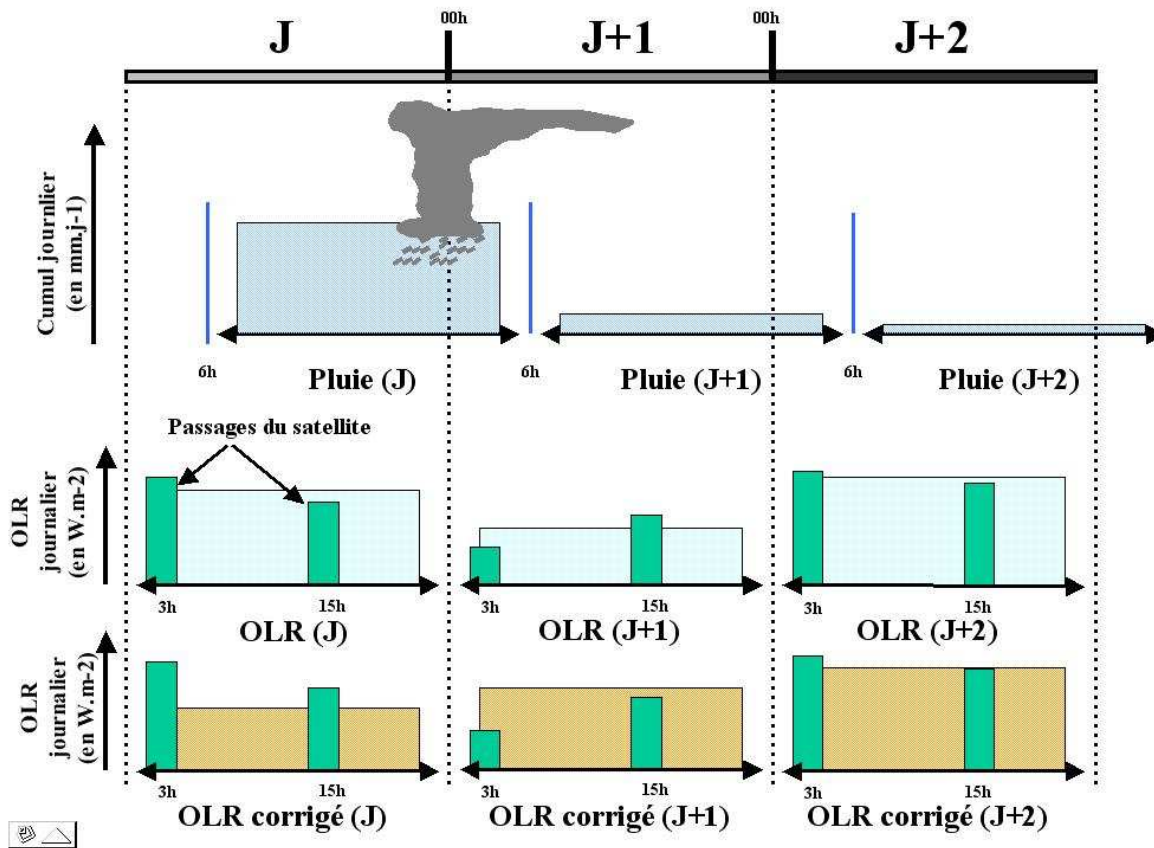


FIG. 3.5: Schéma explicatif du problème rencontré lors d'un recouvrement des données pluviométriques et OLR au cours du passage d'un système convectif de méso-échelle en milieu de nuit. Les histogrammes bleus représentent les cumuls de pluie enregistrés au cours d'une période $J - J+2$ avec des relevés entre 06h00 et 06h00 le lendemain. Les petits histogrammes verts indiquent les passages des satellites de la NOAA (voir le tableau 3.3 pour observer la variabilité des heures de passage). Sans correction, la moyenne des deux passages par jour donne les valeurs journalières d'OLR (barres vertes claires), ou sur quatre passages pour les mesures corrigées.

Ainsi, un des scénarios possibles est que le jour J , le système atteint la région en fin d'après midi. La deuxième mesure OLR du jour J peut alors être affectée par l'avant du système et enregistrer un rayonnement plus faible. Les précipitations se produisent dans la nuit pour cesser en début de matinée. Ainsi, le cumul entre 06h le jour J et 06h le jour $J+1$ collecte la quasi intégralité des précipitations de la dépression (histogramme bleu). En revanche, les cellules convectives à l'avant du front, associées à ces fortes précipitations, sont suivies d'une importante traînée cirriforme. L'OLR le plus faible ne sera détecté que lors du premier passage du satellite le jour $J+1$ et ne sera attribué qu'à l'activité convective de ce jour (histogramme vert clair). Enfin, le jour $J+2$ n'enregistre ni de convection forte ni de précipitation (cumul nul). Il en résulte un décalage entre le jour d'enregistrement des précipitations et les données d'OLR mesurées. L'artefact causé par le recouvrement des heures d'observation d'une part, l'aspect et les heures de passage des lignes de grains d'autre part nous a conduit à travailler avec des données d'OLR moyennées sur

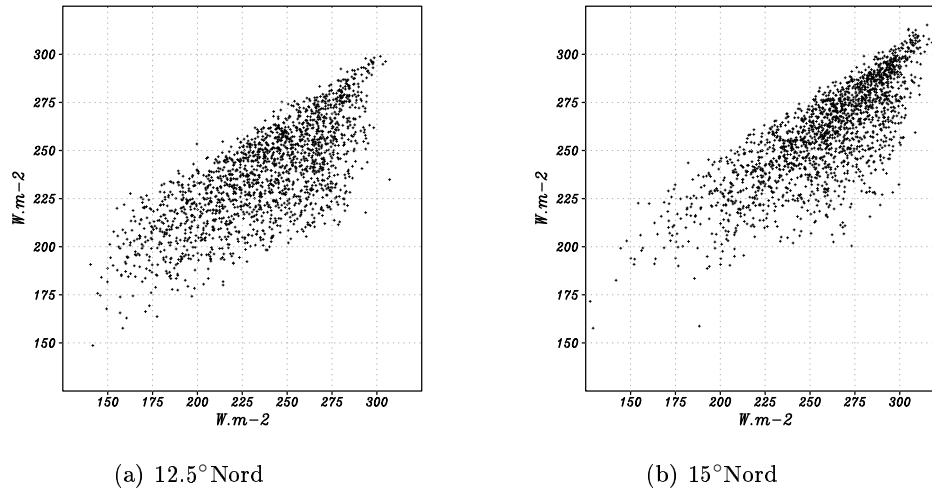


FIG. 3.6: Distribution en nuage de points du rayonnement OLR brut (axe des abscisses) en fonction du rayonnement OLR corrigé (axe des ordonnées) à 2.5°Est et 12.5°Nord **(a)** ou 15°Nord **(b)**.

2 jours (le jour J et le lendemain, histogramme orange).

Les transformations apportées aux données OLR entraînent des différences entre les valeurs initiales et corrigées pouvant être importantes, comme le montre les figures 3.6(a) et 3.6(b) pour les latitudes 12.5°Nord et 15°Nord sur la longitude 2.5°Est.

Cette correction améliore sensiblement le lien entre l'OLR et la pluie dans nos mesures puisqu'elle attribue dorénavant la plus basse convection au jour où la forte pluie associée à la convection est enregistrée. Le lien vu précédemment (fig. 3.4(a)), est maintenant devenu un peu plus important, avec une corrélation de -0.4 (voir fig. 3.4(b)), mais ne reste qu'une approximation avec un lien qui n'est pas direct. Dans ces régions, les basses couches restent souvent assez sèches. L'évaporation des gouttes pendant leurs chutes restera donc une raisons physique de la mauvaise liaison entre l'activité convective détecté par l'OLR et les précipitations au sol.

3.4 Outils de validation des données

3.4.1 Paramètres d'une série de données

Pour analyser une série obtenue, nous utiliserons les paramètres les plus courants. Ainsi en plus des simples moyennes arithmétiques, la variance ou l'écart type permettront de quantifier la dispersion autour du point de référence qu'est la moyenne.

Cette variance a pour équation :

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n} \quad (3.2)$$

Cette équation va cependant créer un biais lié à la sous estimation de σ , d'où sa version débiaisée :

$$\sigma = \frac{\sum_{i=1}^n x_i^2}{n-1} - \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)^2}{n(n-1)} \quad (3.3)$$

A partir de cette variance, il est possible de définir le coefficient de variation. Ce terme adimensionnel permet d'indiquer la dispersion d'une variable numérique. Il s'agit du rapport entre l'écart type et la moyenne. Plus sa valeur est grande, plus la dispersion autour de la moyenne apparaîtra importante. La normalisation de séries de valeurs par la moyenne de la série permet d'éliminer la sensibilité à la moyenne ou à l'écart type du signal, et permet la comparaison des signaux donc les caractéristiques sont différentes : comparaison de l'évolution de signaux de pluies à des latitudes différentes par exemple.

Pour définir l'aspect d'une courbe, notamment un signal saisonnier de précipitation, le coefficient d'asymétrie (ou coefficient de Skewness) permet de quantifier le décalage de la courbe par rapport à une distribution de type Gaussienne. Ce facteur est défini par :

$$C_s = \frac{m_{3x}}{S_x^2} \quad (3.4)$$

avec

$$S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - m_x)^2$$

m_{3x} représente le moment d'ordre 3 d'où :

$$m_{3x} = \frac{1}{(n-1)(n-2)} \left(n \sum_1^n x_i^3 - 3 \sum_1^n x_i * \sum_1^n x_i^2 + \frac{2}{n} \left(\sum_1^n x_i \right)^3 \right)$$

3.4.2 Test par tirages aléatoires

Le recours à des tirages aléatoires de valeurs sera fait dans le but de valider des résultats : soit des différences de moyennes entre groupes, soit des tendances. Les méthodes utilisées pour effectuer ces tirages sont tributaires des éléments que l'on souhaite tester. Il pourra s'agir, par exemple, de la répartition aléatoire de valeurs issues d'un vecteur initial dans des groupes aux tailles fixées pour valider des différences de moyennes obtenues. Les choix de méthodes et les procédures seront définis au cas par cas lors de leurs utilisations.

Une fois le tirage aléatoire effectué, le test consiste à observer comment se répartissent les valeurs obtenues après chaque tirage. Ces réalisations, respectent les propriétés standards : tirages indépendants, nombre de réalisations suffisant et non recursivité. A partir de ces N tirages, nous obtenons une fonction de densité de probabilité, dont la moyenne et l'écart type sont connus. En suivant la fonction de répartitions de la loi, il va être possible de définir les intervalles de confiance.

Ainsi, pour la loi Normale, dont la densité de probabilité est donnée par

$$f(x, \alpha, \beta) = \frac{1}{\alpha\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)^2} \quad (3.5)$$

il est possible de retrouver la densité de probabilité centrée réduite qui s'écrit :

$$F(u) = \sum_{-\infty}^u \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}t^2} \cdot dt \quad (3.6)$$

Nous pouvons alors déterminer la valeur de u pour $F(u)=0.9$ qui correspond à la borne supérieure de 90 % des valeurs de la distribution, avec $u = 1.28 * \sigma$. Ainsi 80 % des valeurs de la population obtenue par les tirages aléatoires sont comprises entre les bornes $u = \pm 1.28 * \sigma$, et seront définies comme les intervalles de 80 % de confiance.

3.4.3 Comparaison de données

Au cours de cette étude, les co-fluctuations de différents signaux ont été abordées sous différents aspects. Dans un premier temps, la dépendance d'une variable Y par rapport à une variable X peut être estimée en visualisant la distribution en nuage de points de ces valeurs comme il a été fait pour les données d'OLR. Cependant, il est intéressant de pouvoir caractériser cette dépendance par une valeur numérique. Dans un premier temps, il faut donc chercher une droite d'estimation de Y par rapport à X . Cette démarche sera effectuée en utilisant la méthode des moindres carrés. C'est à dire que la droite doit répondre au critère du minimum de $\sum_{i=1}^n e_i^2$, où e_i correspond à l'erreur d'estimation définie par $e_i = y_i - a \cdot x_i - b$. Ainsi, la droite de régression linéaire est obtenue à partir du jeu d'équations suivant $a = r_{xy} \frac{S_y}{S_x}$ et $b = m_y - a \cdot m_x$ et a pour équation :

$$y = m_y + r_{xy} \frac{S_y}{S_x} (x - m_x) \quad (3.7)$$

avec respectivement m_x et m_y les moyennes des variables X et Y , S_x et S_y , les écarts types. r_{xy} correspond au coefficient de corrélation défini par :

$$r_{XY} = \frac{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (y_i - m_y) \cdot (x_i - m_x)}{\sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - m_x)^2} \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (y_i - m_y)^2}} \quad (3.8)$$

Cette mesure de corrélation permet d'estimer la dépendance entre X et Y , mais sera utilisée avec précaution en raison des nombreux pièges associés : comme définir un fort lien entre deux signaux dont le lien est trivial, ou entre deux signaux dont les caractéristiques intrinsèques génèrent l'importante corrélation (signaux monotones).

D'autres tests, couramment utilisés en météorologie sont bien documentés dans la littérature et seront utilisés dans cette étude, comme l'indice du Nash, donné par :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (y_i^* - y_i)^2}{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2} \quad (3.9)$$

L'intérêt de cet indice est de pouvoir vérifier la qualité de la représentation d'une variable (y) par une autre (y^*), en prenant en compte la variance de la variable initiale. Ce choix de dénominateur rend possible la comparaison de différents résultats de tests issus de signaux initiaux très différents.

Deuxième partie

Les Ondes d'Est Africaines

Détection des Ondes d'Est Africaines

Les Ondes 3-5 jours que nous souhaitons analyser doivent être dans un premier temps détectées. Pour cela, nous avons choisi une méthode issue de l'analyse en ondelette permettant la génération d'un indice d'activité des ondes. Dans cette partie nous présenterons la méthode utilisée puis les principales caractéristiques de l'indice seront mis en avant.

4.1 Description de la méthode de détection

Dans un premier temps, nous allons décrire la méthode de détection des ondes 3-5 jours. A partir des résultats obtenus par d'autres méthodes, il sera possible d'inter-comparer les périodes sélectionnées. Dans une quatrième partie seront abordées les variabilités temporelle et spatiale du signal, enfin, la cinquième partie sera consacrée à l'importance de la taille de la fenêtre d'observation.

4.1.1 L'analyse en ondelettes

Cet outil statistique est couramment utilisé en climatologie (Farge 1992, Ouergli and de Félice 1997, Lau and Weng 1995, Torrence and Compo 1998). Il permet de compenser la principale lacune des techniques d'analyse spectrale classiques, comme la transformée de Fourier, qui fournissent une distribution fréquentielle, sans composante temporelle. Cette technique nous permet en revanche d'avoir la double information temps-fréquence.

Le principe de la transformée en ondelettes est de comparer un signal $S(t)$ en entrée, à une série de fonctions, que l'on appelle ondelette mère. Suivant l'état de dilatation et de translation temporelle de ce signal, le calcul est effectué dans des espaces définis par un plan temps-fréquence, suivant un δt et un δf (boîte d'Eisenberg, Mallat 1999).

Le choix de l'ondelette mère apparaît important, elle doit posséder différentes caractéristiques notamment une moyenne nulle :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \Psi(t) dt = 0 \quad (4.1)$$

Le terme d'ondelette fait référence à une petite onde issue d'une fonction $\Psi(t)$ qui peut être soit dilatée (e.g. $\Psi(t) \rightarrow \Psi(2t)$) ou translatée (e.g. $\Psi(t) \rightarrow \Psi(t+1)$). L'ondelette que l'on calcule, dans des boîtes temps-fréquence variables, est donc définie par un indice de dilatation (a) et sa translation (b) suivant l'expression :

$$\Psi_{a,b}(t) = a^{-1/2} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (4.2)$$

où a et b sont des réels avec $a > 0$.

Dans le but d'améliorer les résultats à partir de séries temporelles, il est important d'utiliser une analyse en ondelettes continue avec une ondelette complexe. L'utilité de cette dernière condition permettra de (i) fournir des informations sur la densité énergétique (ou spectrale) à partir du module de L^2 , (ii) détecter la fréquence à partir de la phase de l'onde, et (iii) la partie réelle de l'ondelette détectera l'intensité et la fréquence d'une variation du signal à un temps donné. Pour cela, l'ondelette mère utilisée dans cette étude correspond à l'ondelette de Morlet, déjà utilisée par Meyers *et al.* (1993), Weng and Lau (1994) ou (Sultan 2002). Généralement, cette ondelette mère est de la forme :

$$\Psi(t) = e^{ik_{\Psi}t} e^{-|t|^2/2} \quad (4.3)$$

laquelle est une fonction plane avec un vecteur d'onde k_{Ψ} . Ainsi la partie réelle de cette équation pour un vecteur $k_{\Psi} = 5.4$ est visible sur la figure 4.1. Dans l'espace de Fourier, l'ondelette de Morlet est donnée suivant :

$$\begin{cases} \tilde{\Psi}(k) = (2\pi)^{-1/2} e^{-(k-k_{\Psi})^2/2} & \text{pour } k > 0, \\ \tilde{\Psi}(k) = 0 & \text{pour } k \leq 0. \end{cases} \quad (4.4)$$

Le calcul de l'analyse en ondelettes correspond à une convolution (e.g. multiplication dans le domaine des fréquences entre le signal d'entrée $S(t)$ et l'ondelette mère (ici Morlet). L'équation permettant de faire cette analyse afin d'obtenir la fonction \tilde{S} suivant les coefficients de dilatation et de translation (respectivement a et b) est donnée ci-dessous :

$$\tilde{S}(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} \bar{\Psi}_{a,b}(t) S(t) dt \quad (4.5)$$

$\bar{\Psi}_{a,b}(t)$ correspond au complexe conjugué de $\Psi_{a,b}(t)$.

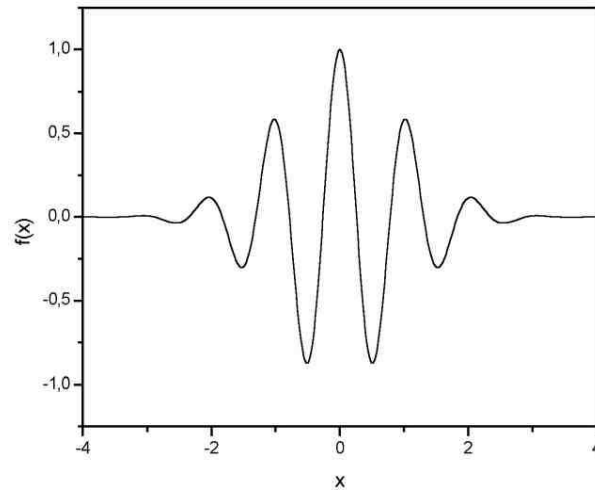


FIG. 4.1: Ondelette mère de Morlet, utilisée pour l'analyse en ondelettes.

4.1.2 Application aux réanalyses NCEP/NCAR

Comme l'ont montré Fyfe (1999), ou Diedhiou *et al.* (2001), l'utilisation de la base de données des réanalyses NCEP/NCAR apparaît cohérente pour étudier les AEWs. L'altitude du vent méridien utilisé est variable suivant la latitude où la détection s'opère. D'après Fink and Reiner (2003), les ondes 3-5 jours situées dans la bordure sud de l'AEJ et les ondes 6-9 jours (Diedhiou *et al.* 1999) possèdent une signature plus marquée à 700 hPa. En revanche, les ondes 3-5 jours situées au nord de l'AEJ sont positionnées dans des plus basses couches, à 850 hPa.

Niamey se situant entre ces différentes régions, nous étudierons à la fois les ondes de la bordure nord et celles de la bordure sud. Pour plus de clarté, les détails de l'analyse du signal ne porteront que sur le vent à 700 hPa pour les ondes 3-5 jours. Ainsi, la décomposition du signal de vent méridien à 700 hPa par pas de temps et de fréquence à partir de l'analyse en ondelettes est montrée fig. 4.2).

Nous effectuons une forme de filtrage en sélectionnant les périodes recouvrant la bande 3 et 5 jours (soit 14 classes). La somme de celles-ci permet de créer un indice de densité spectrale journalier (nommé par la suite **indice de DS** ou **DS**) pour tous les points de grille ($2^{\circ}5' \times 2^{\circ}5'$) sur l'Afrique de l'Ouest et l'Atlantique Tropical. Cette indice traduit l'activité du régime 3-5 jours du vent méridien, il peut donc être associé aux Ondes d'Est Africaines. Sur le point de grille de Niamey, les valeurs de cet indice journalier sont comprises entre 5 et $100 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, avec une moyenne de $24 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ et un écart type de $14 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$.

Pour une année donnée, l'évolution de l'indice de densité spectrale sur Niamey montre une grande variabilité (fig. 4.3). L'indice de DS, au cours de l'année 1989, reste dans un premier

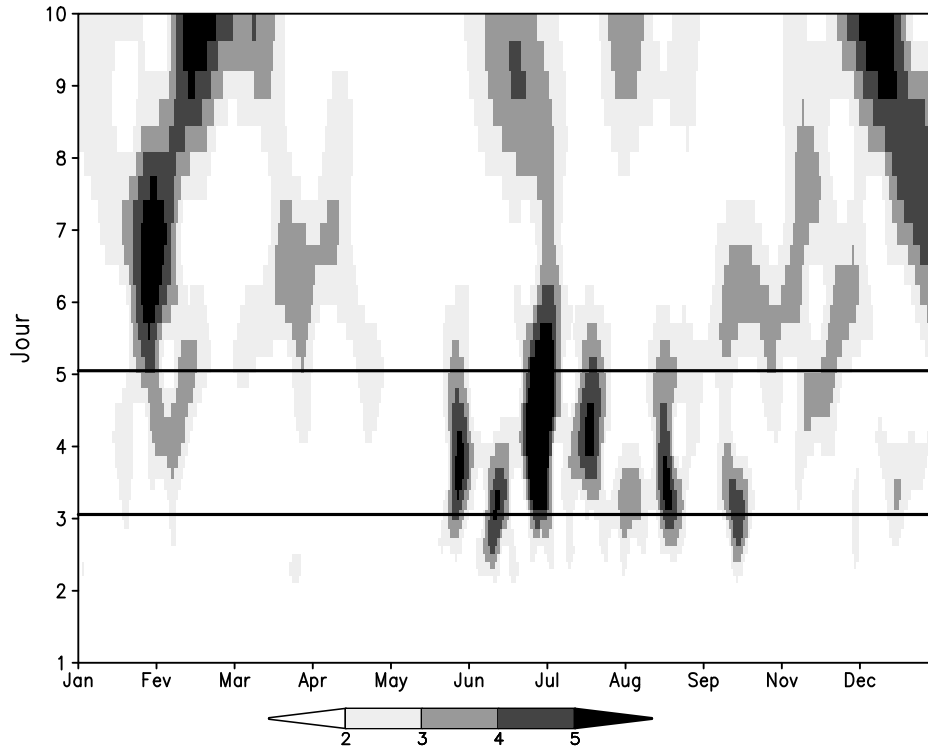


FIG. 4.2: Densités spectrale issues de l'analyse en ondelettes du vent méridien à 700 hPa sur le point de grille de Niamey en 1989 (en $m^{-2}.s^{-2}$). Les densités spectrales comprises entre 3 et 5 jours (**traits noirs**) seront sommées pour calculer l'indice DS.

temps assez faible (autour de 15 à 20 $m^2.s^{-2}$). Le signal oscille à des périodes assez basses et l'amplitude est peu marquée.

A partir du début du mois de juin, ces oscillations deviennent plus amples avec des périodes plus longues, de l'ordre d'une vingtaine de jours. Au cours de l'été un maximum de DS est atteint avec plus de 100 $m^2.s^{-2}$ traduisant le maximum d'activité des ondes 3-5 jours. La fin de saison montre une atténuation progressive de cette activité avec un retour à des périodes plus courtes.

A partir de la figure 4.3, des pulsations de l'indice de DS apparaissent avec une périodicité d'environ 15 jours. Ces oscillations ont été attestées par Redelsperger *et al.* (2002). Une analyse spectrale a été faite sur l'indice de DS dans le but de chercher si l'activité des ondes d'Est (mesurée par DS) présente des renforcements périodiques. Les résultats sont présentés sur la figure 4.4 pour l'année 1989 (courbe noire) et la moyenne sur les 23 ans (courbe grise). Cette analyse fine reste sensible aux légères modifications de périodes au cours d'une année, et ne permet pas d'identifier des périodicités de l'activité des ondes. Cependant, à partir des deux courbes, certaines spécificités de l'indice de DS peuvent être déduites :

- Les variations hautes fréquences sont très faibles. Jusqu'à des périodes inférieures à 10 jours, les FFT restent proches de 0

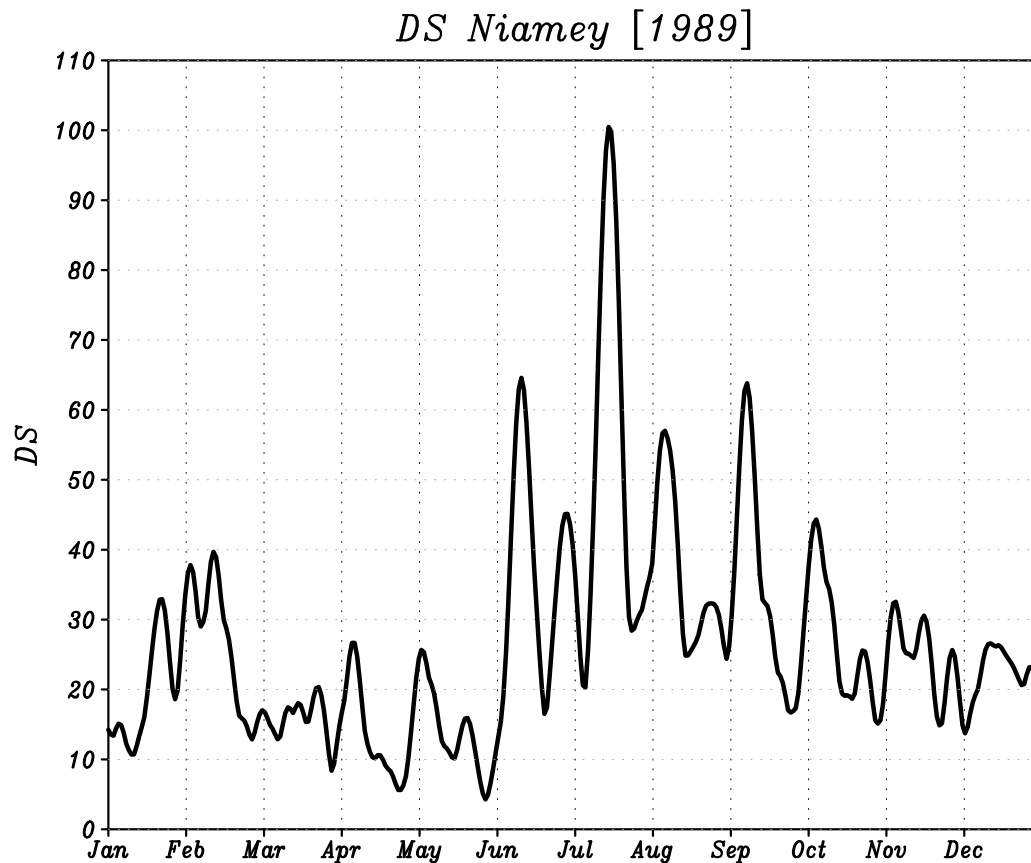


FIG. 4.3: Évolution de l'activité des AEWs à partir de la mesure de DS (en $m^2.s^{-2}$) sur le point de grille de Niamey au cours de l'année 1989

- A partir de 15 à 20 jours, suivant les années, l'intensification de la FFT indique une périodicité du renforcement de l'activité des ondes.
- Les plus grandes périodes montrent les variances les plus fortes, et traduisent le cycle saisonnier de l'indice.

4.2 Détection du passage d'une onde

Il existe plusieurs méthodes définies pour détecter les ondes d'Est : Fink and Reiner (2003) utilisent l'anomalie des vents méridien à 850 et 700 hPa entre respectivement 17° et 23° N ou entre 7° et 13° N, puis intègrent le vent filtré à 850 hPa. S'il reste une ambiguïté, la position du tourbillon relatif permet de lever les dernières incertitudes. Cette méthode, faite au cas par cas, reste coûteuse en temps. Reed *et al.* (1988) utilisent le vent non filtré ainsi que le tourbillon potentiel, alors que Reed *et al.* (1977) travaillent avec le vent méridien filtré entre 3 et 5 jours. Druyan and Hall (1994) détectent les ondes avec le vent méridien calculé par radiosondage à Niamey, et avec la circulation cyclonique à 700 hPa issue des réanalyses. Duvel (1990) et Diedhiou *et al.* (1999) utilisent le vent méridien à 700 hPa issu des réanalyses NCEP/NCAR ou de l'ECMWF filtré entre 3 et 5 jours. Thorncroft and Hodges (2001) font un suivi automatique des maxima de tourbillon dans les sorties de l'ECMWF et en déduisent la trajectoire de l'onde. Plusieurs auteurs

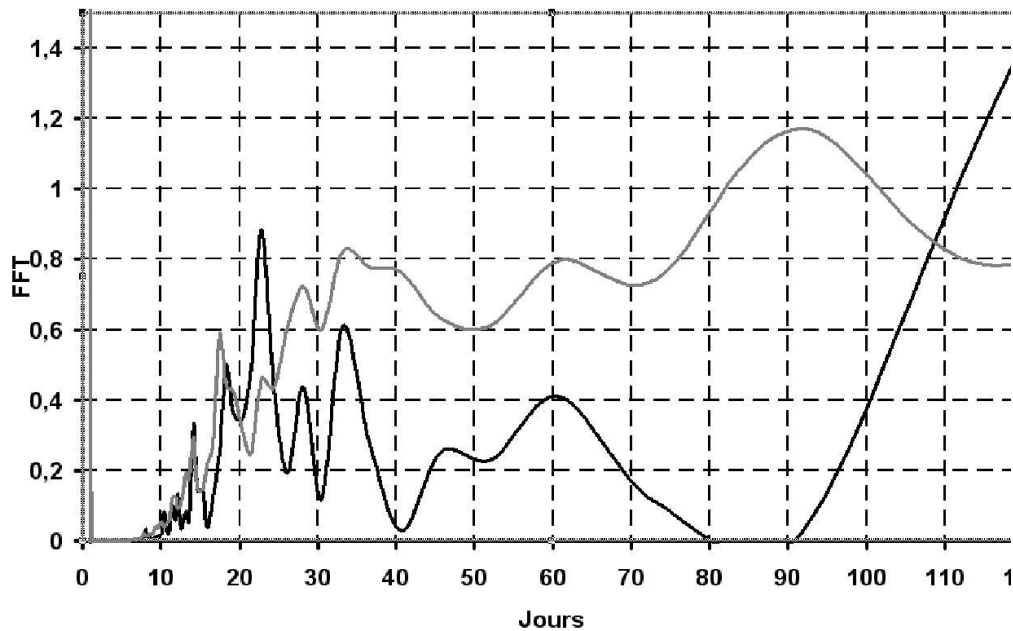


FIG. 4.4: Transformée de Fourier de l'indice de DS du vent méridien à 700 hPa sur le point de grille de Niamey pour 1989 (en $m^2.s^{-2}$, noir) et en moyenne au cours de la période 1968-1990 (gris).

utilisent l'analyse en ondelettes du vent méridien et sélectionnent les valeurs au-dessus du seuil de confiance à 95 ou 99% (Grist and Nicholson 2001, Diedhiou *et al.* 1998, Taleb and Druyan 2003). Enfin, Cook *et al.* (2004) utilisent une méthode proche de la notre avec la puissance spectrale des ondes 3-5 mais les détails sur le calcul ne sont pas fournis.

Il apparaît dans un premier temps que la présence d'une onde sur Niamey n'est pas une condition booléenne. Il s'agit plutôt d'une perturbation plus ou moins marquée dans la variation totale du champ de vent. Le critère que nous prenons pour définir une onde permet de sélectionner les jours où cette activité paraît significative par rapport à des variations aléatoires dans le champ de vent et n'a pas pour objectif d'observer seulement les ondes extrêmes.

Pour les mailles situées sur le passage des ondes en Afrique de l'Ouest et sur l'Océan Atlantique suivant les résultats de Diedhiou (1998) nous effectuons une analyse en ondelettes du vent méridien à 700 hPa et établissons une base de données fournissant la moyenne sur la saison des pluies ainsi que leurs écarts-types. Nous considérerons que la détection d'une onde est significative à partir du moment où la densité spectrale journalière dépasse la somme de la moyenne et de l'écart type sur la maille donnée. Ceci permet de prendre comme seuil à Niamey, $38 m^2.s^{-2}$.

La figure 4.5 montre la distribution des jours sélectionnés pour leur activité 3-5 jours à Niamey. Il existe une grande variabilité interannuelle du nombre de jours sélectionnés : 1986 possède une activité importante pendant quasiment toute la saison humide (de juin à septembre), alors que 1970 n'a qu'une trentaine de jours sélectionnés. Le seuil, assez lâche, engendre la détection

d'ondes y compris au cours de la saison sèche (notamment de janvier à mars). Ces détections sont plutôt dues à des anomalies ponctuelles qu'à un signal synoptique. D'autre part, certaines années, la période pendant laquelle l'onde est présente, montre une étonnante longueur : 1978 et 1987 (31 jours). L'étude de l'indice de ces années a permis de montrer que ces longs épisodes étaient provoqués par des minimas, entre deux maximums de l'indice, qui restent au dessus du seuil de detection. Ainsi, cette période pourrait alors être définie comme étant deux ondes qui se superposent.

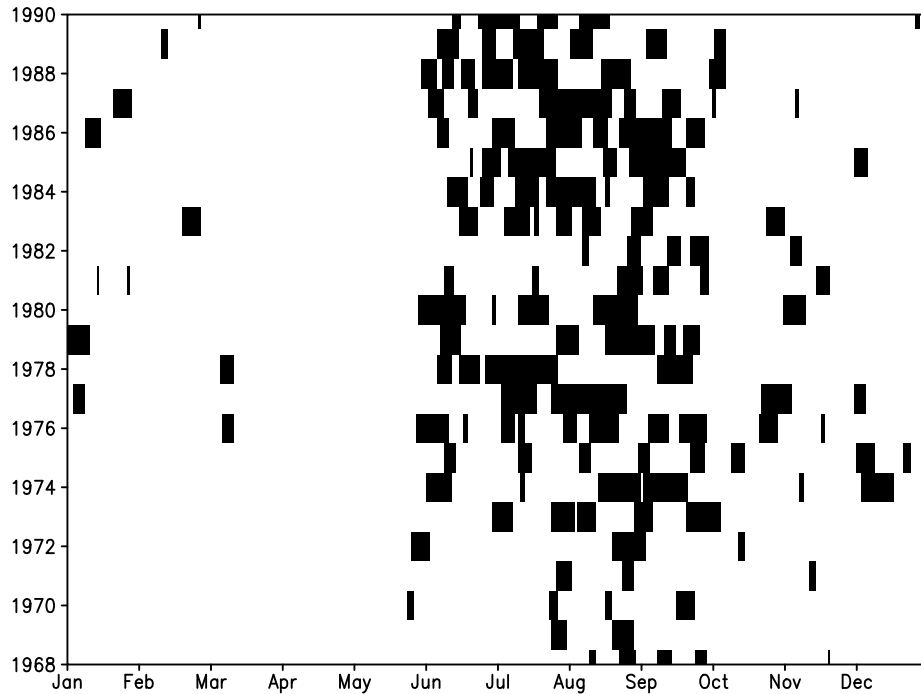


FIG. 4.5: Distribution des jours avec une activité ondulatoire marquée, soit un indice DS supérieure à $38 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (noir), au cours de la période 1968-1990 à Niamey.

En conclusion, les ondes 3-5 jours apparaissent surtout pendant la saison humide et possèdent une distribution aléatoire aux échelles interannuelle et intra-saisonnière avec une importante variabilité. En moyenne dans la bande sahélienne, nous détectons un total d'environ 1200 jours sur les 23 ans, répartis dans 4.5 épisodes ondulatoires annuels (écart type de 2.02 jours), dont la durée de vie moyenne est de 11 jours (écart type de 10.3 jours).

4.3 Validation de la méthode et synthèse

La méthode de détection que nous avons décidé d'adopter permet, d'une part, de retrouver des périodes où le vent méridien possède une grande variance dans la bande 3-5 jours. D'autre part elle est relativement simple à manipuler une fois que l'indice journalier de chaque maille est

calculé. Cependant, il apparaît nécessaire de vérifier cette méthode en comparant les résultats sur des petites périodes avec d'autres sélections existentes.

Dans un premier temps, nous avons regardé la détection effectuée avec la méthode du vent méridien filtré, par la fonction de Kaiser, entre 3 et 5 jours (Duvel 1990, Diedhiou *et al.* 1999). Lorsque celui ci dépasse un certain seuil, les auteurs considèrent qu'une onde est présente.

Pour vérifier qu'il existe un lien entre le vent filtré et la densité spectrale de l'analyse en ondelettes, une étude idéalisée est faite en utilisant un signal initial constitué de deux sinus :

$$S(t) = \sin(2,094 * t) - \sin(1,795 * t)$$

Les périodes des sinus sont respectivement de 3 et 3,5 jours. Ce signal (figure 4.6a) est traité par une analyse en ondelettes (figure 4.6b). La somme des classes de périodes comprises entre 3 et 3.5 jours permet de calculer l'indice de DS des sinus. Le lien entre l'amplitude du signal $S(t)$, qui est l'équivalent du vent méridien filtré dans l'étude, et la valeur de l'indice de l'analyse en ondelettes, est montré sur la figure 4.7(a). Le signal d'entrée constitué de seulement deux sinus rend une distribution des points peu marquée. Il apparaît donc un chemin et non un nuage de points. Ainsi plus l'amplitude du signal $S(t)$ est forte (analogie au vent), plus son indice de DS est fort. Dans les observations, un lien doit donc exister entre le vent filtré et l'indice de la DS.

Sur la figure 4.7(b), la distribution réelle entre le vent filtré 3-5 jours et sa densité spectrale sur Niamey est tracée. Le lien est bien présent avec une augmentation de l'indice dès que l'amplitude du vent augmente. Entre deux valeurs fortes (positives et négatives), le vent filtré passe par des valeurs faibles. Notre détection par l'indice de DS permet de distinguer un vent méridien filtré faible lié à une activité ondulatoire peu marquée, d'un vent méridien filtré faible mais situé au sein d'une forte onde (au coeur d'un talweg ou d'un ridge).

Ainsi, il est possible de voir que la détection par ondelettes est très proche de la détection par le vent méridien filtré puisque le second phénomène implique le premier. De plus, une information supplémentaire est apportée concernant les vents faibles, avec une distinction possible entre les vents faibles au cours d'une période inactive et les vents faibles associés à la présence d'un fort talweg ou ridge.

Une seconde méthode de détection correspond à l'utilisation d'un indice de confiance à 95 % ou 99 %. Lorsque celui-ci est dépassé par la valeur de l'indice de densité spectrale, alors les jours sont considérés comme actifs. Notre procédure s'apparente fortement à celle-ci, la détection des périodes suivant nos valeurs est légèrement plus tolérante mais les périodes retrouvées sont quasi identiques (environs 90 % des jours retrouvés). De plus, les informations apportées sur les pulsations de l'activité des ondes et plus généralement sur les périodes moins actives proviennent du calcul d'indice de DS.

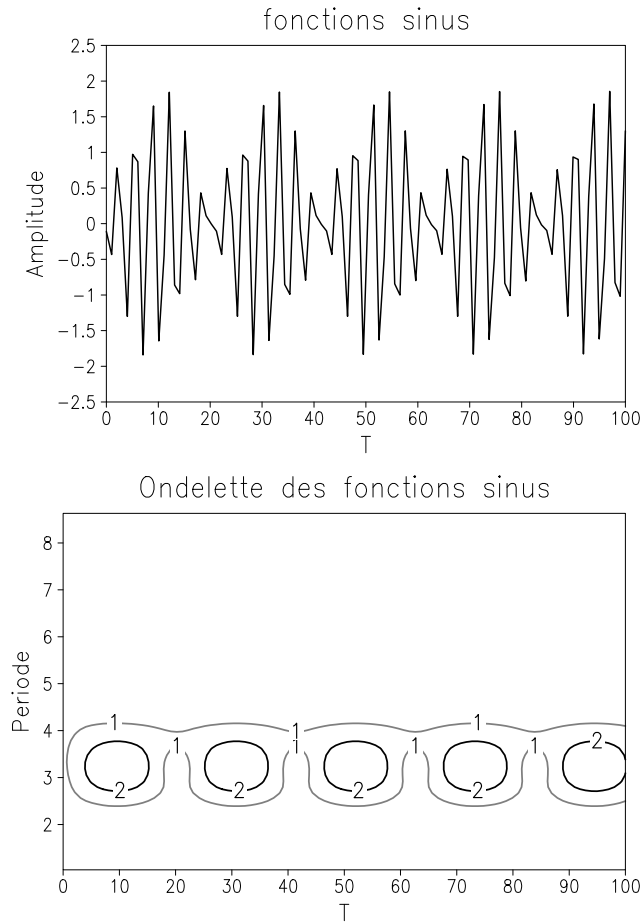
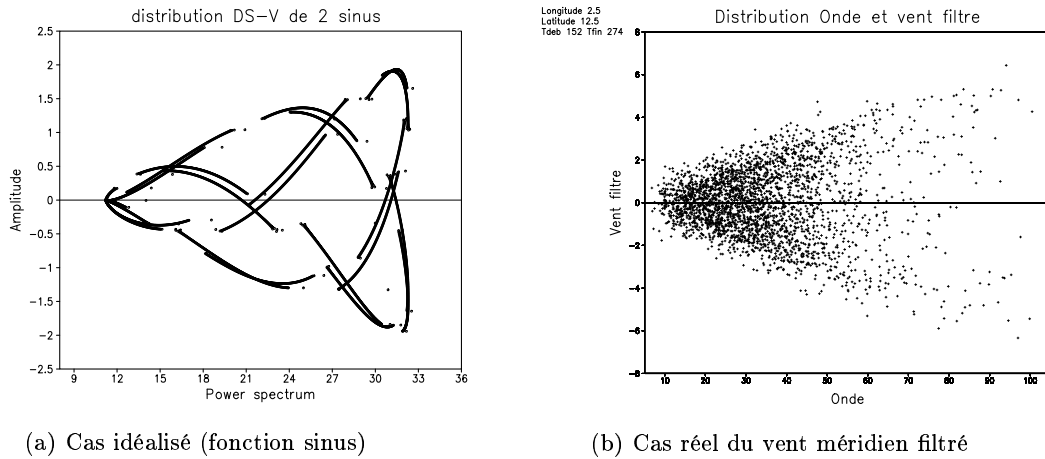


FIG. 4.6: Signal d'entrée $S(t)$ généré par deux sinus (**haut**), analyse en ondelettes du signal d'entrée (en $m^2.s^{-2}$) (**bas**).



(a) Cas idéalisé (fonction sinus)

(b) Cas réel du vent méridien filtré

FIG. 4.7: Distribution des indices DS de l'analyse en ondelettes suivant soit la fonction sinus (cas idéalisé), soit du vent méridien à 700 hPa (en $m^2.s^{-2}$) en fonction de l'amplitude du vent méridien filtré à 700 hPa.

En synthèse, nous avons détaillé dans cette partie la méthodologie permettant de calculer un indice de densité spectrale à partir de l'analyse en ondelettes du vent méridien à 700 et 850 hPa . Cette indice permet de définir l'état d'activité des ondes 3-5 jours au cours de la période 1968-1990 sur les régions Ouest Africaine et Océan Atlantique Tropicale. Par la suite, nous avons vérifié qu'il existait un lien théorique entre le vent méridien filtré et cet indice. Il a été montré que cet indice permet de retrouver les jours à fort vent méridien filtré, c'est à dire les périodes où l'activité de l'onde était forte. De plus cet indice permet de distinguer les vents méridien filtrés faibles situés dans des coeurs cycloniques ou anticycloniques (talwegs et ridges), des vents faibles liés à une activité ondulatoire peu marquée.

Cycle saisonnier des ondes d'Est



Le chapitre précédent a permis de définir une procédure permettant de caractériser l'activité des ondes à partir de l'analyse en ondelettes du vent méridien. Cette activité est mesurée par un indice nommé DS (densité spectrale). L'objectif de ce chapitre est d'observer les principales caractéristiques des indices de DS obtenus. Ainsi dans un premier temps, la variabilité spatiale de l'indice à 700 hPa sera abordée permettant de définir les trajectoires préférentielles des ondes. Dans un second temps, les variations temporelles des indices pourront être comparées afin de déterminer l'altitude de détection des ondes. Dans une troisième partie, l'aspect propagatif de la zone d'activité des ondes sera abordé. La dernière partie de ce chapitre synthétisera les différentes caractéristiques permettant de mieux définir la perturbation ondulatoire, et précisera certains paramètres de la détection, comme l'altitude ou le choix du domaine.

5.1 Variabilité spatio-temporelle

5.1.1 Variabilité spatiale

L'indice de la DS calculé sur le domaine Afrique de l'Ouest - Océan Atlantique Tropical permet de distinguer les régions plus ou moins influencées par les AEWs. La valeur moyenne annuelle de cet indice (figure 5.1a) est plus importante, d'une manière générale, au dessus de l'Océan Atlantique : $30 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ dans le golfe de Guinée, et jusqu'à plus de $36 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ au dessus de 20° Nord. Le minimum se situe au centre de l'Afrique avec des valeurs légèrement supérieures à $20 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ au Tchad ou au Soudan. Entre 20° Ouest et 20° Est, cet indice est légèrement décalé au sud par rapport aux valeurs que l'on peut trouver dans la bibliographie (Albignat and Reed 1980). Les valeurs de DS au cours de l'hiver boréal participent à l'augmentation de DS sur l'Océan et à la diminution sur le continent Ouest Africain pouvant générer le décalage.

La moyenne estivale (JJAS) de l'indice (figure 5.1b) est plus représentative de la zone de passage des ondes au cours de l'été (Diedhiou 1998, Fink and Reiner 2003). Un couloir sud-est nord-ouest est identifiable avec notamment une activité marquée sur le Sahel et le long de la côte Guinéenne. Sur le continent africain, l'indice de DS, faible au niveau de $25\text{-}30^\circ$ Est, augmente

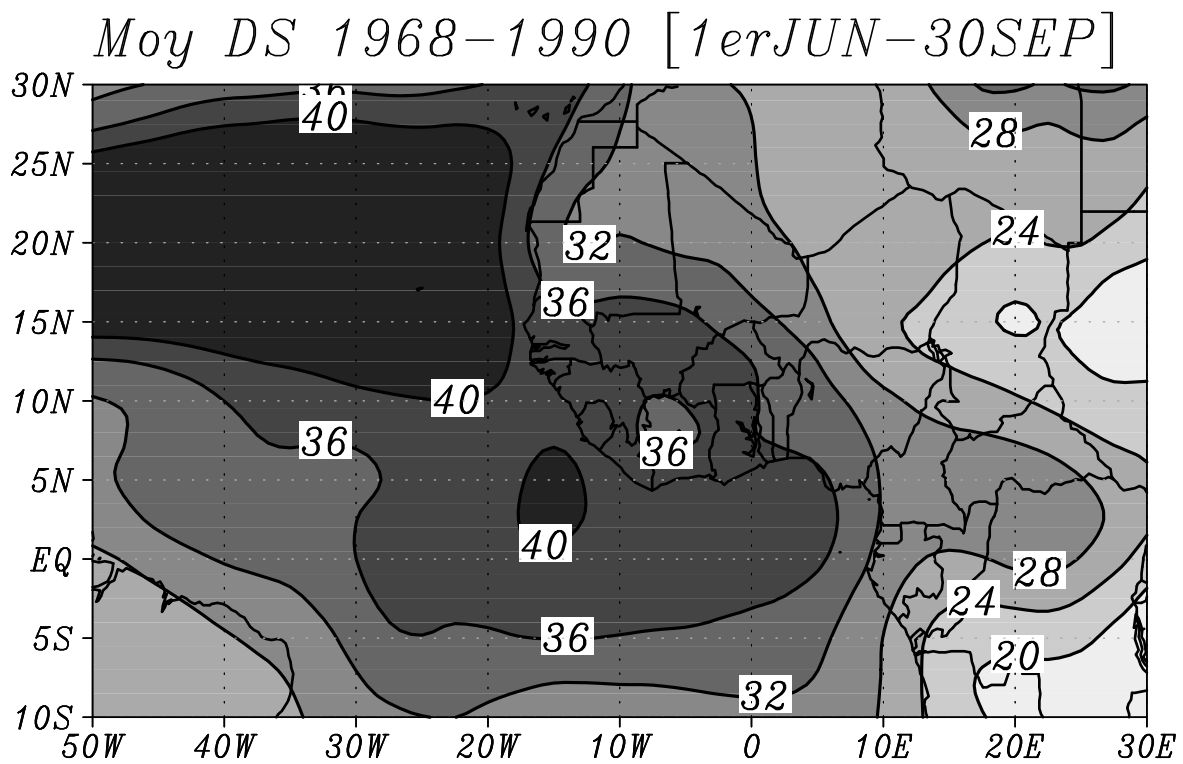
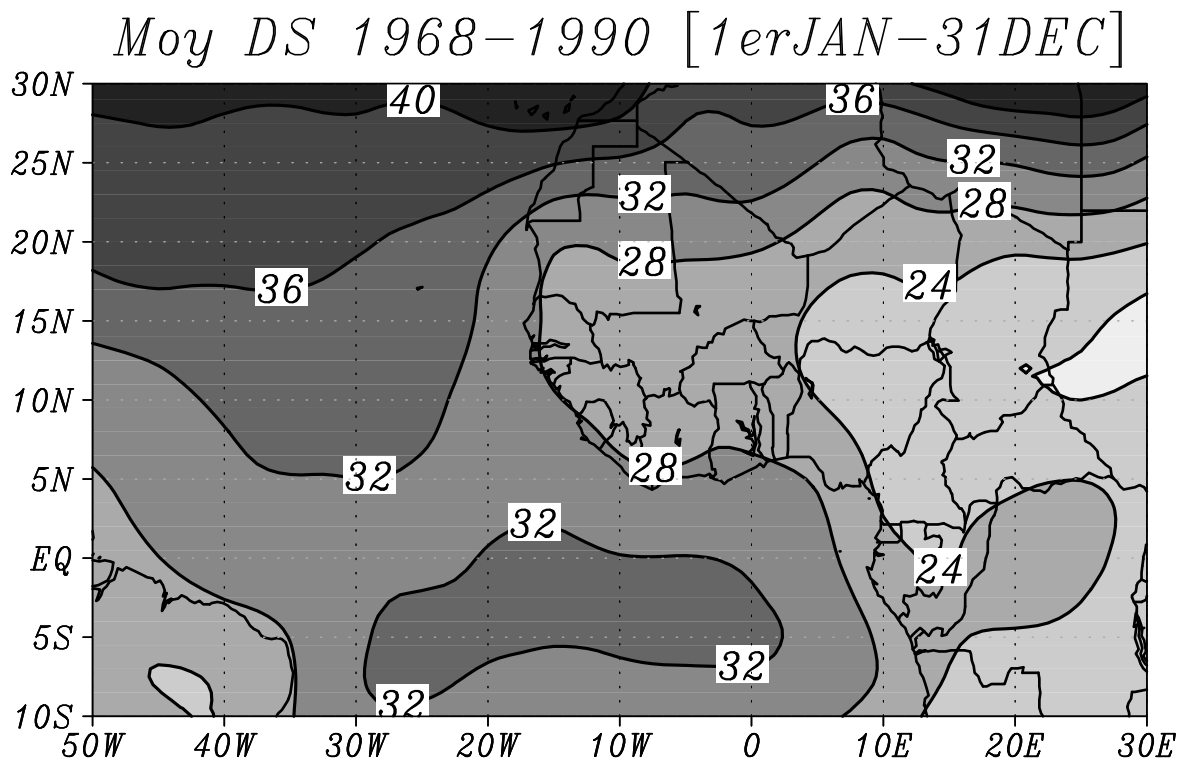


FIG. 5.1: Distribution sur l'Afrique de l'Ouest et l'Océan Atlantique de l'indice de densité spectrale annuel moyen (**haut**), et de la moyenne estivale (JJAS) (**bas**), en $m^2.s^{-2}$.

en se décalant vers l'Ouest et atteint un maximum au niveau du Mali. Sur l'Atlantique, deux trajectoires peuvent être distinguées. La première correspond à un décalage Est - Ouest de l'onde à de faibles latitudes (entre 0° et 5° Nord). La deuxième trajectoire plus marquée se décale plus au nord pour atteindre un maximum autour de 20° Nord.

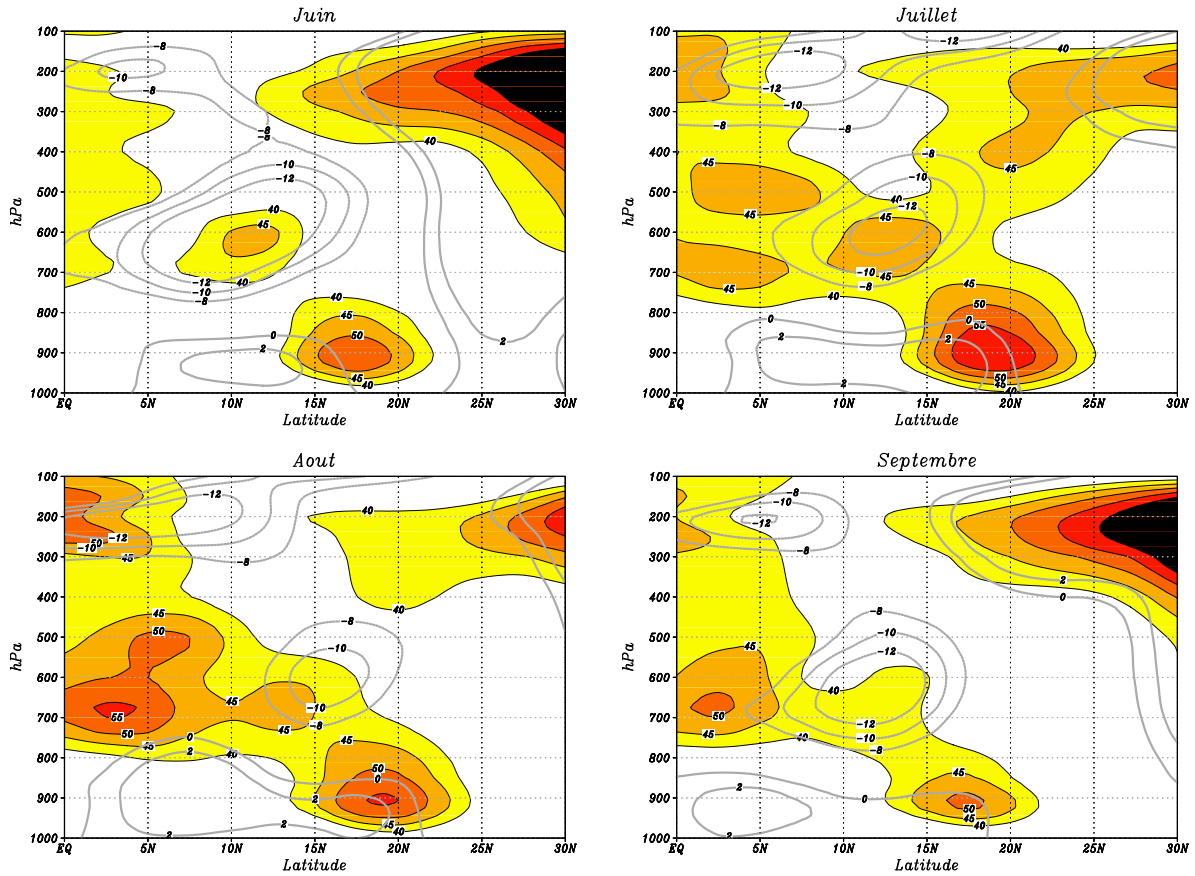


FIG. 5.2: Distribution entre l'Equateur et 30° Nord et de 1000 à 100 hPa de la moyenne mensuelle de l'indice de densité spectrale pour les mois de juin, juillet, août et septembre, en $m^2.s^{-2}$ (zones colorées) et vent zonal mensuel associé (contours gris).

Suivant l'altitude, le vent meridien est plus ou moins sensible aux oscillations 3-5 jours. La figure 5.2 présente la répartition des DS moyens entre 10° Ouest et 10° Est, calculée suivant les 12 niveaux de pression et entre l'Equateur et 30° Nord, au cours des 4 mois de la saison humide. Ces figures sont proches de celles obtenues par Diedhiou *et al.* (2001) à partir de la variance du vent meridien. Malgré la présence du noyau de l'AEJ à 600 hPa, on retrouve deux niveaux où la detection semble plus adapté. Le premier niveau se situe à 700 hPa plutôt au sud de l'AEJ (contours gris autour de 600 hPa). Plus au nord, les fortes valeurs de DS moyens sont situées à des altitudes plus basses. On retrouve donc les altitudes favorables proposées par Pytharoulis and Thorncroft (1999). Selon (Reed *et al.* 1988) et (Diedhiou *et al.* 2001), les ondes à 850 hPa (donc au nord) seraient favorisées par des conversions baroclines liées aux importants gradients de températures dans les basses couches. A 700 hPa, la présence du jet permettrait une augmentation des conversions barotropes. Cette detection à 700 hPa apparaît forte au mois d'août,

période où le jet est le plus faible. Au nord de 15°Nord, le maximum d'activité est plutôt au cours du mois de juillet.

5.1.2 Variabilité temporelle

La distribution zonale de l'indice sur le continent africain vu sur la figure 5.1, permet de se focaliser uniquement sur la variabilité méridienne de l'indice en moyennant sur l'intervalle [10°Ouest ;10°Est].

5.1.2.1 Ondes 3-5 jours détectées à 700 hPa

La moyenne sur 23 ans (1968-1990) de l'indice de DS des ondes 3-5 jours à 700 hPa, montre un cycle saisonnier bien marqué (figure 5.3). Du mois de janvier au mois de juin, l'indice de DS reste très faible sur la côte Guinéenne et sur le Sahel. Au cours du mois de juin, il montre une première forte augmentation sous 12.5°Nord, puis s'affaiblit à la fin du mois. Cette évolution pourrait être comparée au pré-onset défini par Sultan and Janicot (2003). Rapidement, au début du mois de juillet, l'indice prend sa position la plus septentrionale de l'année, avec une activité marquée jusqu'à 17.5° Nord et un maximum autour de 5° Nord. Au cours du mois de septembre se produit le retrait progressif de l'activité ondulatoire. Au cours de l'automne, un second maximum apparaît au dessus de 20° Nord, mais semble appartenir à un autre signal.

Sur la figure 5.3(droite) correspond à l'évolution de l'écart type de DS sur les 23 années de l'étude. Les aspects de l'évolution de la moyenne ou de l'écart type de DS montrent quelques singularités. La phase défini préalablement comme celle du pré-onset, montre un écart type faible. Ceci pourrait être causé par une évolution concomitante et généralisée des signaux de DS d'une année sur l'autre sur le continent Ouest Africain. Cet événement viendrait attester l'hypothèse du saut de mousson comme un événement associé à une signature des variables à grande échelle. A cette altitude de détection, les ondes 3-5 jours sont particulièrement présentes et variables sur le Sahel entre les mois de juillet et septembre où l'écart type est maximum. A l'inverse de la phase de montée, le retrait se produit en association avec une variabilité de DS assez importante au cours du mois de septembre.

5.1.2.2 Ondes 3-5 jours détectées à 850 hPa

La distribution de ce même indice, calculé à 850 hPa, est tracée sur la figure 5.4. Durant l'hiver et le printemps, l'activité importante au dessus de 20°N est retrouvée. Au mois de juin, simultanément à l'évolution à 700 hPa, l'activité des ondes s'accroît autour de 17°5N. Pendant le mois de juillet, alors que les valeurs sont maximums à 20°Nord, on constate une propagation vers le sud. L'activité se maintient jusqu'en septembre. La carte de l'écart type montre que les variations les plus importantes de l'activité se situent pendant l'été boréal au nord de 17.5°Nord

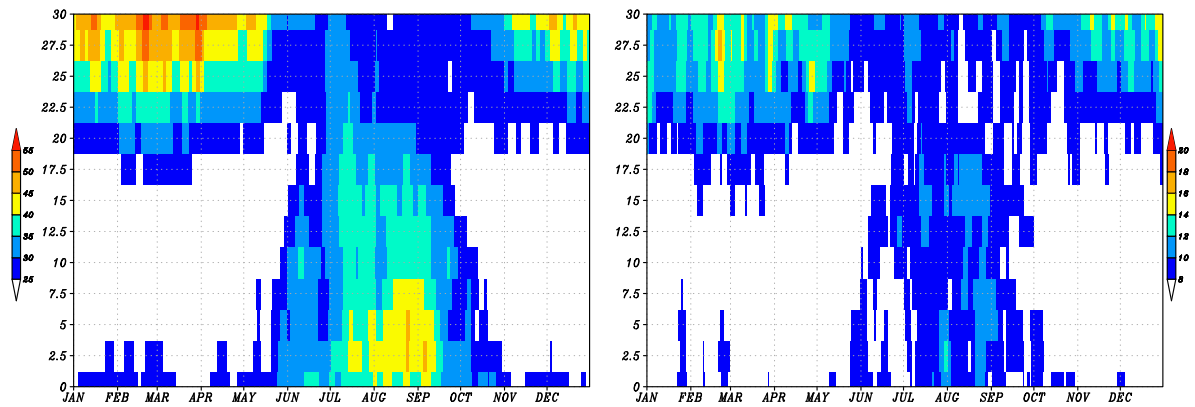


FIG. 5.3: Évolution entre 0° et 30°Nord, de l'indice DS détectée à 700 hPa et moyennée sur [10°W ;10°E] et dans la période 1968-1990 (a), en $m^2.s^{-2}$, idem pour l'écart type de DS (b).

avec également une activité plus grande au cours du retrait que pendant la montée de la zone de convergence.

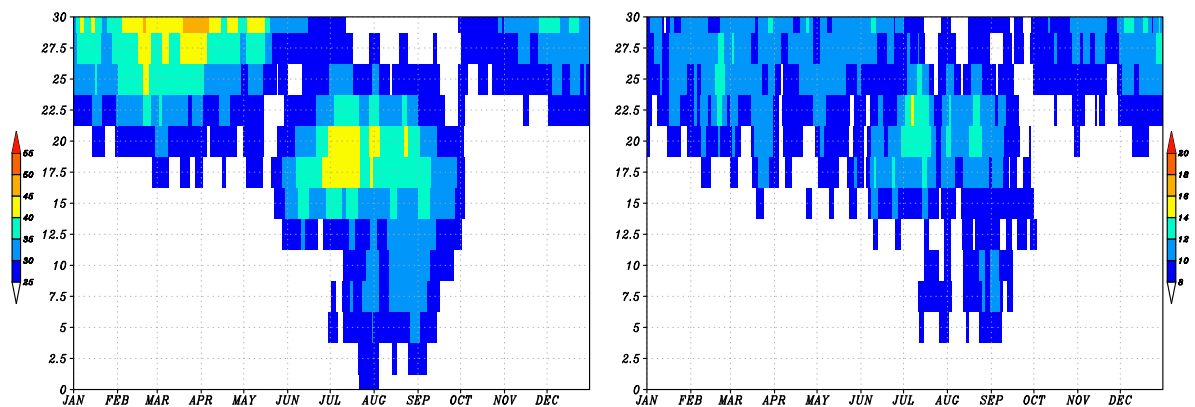


FIG. 5.4: Idem que fig.5.3 en utilisant le vent méridien à 850 hPa.

5.1.2.3 Ondes 6-9 jours détectées à 700 hPa

Une distribution a été faite pour les ondes 6-9 jours à 700 hPa. Comme l'a montré Diedhiou *et al.* (1998), les ondes 6-9 jours sont le plus actives en dehors de la saison estivale. L'indice de DS, fort jusqu'en mai au dessus e 15°Nord, se retire de la région Sahélienne entre les mois de juin et septembre. Au cours de l'automne, l'indice reprend une position méridionale en redescendant jusqu'à 15° Nord. Les écarts types suivent cette même évolution mais restent faibles. Ceux ci tendent donc à minimiser la zone légèrement active au Sahel entre juin et septembre, sensible sur la figure précédente des DS moyens.

Ces résultats limitent l'impact que peuvent avoir les ondes 6-9 jours sur les précipitations au Sahel. C'est pourquoi, dans la suite de notre étude, nous ne tiendrons pas compte de ce type

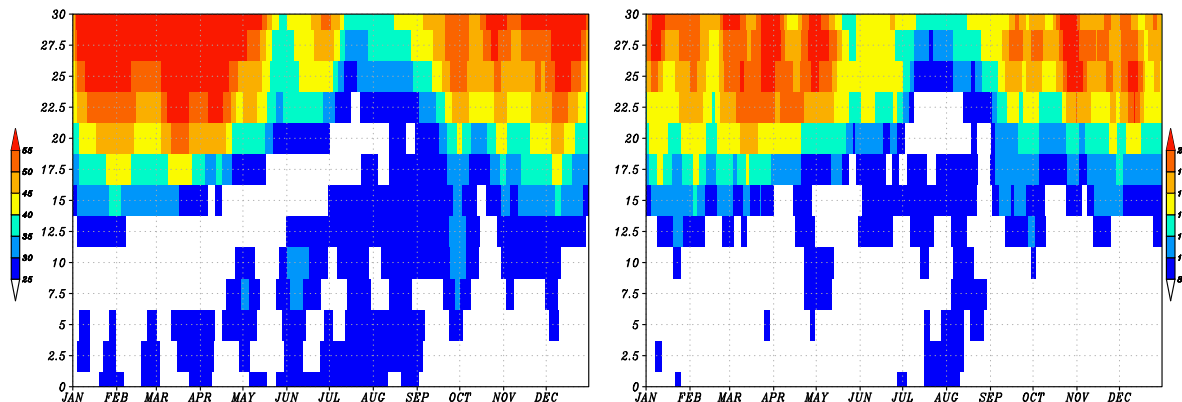


FIG. 5.5: Idem que fig.5.3 en utilisant l'indice calculé entre 6 et 9 jours dans l'analyse en ondelettes, à 700 hPa.

d'onde.

5.1.3 Évolution comparée des densités spectrales

Pour effectuer le choix sur l'altitude de détection, nous avons tracé la distribution en nuage de points des différents indices de DS, vus dans la section précédente, sur la longitude de Niamey (fig.5.6). A la latitude de Niamey (12.5°N), et plus au sud, les ondes se situent surtout à 700 hPa. D'après la distribution (a), qui lie la DS à 700 hPa et la DS à 850 hPa, il semble que la relation soit assez faible ($r = 0.54$). En revanche, aux latitudes situées au nord de l'AEJ et plutôt vers 850 hPa (20°Nord , selon Fink and Reiner 2003), il s'avère que la détection à 700 hPa reste adaptée avec une distribution liée entre les deux indices calculé à 700 et 850 hPa (corrélation de $r = 0.76$) (fig.5.6b).

Les mêmes distributions ont été effectuées entre les indices de DS à 700 hPa pour les ondes 3-5 et 6-9 jours. Dans la région Sahélienne, ou plus au nord, les indices évoluent entre eux de façon indépendante avec des corrélations faibles, respectivement pour les latitudes de 12.5°Nord et 20°Nord de $r = 0.16$ et $r = 0.06$.

L'analyse faite d'autres longitudes montrent de grandes similarités avec celle de Niamey (2.5°Est). Ces résultats permettent d'en déduire que la détection à 700 hPa, bien que adaptée aux ondes de la bordure sud, peut être généralisée à la détection des ondes de la bordure nord. En revanche ceci n'est pas valable pour l'indice calculé à 850 hPa dans les latitudes méridionales de l'AEJ. Il s'avère donc que l'altitude de détection présentant le meilleur spectre d'analyse correspond à celle de 700 hPa. Cependant, pour affiner l'analyse des ondes nord, nous garderons au cours de cette étude l'information de l'indice de DS à 850 hPa.

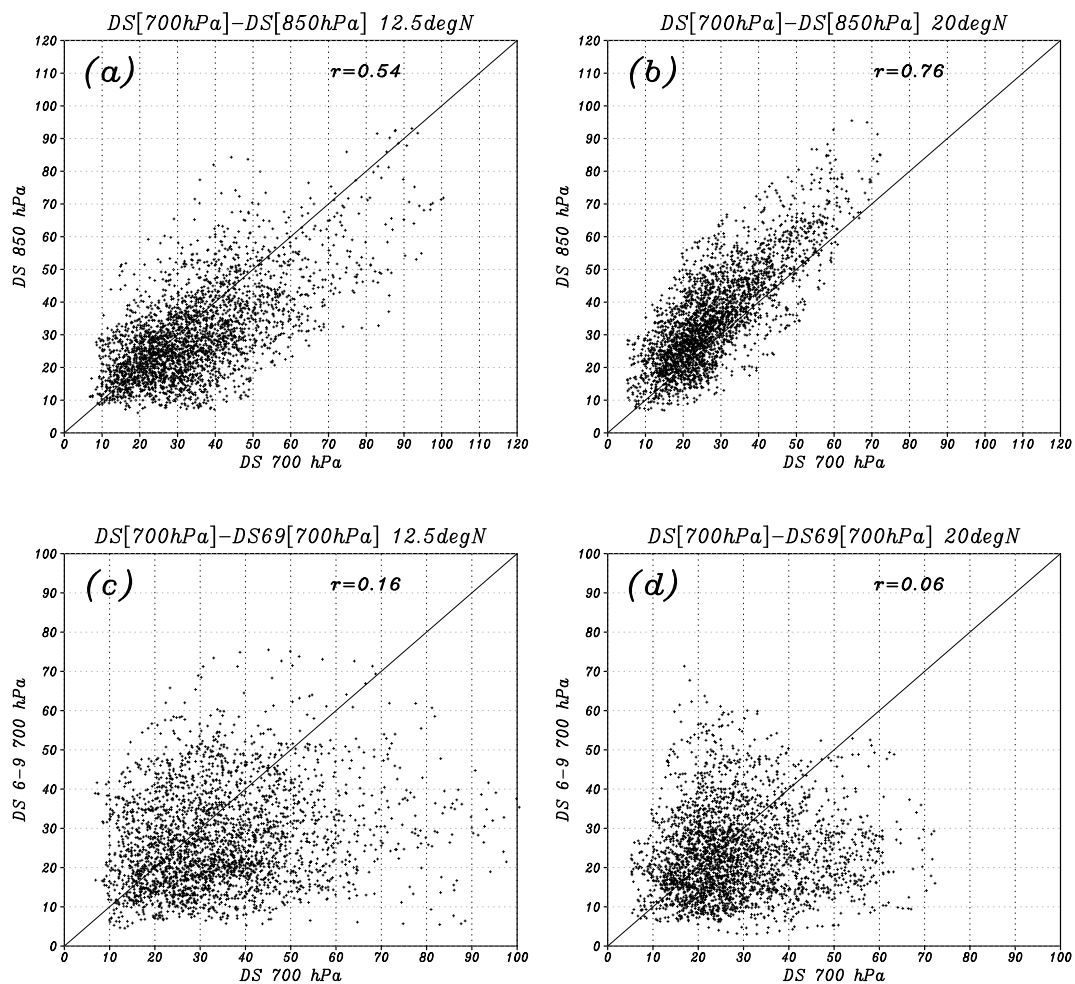


FIG. 5.6: Distribution des indices de densité spectrale (DS) des ondes 3-5 jours à 700 hPa et à 850 hPa à 2.5°Est et 12.5°Nord (a) ou à 20°Nord (b). Distribution des DS 3-5 jours à 700 hPa et des DS 6-9 jours à 700 hPa, à 2.5°Est et 12.5°Nord (c) et à 20°Nord (d). Les indices de DS sont exprimés en $m^2.s^{-2}$.

5.2 Propagation de la zone d'activité

5.2.1 Circulation zonale

Pour observer l'évolution de l'indice journalier de DS, donc de l'onde, l'Afrique de l'Ouest a été découpée en trois sous régions de tailles identiques entre 5°Nord et 20°Nord suivant un axe Est - Ouest (fig 5.7) :

Région 1 : la plus à l'Est, se situe entre 10° et 30° Est, il s'agit de la région où naissent les AEWs (Burpee 1972, ?).

Région 2 : elle s'étend de 10° Ouest à 10° Est et correspond à la zone d'étude des fluctuations 15-60 jours des pluies par Sultan (2002).

Région 3 : caractérise l'activité sur l'Atlantique entre 30°Ouest et 10°Ouest.

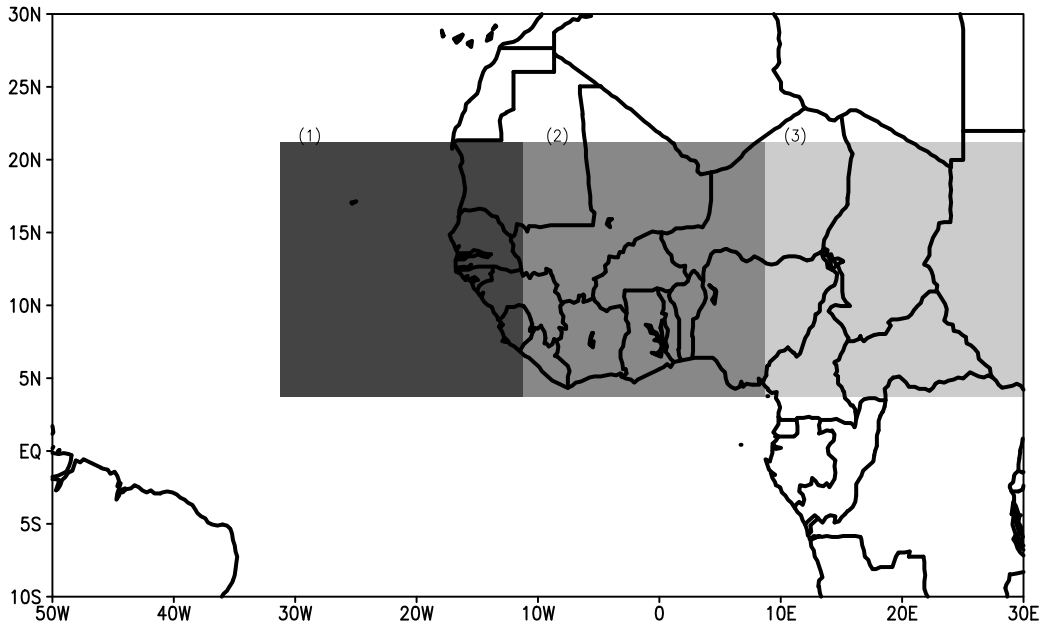


FIG. 5.7: Position des 3 sous régions utilisées pour l'observation de l'évolution de l'indice.

L'indice moyen a été calculé dans chacune de ces régions à partir des valeurs ponctuelles des mailles sélectionnées. Sur la figure 5.8a apparaissent les trois indices moyens pour une année donnée. Comme cela a été vu précédemment, les ondes sont plus actives à l'Ouest qu'à l'Est. L'indice DS moyen de la région 1 s'avère inférieur à celui de la région 3. En ce qui concerne les variations intra-saisonniers de l'indice, il semble émerger une oscillation de basses fréquences (période supérieure à 30 jours). Le 8 septembre, une onde touche les sous-régions centrale et Ouest, et le 16 juillet, les sous-régions Est et centrale. Au cours de cette année 1989, il n'existe pas d'ondes qui influencent les 3 régions simultanément. Afin de permettre une comparaison des oscillations dans les différentes régions, les DS ont été centrées réduites (figure 5.8b) suivant l'équation :

$$X_n(t) = \frac{x(t) - \bar{x}}{\sigma} \quad (5.1)$$

σ représente l'écart type de la série $x(t)$ pour les saisons des pluies (1^{er} juin au 30 septembre) de 1968 à 1990, et \bar{x} la moyenne temporelle au cours de cette même période.

Bien que les ondes, naissant sur le continent africain, évoluent à travers une grande partie de l'océan Atlantique, les évolutions observées des indices de DS moyens sur des régions de meso-échelles, indiquent que les zones durant lesquelles celles-ci sont les plus actives restent limitées à des échelles plus petites.

A partir des DS ponctuelles, l'évolution Est - Ouest de l'onde et du paquet d'ondes très actives (*i.e.* fort indice de DS) est tracée sur un graphique temps-longitude, dit Hovmöller, (figure 5.9) pour l'année 1989, à la latitude de Niamey (12.5°N). L'analyse est faite de 50° Ouest à 30° Est, du 1^{er} juin au 30 septembre. Les parties grisées représentent les maximas d'activité de l'onde

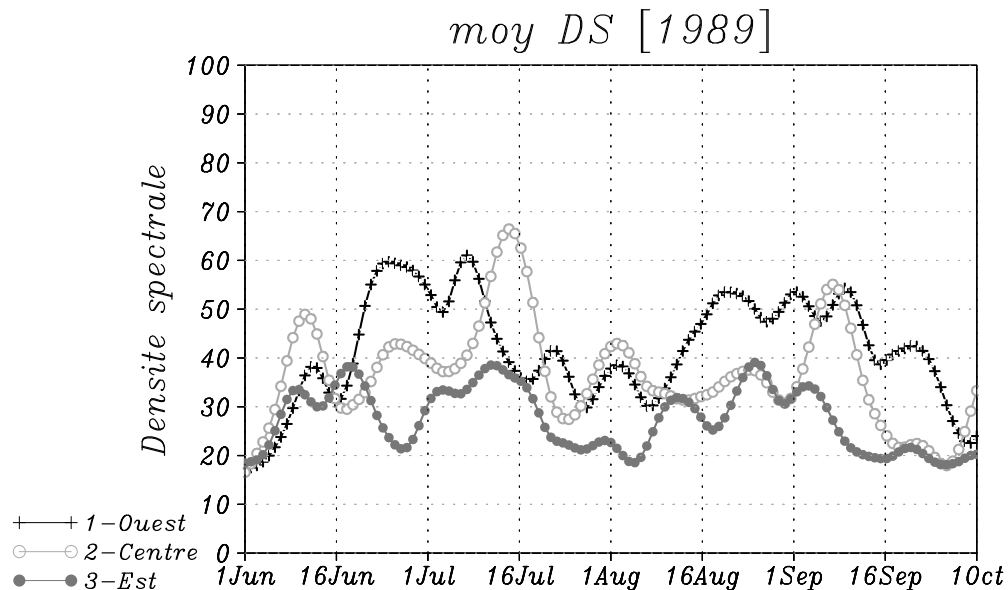


FIG. 5.8: Evolution des DS moyens dans les 3 sous régions présentées sur la figure 5.7, en $m^2.s^{-2}$.

(DS centrée réduite dans l'espace), et les courbes noires, les isotaches de vent méridien nul, filtré à 700 hPa.

En ce qui concerne les ondes proprement dites, la propagation vers l'Ouest est nette au vu des isotaches du vent méridien filtré nul, avec des vitesses légèrement inférieures à $1\ 000\ km.jour^{-1}$. En revanche, il est difficile de conclure sur la nature propagative de 'l'enveloppe' des zones très actives de l'onde. Pour certains événements il apparaît un léger décalage vers l'Ouest : cas du 15 juin à $20^{\circ}E$, du 15 août à $10^{\circ}W$ ou du 1^{er} septembre à $15^{\circ}E$. Cependant cette évolution reste très lente (moins de $500\ km.jour^{-1}$). Les zones d'activité semblent rester stationnaires avec une intensification des vents filtrés puis une atténuation progressive, mais reste à la même longitude : cas du 10 juillet à $10^{\circ}E$ ou le 20 juin à $10^{\circ}W$. La faible résolution du maillage ($2^{\circ}5$ par $2^{\circ}5$) ne nous permet pas de voir si les cas du 15 août à $30^{\circ}W$ ou du 22 août à $20^{\circ}E$ sont des propagations plutôt vers l'Est. Au vu de cette gamme d'évolutions, les vitesses de propagation semblent délicates à calculer. De plus la méthode utilisé n'est peut être pas adapté pour desceller une éventuelle propagation. A partir de données à plus haute résolution (ECMWF), Dickinson and Molinari (2002) ont étudié des ondes de gravité présentent dans le Pacifique. Ils ont mis en évidence que l'onde se propage vers l'Ouest avec une périodicité de 6 à 10 jours alors que le paquet d'ondes montre un lent décalage vers l'Est.

L'extension longitudinale d'un maxima de l'indice ne dépasse pas 40° , ceci peut expliquer la faible corrélation qui existe entre les indices des sous régions 1 et 3 (Est et Ouest) vue dans le graphique 5.8 ($r = 0.33$) avec un décalage de 2 jours.

5.2.2 Étude de cas du 14 juillet 1989

Une étude de cas a été faite pour le pic du 14 juillet 1989. L'indice de DS moyen sur l'Afrique de l'Ouest - Océan Tropical ($-30^{\circ}, 20^{\circ}\text{E}$); ($0^{\circ}, 20^{\circ}\text{N}$) est tracé, trait noir sur la figure 5.10, entre $j-25$ et $j+8$. Cet indice recouvre donc l'activité ondulatoire présente sur l'ensemble du domaine. L'objectif de cette étude est de caractériser la distribution spatiale de l'indice sur un grand domaine, notamment au cours d'une activité ondulatoire forte. La variabilité spatiale de l'indice de DS dans ce domaine a été ajoutée en petite vignettes sur la figure 5.10.

Au début de la période d'analyse (19 juin) l'indice est globalement faible sur tout le domaine avec des minimas sur le Sahel et le Sahara (inférieur à $30 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$). Une première zone de forte activité apparaît au niveau du Sénégal ainsi que dans l'Océan Atlantique au large du Liberia cinq jours après le début de l'étude. L'extension maximum de la région très active se produit le 29 juin, où elle englobe la région à l'Ouest du méridien de Greenwich. Cette zone d'activité se tarit lentement en une dizaine de jours. A partir du 7 juillet, une seconde zone d'activité apparaît cette fois-ci à l'Est, avec deux foyers, au Nigeria et dans le golfe de Guinée. Le 14 juillet, l'indice moyen enregistre son maximum sur le grand domaine (environ $56 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) et le 16 juillet sur le point de grille de Niamey. Cependant, sur l'Océan Atlantique, l'indice de DS ne montre pas d'augmentation au cours de ce second évènement et reste à des valeurs faibles. En 5 jours, la zone de forte activité diminue considérablement, et les foyers d'origine réapparaissent comme les plus actifs en fin d'évènement.

Ainsi, au cours de cet épisode, la région d'activité maximum de l'onde reste stationnaire, deux paquets d'ondes indépendants s'activent chacun leur tour sans intégrer tout le domaine pour générer deux maximas dans l'indice moyen.

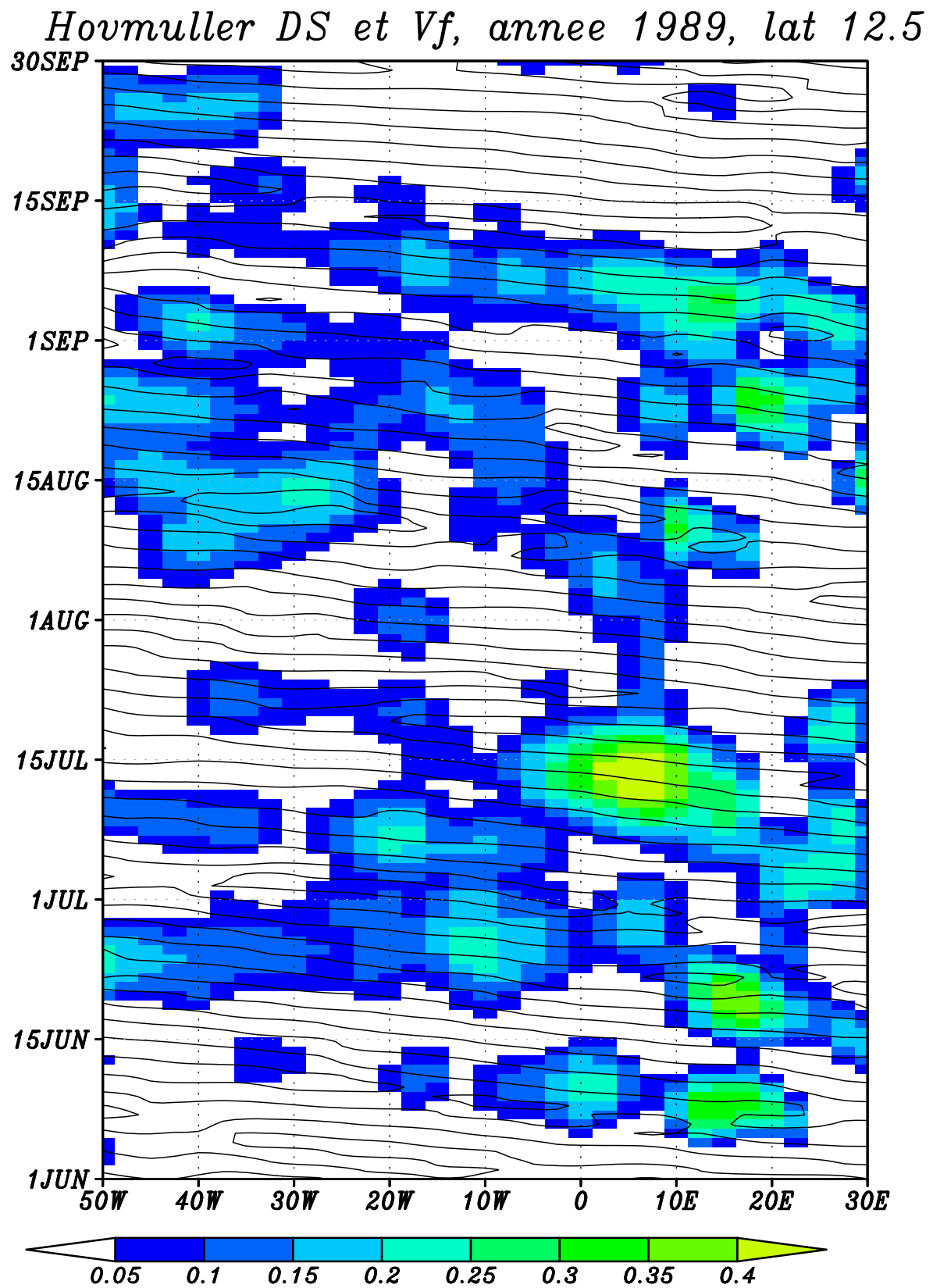


FIG. 5.9: Graphique Hovmoëller de l'indice de densité spectrale centré réduit à la latitude de Niamey (12.5°Nord), entre le 1^{er} juin et le 30 septembre (zones colorées), isotaches du vent méridien filtré entre 3 et 5 jours nul (courbes noires).

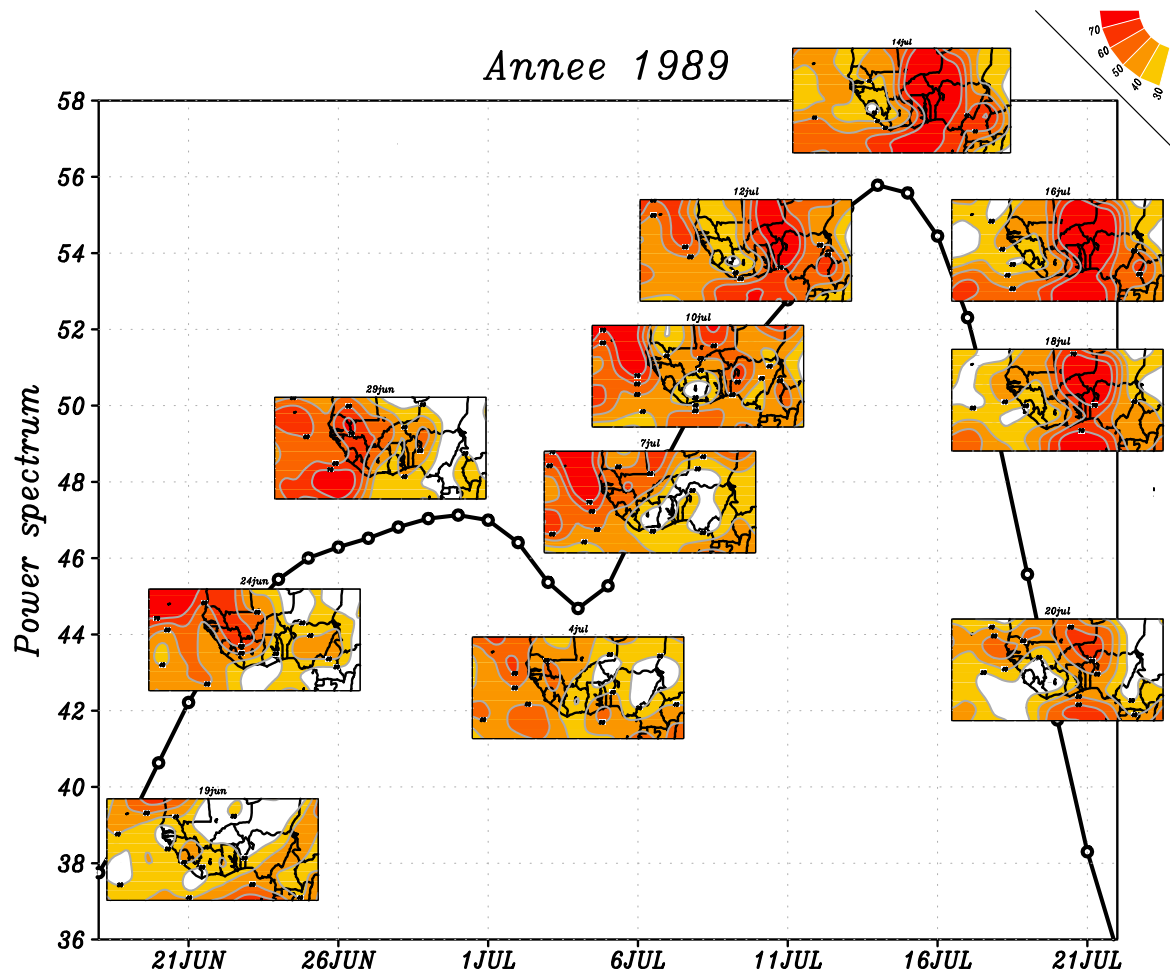


FIG. 5.10: Évolution de l'indice moyen de densité spectrale dans le domaine $(-30;20^{\circ}\text{E});(0;20^{\circ}\text{N})$ (trait, en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) entre le 19 juin et le 21 juillet 1989, et la variabilité spatiale associée dans le domaine (cartes).

5.3 Pertinence de la méthode de détection

L'onde étant une perturbation synoptique, la détection sur un point de grille est-elle bien adaptée? Pour vérifier cela, des indices moyens et ponctuels sur différentes régions ont été inter-comparés.

Tout d'abord dans la bande sahélienne (définie entre 10° Ouest - 10° Est et entre 12.5° Nord - 15° Nord, les maximas d'indice de DS sont ils concomitants?

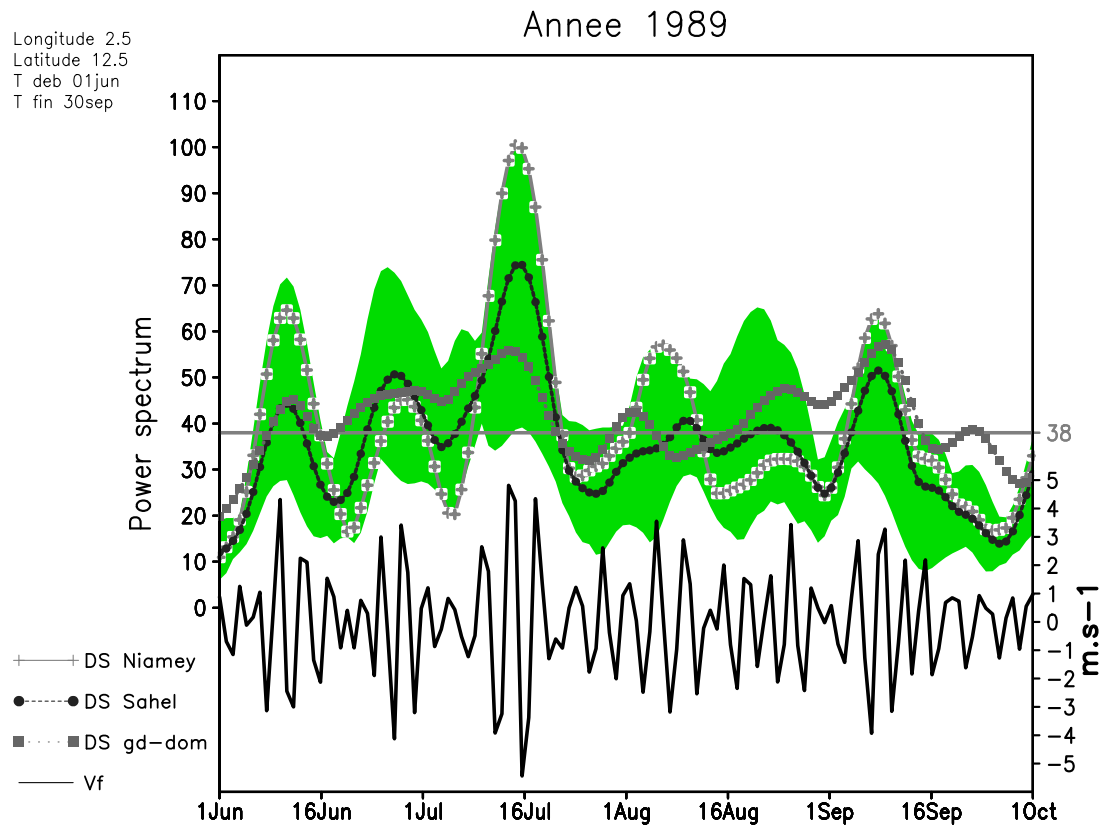


FIG. 5.11: Distribution des indices de densité spectrale en 1989 : sur le point de grille de Niamey (croix), moyennés sur la région sahélienne (rond) et moyennés sur le domaine $(-30;20^\circ\text{Est});(0;20^\circ\text{Nord})$ (carré). L'enveloppe verte traduit les intervalles entre le maximum et le minimum des valeurs de l'indice dans la région sahélienne (en $m^2.s^{-2}$). En dessous, apparaît le vent filtré associé sur le point de grille de Niamey (trait noir, en $m.s^{-1}$).

Nous avons retracé sur la figure 5.11 les différents indices de DS suivant une détection locale ou de grande échelle. L'indice de DS sur le point de grille de Niamey est indiqué sur la figure par les croix. L'enveloppe grisée comprend l'ensemble des valeurs de DS calculées sur la région Sahélienne ($10^\circ\text{Ouest};10^\circ\text{Est}$); ($12.5^\circ\text{Nord};15^\circ\text{Nord}$). Pour chaque point de grille compris dans cet intervalle, l'indice de DS est calculé, et un seuil est défini pour chaque série afin d'obtenir

le même nombre de jours sélectionnés que pour la maille de Niamey. Il est possible de retrouver la plus grande activité des ondes à l'Ouest du Sahel par une augmentation importante des seuils entre la partie Est ($s=32$ ou $33 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ à respectivement 12.5 et 15° Nord) et Ouest ($s=41 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$). Même si l'écart entre les extrêmes des DS au Sahel peut paraître important au cours de certains événements (plus de $40 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ les 11 juin, 27 juin, 16 juillet) ou qu'il puisse exister un décalage des maxima entre les mailles (fig. 5.9), les évolutions des valeurs extrêmes sont bien corrélées à cette échelle.

La valeur moyenne de tous ces indices est ajoutée (rond). Ce signal apparaît plus lisse, ce qui permet d'éviter la détection de pics isolés. C'est le cas des indices ponctuels forts au cours de la saison sèche, ou d'artefacts isolés dans le signal de vent méridien. Ainsi les ondes les plus actives et les plus étendues se retrouvent dans l'indice moyen. Cette méthode présente des inconvénients notamment lorsque :

- . une onde est active que sur une partie de la région, et n'apparaît pas comme forte à travers l'indice moyen (1^{er} août)
- . un indice fort causé par une onde forte confinée à une partie restreinte du domaine, alors que l'autre partie reste peu influencée (18 août).

Le troisième indice qui a été calculé sur une plus grande région : $(-30^\circ ; 20^\circ \text{E}) ; (0^\circ ; 20^\circ \text{N})$ (carré) englobe la zone de plus grande influence des AEWs (cf. fig 5.11). Les inconvénients sont les mêmes que pour la moyenne sur la région sahélienne, avec une certaine accentuation liée à l'élargissement du domaine (cas du 28 août) . Dans le cas du 17 juillet 1989, un dipôle apparaît entre les parties Ouest et Est du méridien de Greenwich. Un fort indice moyen dans ce domaine permet de détecter la présence d'une onde en Afrique de l'Ouest ou dans l'océan Atlantique tropical mais il sera alors difficile de situer avec précision la position exacte de l'onde (et donc de ses secteurs).

La distribution des corrélations de l'indice de DS entre le point de grille de Niamey et le reste de la région, entre $j-10$ et $j+10$ permet d'observer la taille de la zone d'influence de ces perturbations. La figure 5.12 est un graphique en Hovmoëller de cette corrélation entre les longitudes 50° Ouest et 30° Est sur la latitude de 12.5°N .

A partir de $j-5$, une structure apparaît autour de la longitude de Niamey (2.5° Est) avec des corrélations de 0,5 sur la bande sahélienne (10° Ouest - 10° Est). Les corrélations vont augmenter jusqu'à 0,6 dans tout ce domaine. La structure du champ de corrélation reste présente jusqu'à environ $j+6$. L'indice calculé ponctuellement en chaque point de grille n'est donc pas isolé des indices voisins. De plus, il apparaît un léger axe Est - Ouest du champ de corrélation en fonction du temps, qui peut confirmer la tendance vue dans le chapitre précédent sur l'évolution de la zone d'activité maximum.

Ainsi, au vu de ces différents examens, il semblerait que la méthode ponctuelle de détection sur l'indice de DS s'avère être la mieux adaptée pour définir les régions et les dates où les AEWs sont les plus actives. Ce choix est aussi motivé par la volonté au cours de cette étude d'observer

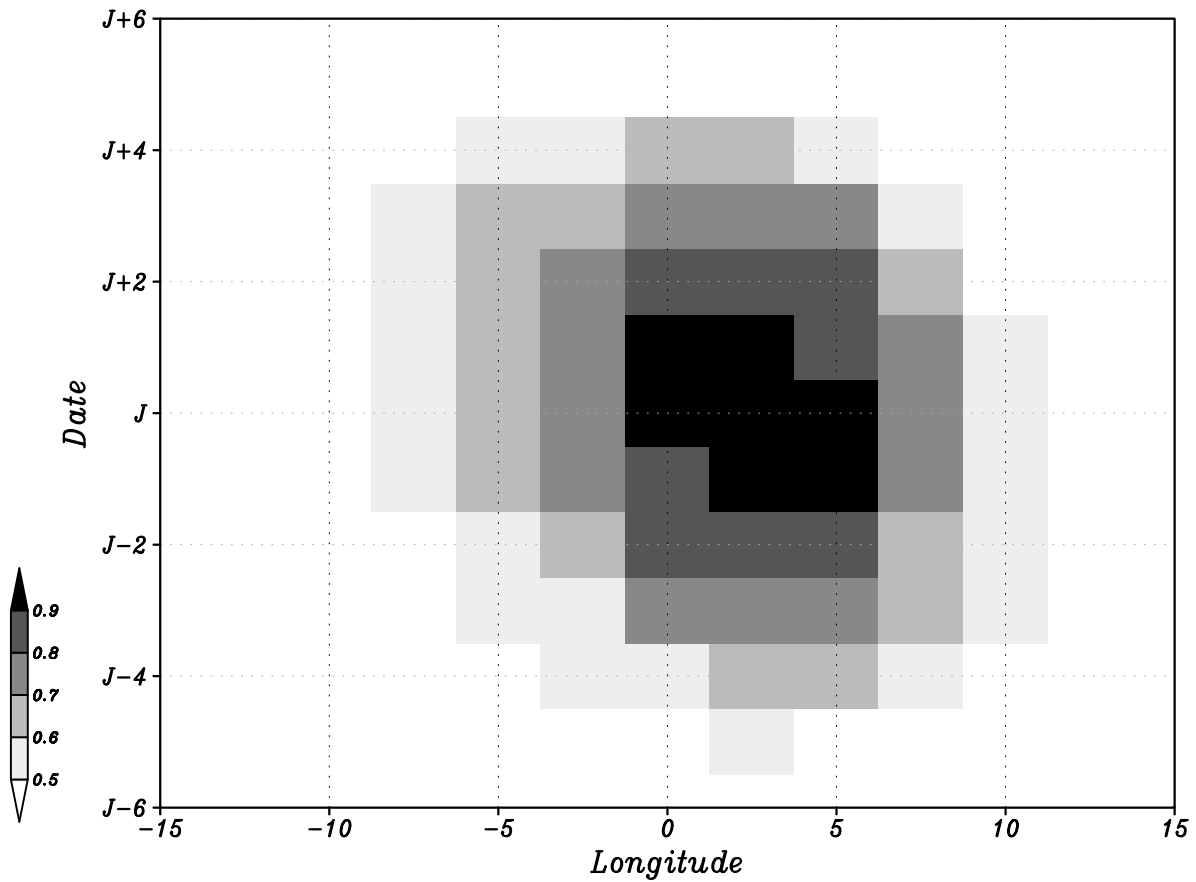


FIG. 5.12: Hovmoëller du champ de corrélation entre l'indice de densité spectrale à Niamey et les indices entre 20°Ouest et 20°Est de $j-6$ à $j+6$ à la latitude 12.5°Nord.

localement les effets des ondes.

5.4 Synthèse

En synthèse, la variabilité spatiale de l'activité des ondes 3-5 jours a pu être retrouvée, dans ce chapitre, grâce à l'indice moyen saisonnier sur l'Afrique de l'Ouest et l'océan Atlantique. L'évolution du paquet d'ondes a été analysé. Le décalage vers l'Ouest de la zone d'activité des ondes n'est pas clair, et, lorsqu'il existe, reste plus lent que la vitesse de propagation des ondes. A partir d'une étude de cas de juillet 1989, nous avons pu illustrer cette évolution temporelle au sein des régions Afrique de l'Ouest - Océan Atlantique. Il a été possible de mettre en avant le côté stationnaire de la zone d'activité maximum des ondes d'Est pour cette année donnée.

La dernière partie du travail a permis de montrer la sensibilité de la détection en fonction de la région observée. Les moyennes de l'indice sur différentes tailles de domaine montrent que ces indices restent liés au cours des ondes les plus actives. Les avantages et inconvénients des

différentes régions nous ont permis de conclure qu'une détection ponctuelle était significative, notamment grâce à la corrélation forte qui existe entre un indice ponctuel dans la région sahé-lienne et les mailles avoisinantes.

Troisième partie

Variabilité multi-échelles des
précipitations

6

Modes de variabilités des précipitations sur l'Afrique de l'ouest

L'examen préalable des modes de variabilité des précipitations est indispensable à l'étude des interactions qu'il existe entre les ondes et la pluie. Ce chapitre permet de définir les principales modulations du signal : à la fois spatialement, domaine qui sera abordé dans une première partie, et temporellement. Cette dernière variabilité pourra être décomposée en études interannuelle et intra-saisonnière. Nous pourrons alors quantifier les différentes contributions de ces signaux aux échelles annuelles et saisonnières. Une troisième partie exposera les principales caractéristiques du signal défini comme saisonnier dans ce chapitre. Enfin, la synthèse de ce chapitre sera faite dans la dernière section.

6.1 Variabilités spatiale et interannuelle des précipitations

6.1.1 Variabilité spatiale des précipitations

Comme il a été vu dans le chapitre 2, la distribution du cumul annuel des précipitations se répartit très zonalement (Nicholson 1986, Nicholson 2001).

La figure 6.1 met en évidence le gradient méridien de ces isohyètes à partir du transect des précipitations moyennes entre 5°Nord et 20°N sur le méridien d'origine avec des mailles de 2.5° de côté. Les barres d'incertitudes correspondent aux valeurs extrêmes des cumuls annuels obtenus entre 1968 et 1990. Pour cette longitude, on constate que le cumul annuel est plus marqué à 7.5°Nord (1300 mm) qu'à 5°Nord (environ 1000 mm). Pour les positions plus septentrionales, le cumul décroît fortement pour atteindre moins de 100 mm à 20°Nord. Ce gradient, entre 7.5°Nord et 20°Nord correspond à une valeur moyenne de 1200 mm pour 12.5° soit environ 100 mm par degré. Cependant, celui ci n'est pas constant avec une accentuation considérable entre 10°Nord et 15°Nord.

Le gradient zonal sur la latitude 12.5°Nord (fig.6.1(b)) paraît moins fort. Les précipitations les

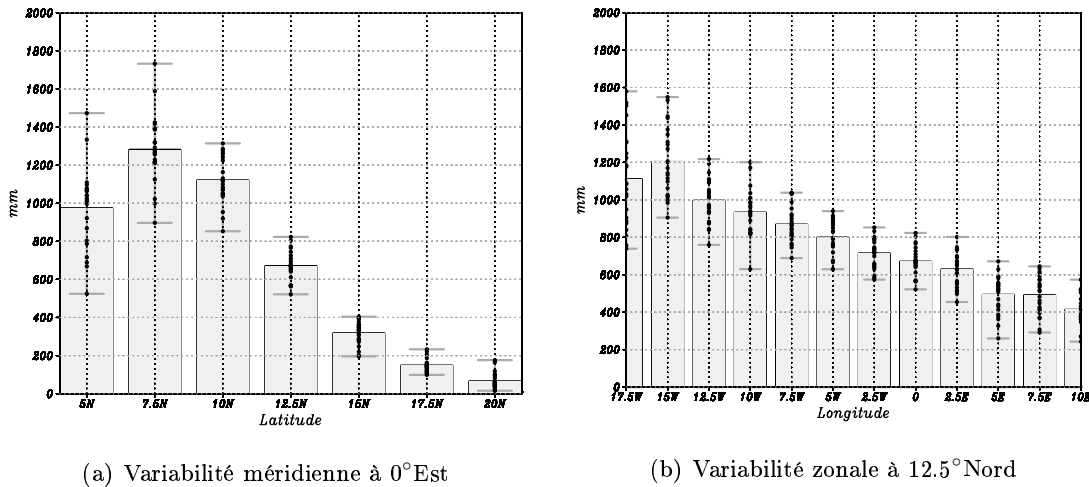


FIG. 6.1: Cumul annuel des précipitations sur la longitude 0°Est entre 5°Nord et 20°Nord (barres) et variabilité interannuelle (points) entre 1968 et 1990 (a), idem pour la latitude de 12°5Nord et entre -17.5°Est et 10°Est (b).

plus importantes se produisent dans les premières centaines de kilomètres à l'intérieur des côtes Atlantique Sénégalaises (entre 1100 et 1200 mm) avec une forte variabilité interannuelle. Dans la zone Sahélienne (entre -10°Est et 10°Est) le gradient zonal apparaît régulier, autour de 500 mm en 20°, soit 25 mm par degré (quatre fois plus faible que le gradient méridien). La variabilité interannuelle décroît entre -7.5°Est et 0°Est puis augmente à l'Est du méridien nul.

6.1.2 Cycle saisonnier et variabilité interannuelle des précipitations

L'aspect du signal saisonnier des précipitations journalières moyen entre 1968 et 1990 (fig.6.2(a)) est caractéristique de l'Afrique de l'Ouest, comme il a été vu dans le chapitre 2. Il est possible de retrouver les principales caractéristiques du signal :

- Renforcement des précipitations sur la Côte Guinéenne au cours des mois de mai et juin, dans une phase de *pré-onset* (Sultan and Janicot 2003).
- Montée rapide de la zone de fortes précipitations journalières à une position autour de 10° Nord, puis maintien à cette nouvelle position d'équilibre entre juillet et début septembre.
- Redescente régulière de la zone de convection au cours du mois de septembre.

Ainsi, suivant la latitude d'observation le signal saisonnier n'aura pas le même aspect. La figure 6.2(b) aborde ces différences, avec les coupes à 5°, 10° et 15° nord des précipitations journalières en fonction de l'année et de la saison.

A 5°Nord, on retrouve le maximum de précipitations dans la phase précédent le saut de mousson, puis une période de forte diminution pendant l'été boréal correspondant à la *petite saison sèche*. En septembre, une reprise des précipitations traduit la redescente de l'ITCZ et génère une distribution bimodale des précipitations.

A 10° Nord, l'évolution de la distribution des précipitations journalières devient monomodale, avec des maxima entre juillet et octobre. Au nord de cette latitude, le cycle saisonnier reste monomodal, en revanche l'intensité des précipitations journalières décroît.

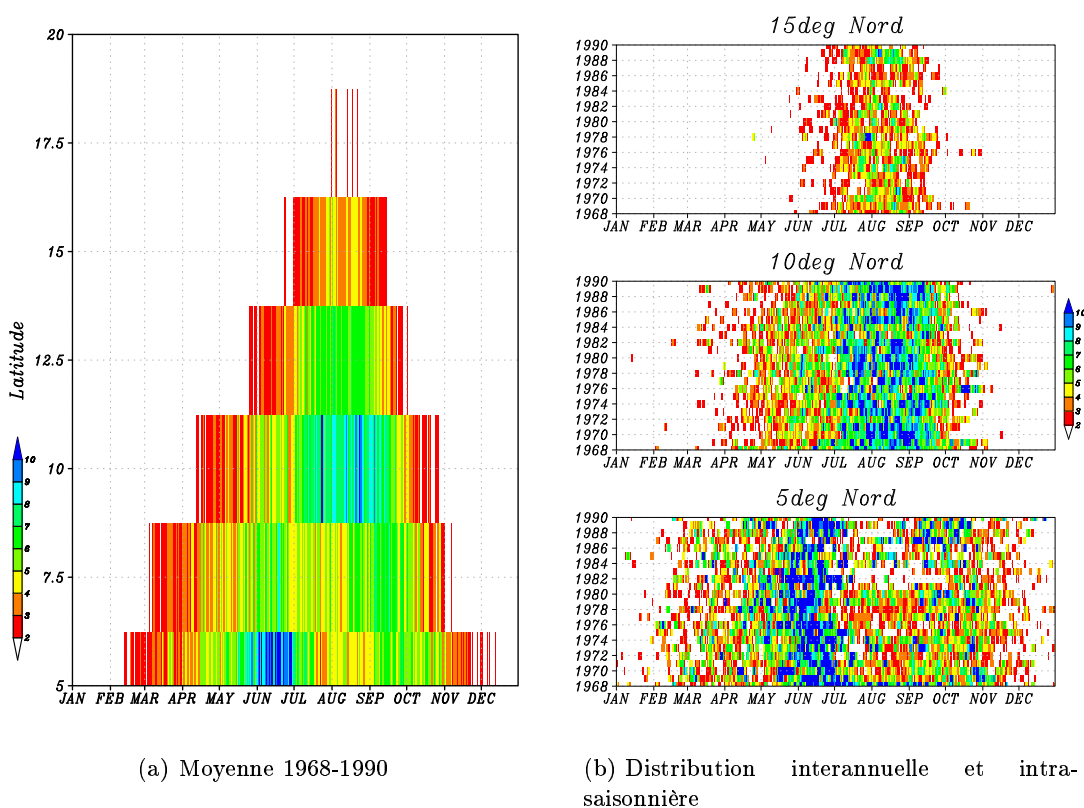


FIG. 6.2: Hovmoëllers des précipitations journalières moyennes entre -5° Est et 2.5° Est de 1968 à 1990 (a), variabilité interannuelle et intra-saisonnière des précipitations journalières à 5° , 10° et 15° Nord (b).

La variabilité interannuelle de la moyenne des cumuls annuels sur la région Sahélienne est présentée figure 6.3. Celle-ci montre, qu'excepté 1972 et 1973, les années antérieures à 1980 enregistrent des cumuls supérieurs à la moyenne (de 511 mm). Au delà de 1980, il apparaît une importante période de déficit pluviométrique, autour de 1984 l'année la plus sèche.

Les termes excédentaire ou déficitaire, que nous employons se basent sur la période d'étude 1968-1990. En effet, selon Rowell *et al.* (1995) et Eltahir and Gong (1996), qui possèdent des bases de données couvrant la quasi intégralité du $XX^{ième}$ siècle, à partir de la fin des années 60 le cumul moyen dans la région Sahélienne a brutalement chuté. Ce déficit s'est maintenu durant toute la période 1968-1990. Ainsi, même l'année 1978, qui apparaît ici comme une année très pluvieuse, enregistre dans la base de données de Rowell des valeurs très légèrement déficitaires.

Nous avons étudié les disparités spatiales de cette variabilité en traçant les anomalies de cumul pour 8 mailles de la région Sahélienne (figure 6.4). A 12.5° Nord (figures du bas), nous

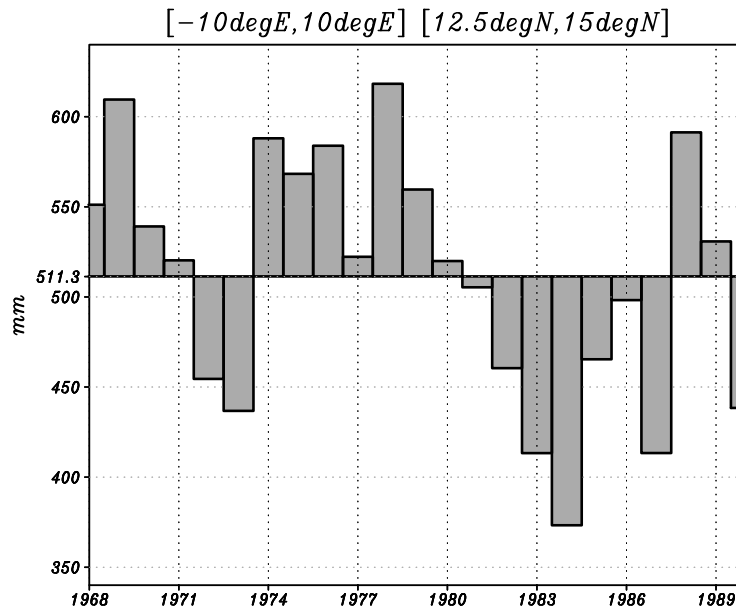


FIG. 6.3: Variabilité temporelle du cumul annuel des précipitations moyennes dans la région Sahélienne (10° Ouest, 10° E; 12.5° N, 15° N), entre 1968 et 1990.

retrouvons le gradient zonal des précipitations observé figure 6.1(b) à travers la décroissance des moyennes par mailles (base des barres). Il apparaît aussi une bonne correspondance entre les mailles, des années pluviométriquement déficitaires (période de 1982 à 1986) ou excédentaires (période 1973-1979).

A 15° Nord (figures 6.4, haut), le gradient zonal est moins prononcé. La moyenne des précipitations à -2.5° Est est plus importante que celle de la maille située à l'Ouest. A l'exception de la longitude -7.5° E, les cumuls correspondent bien entre 12.5° Nord et 15° Nord. Les différents dipôles nord-sud de cumul que montrent Nicholson (1986) ou Janicot *et al.* (1998) n'interviennent pas ici car dans ces articles, les deux latitudes sont définies dans la même zone climatique.

6.2 Analyses des variations intra-saisonnières des précipitations

6.2.1 Décomposition par l'analyse en ondelettes du signal de pluie

Comme nous l'avons vu pour l'analyse du vent méridien à 700 hPa, l'analyse en ondelettes nous permet ici de décomposer les différents modes de variabilité intra-saisonnière du signal des précipitations journalières sur la maille de Niamey. Nous présentons les densités spectrales obtenues pour l'année 1974 sur la figure 6.5.

Il apparaît un premier mode de variation des précipitations entre 3 et 5 jours entre les mois de juillet et octobre. Bien que les densités spectrales (DS) ne soient pas élevées, elles possèdent une importante variance (figure de droite). Ce mode de variabilité pourrait être associé aux ondes

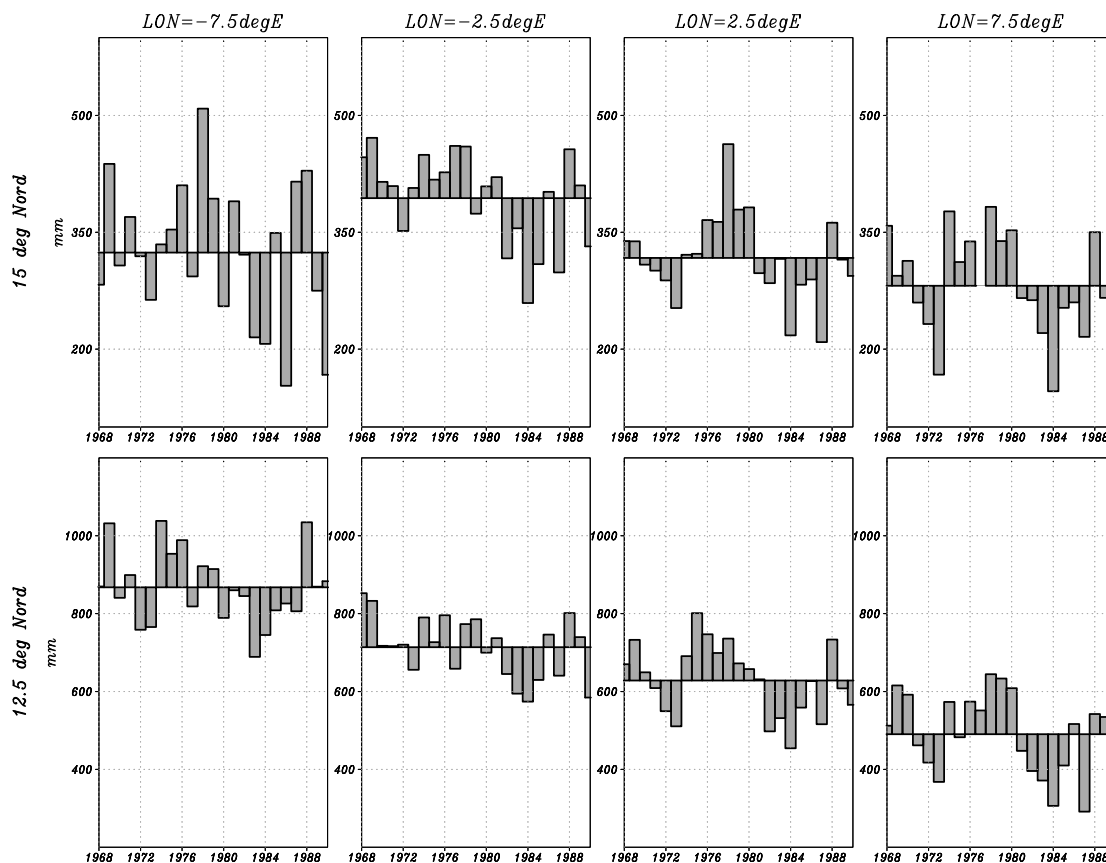


FIG. 6.4: Variabilité temporelle du cumul annuel des précipitations dans la région Sahélienne entre 1968 et 1990 : suivant la latitude de 15° Nord (**haut**) ou la latitude de 12.5° Nord (**bas**).

3-5 jours. Un second mode important de variabilité émerge autour de 10 jours, ainsi qu'à 25 jours. Ces fluctuations intra-saisonnieres ont été analysées par Kiladis and Weickmann (1997) et Sultan *et al.* (2003) et apparaissent comme des oscillations de grande échelle. Une circulation atmosphérique sur le continent africain et sur l'Océan Atlantique tropical, associant des cellules cycloniques et anticycloniques, serait à l'origine de tels signaux. Des oscillations autour de 20 jours seraient aussi liées aux ondes de Madden-Julian. Matthews (2004), avec les réanalyses NCEP-NCAR, a mis en évidence des anomalies de précipitations sur l'Afrique de l'Ouest associées à la combinaison de deux ondes :

- Une onde de Rossby : anomalie de température négative dans les couches moyennes qui se propage vers l'Ouest, augmentant l'instabilité.
- Une onde de Kelvin : anomalie cyclonique dans les basses couches se propageant vers l'Est, qui tend à épaissir le flux de mousson.

Une autre gamme de fréquence active est visible entre 60 et 85 jours. Cette dernière sera particulièrement étudiée lors de la distinction entre un signal saisonnier et intra-saisonnier.

L'impact des différents modes sur le cumul annuel peut être abordé grâce à la figure 6.6. Celle-ci montre les anomalies des moyennes estivales de densité spectrale pour chaque période.

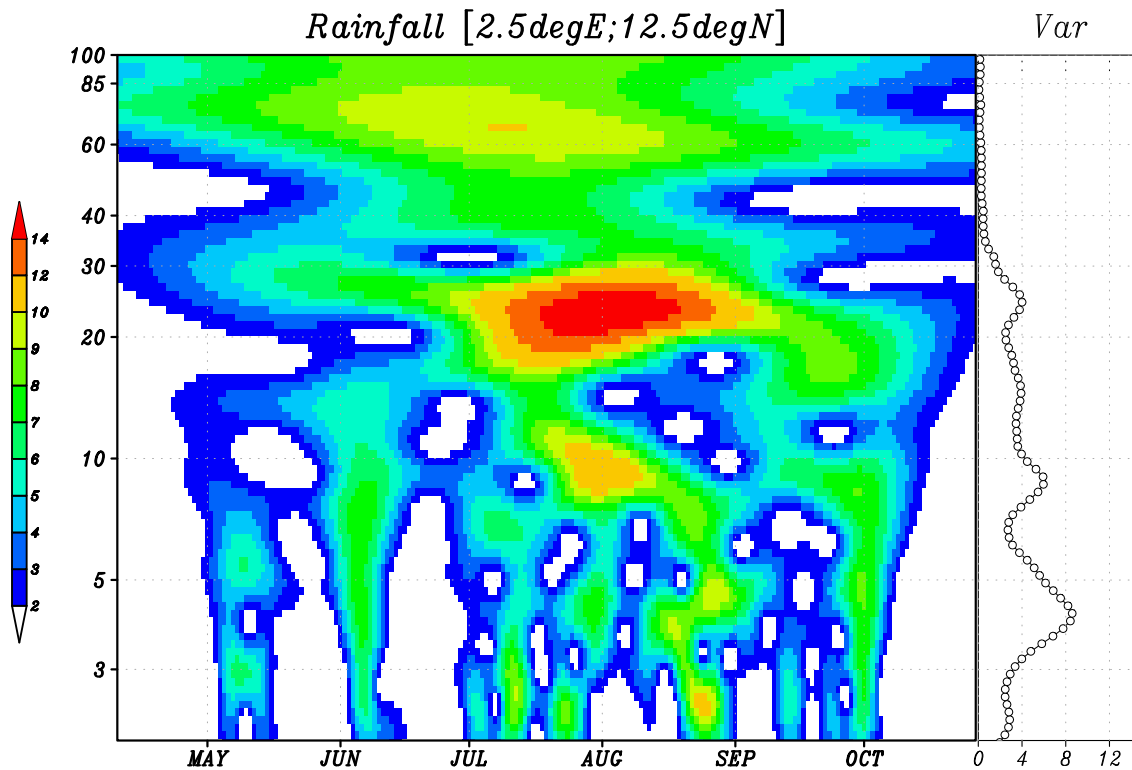


FIG. 6.5: Analyse en ondelettes des précipitations journalières sur le point de grille de Niamey en 1974 (**gauche**), variance débiaisée des indices par période (**droite**).

Pour plus de lisibilité, l'axe des abscisses correspond aux années classées dans le sens croissant des cumuls annuels.

On constate que pour les 4 années les plus sèches, il existe un déficit global des moyennes de densité spectrale de l'analyse en ondelettes du signal de précipitation. Les années avec un plus important cumul annuel possèdent des anomalies plus souvent positives, mais aucun mode ne semble être corrélé avec l'augmentation des cumuls. Les années les plus pluvieuses exposent des anomalies positives à des périodes différentes :

- 1988 : inférieures à 10 jours.
- 1978 : autour de 15 jours et dans la bande 40-60 jours.
- 1976 : entre 60 et 85 jours.
- 1975 : entre 10 et 20 jours

Les modes de variations des précipitations inférieurs à 85 jours ne semblent donc pas être liés à la variabilité interannuelle du cumul de pluie. Pour distinguer les signaux saisonniers et intra-saisonniers, (Sultan 2002) utilise la période 60 jours. Ce choix est défini suivant le signal de pluies moyen sur toute la région Sahélienne ($-10^{\circ}\text{E}, 10^{\circ}\text{E}; 12.5^{\circ}\text{N}, 15^{\circ}\text{N}$). Cependant, certaines années, le signal dans la bande 60-85 jours correspond à un pic isolé des fréquences plus élevées défini comme saisonnier. De plus, à l'échelle d'une maille, il est visible sur la figure 6.6 que le signal entre 60 et 85 jours enregistre une grande variabilité temporelle sur la maille de Niamey entre 1968 et 1990.

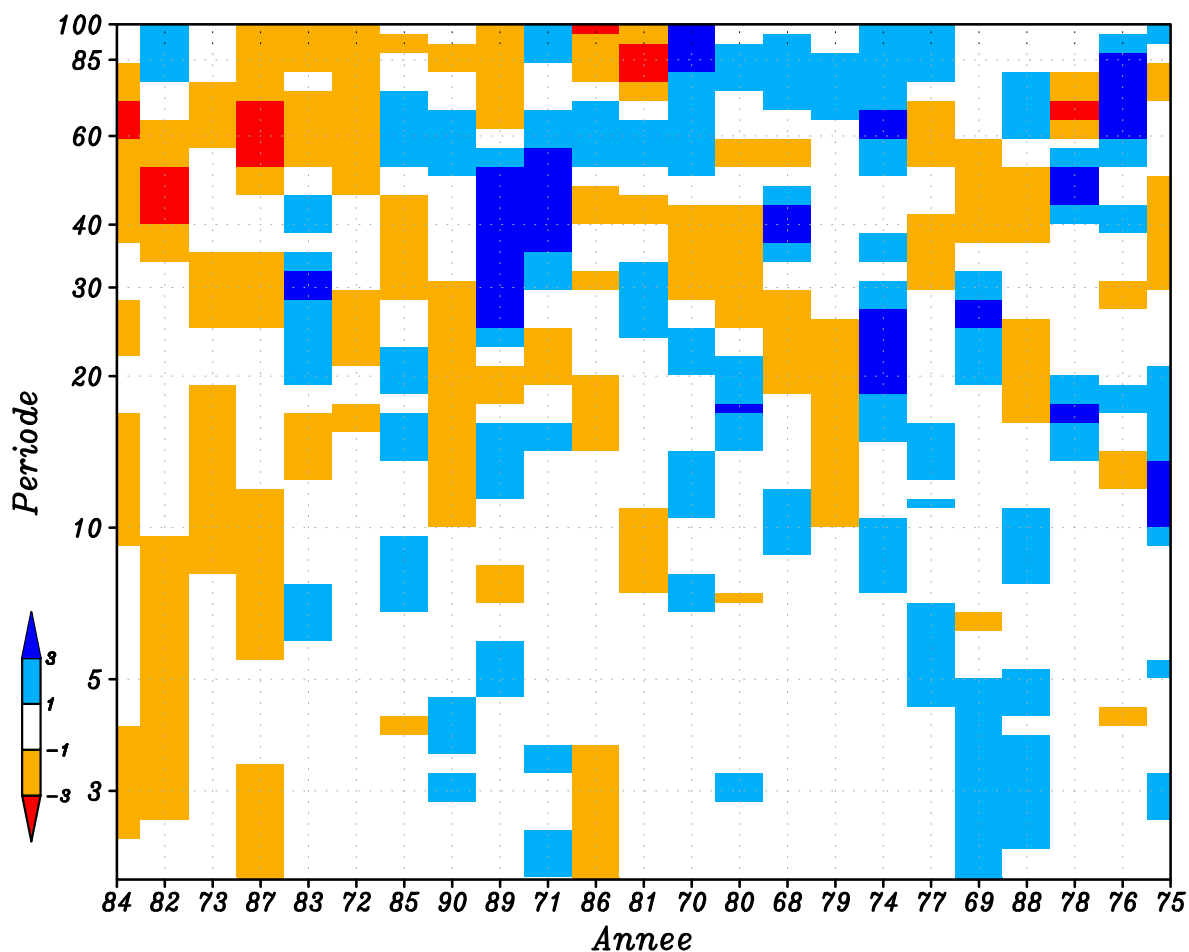


FIG. 6.6: Anomalies des densités spectrales moyennes des précipitations sur le point de grille de Niamey. Les années sont classées par ordre croissant de cumul annuel, et précisées sur l'axe des abscisses.

Nous avons étudié la variabilité spatiale de la distribution des densités spectrales de la pluie pour toute les années. La figure 6.7 présente cette distribution associée au seuil de 95% de significativité pour l'année 1976, qui présente sur la maille de Niamey le plus fort signal dans la gamme 60-85 jours (fig 6.6).

La moyenne de DS de la pluie pour chaque période est définie par les histogrammes, et les barres d'erreurs indiquent les seuils de 95 % de confiance. Dans les hautes fréquences, il ne se dégage pas de mode particulier présent dans les 8 mailles. Les évolutions sont indépendantes. A plus haute périodicité, vers 60 jours, certaines régions enregistrent une nette diminution des moyennes de DS et des intervalles de confiance ($-2.5^{\circ}\text{E}; 15^{\circ}\text{N}$, $2.5^{\circ}\text{E}; 15^{\circ}\text{N}$, $7.5^{\circ}\text{E}; 15^{\circ}\text{N}$, $-2.5^{\circ}\text{E}; 12.5^{\circ}\text{N}$), alors que les autres mailles voient augmenter leurs densités spectrales. Au delà de cette périodicité, apparaît un signal marqué et constant qui sera considéré comme le signal saisonnier. Au vu des variabilités interannuelles des oscillations entre 60 et 85 jours sur le signal de pluie Sahélien moyen et plus particulièrement sur les mailles aux latitudes 12.5°Nord , nous étendrons la limite signal saisonnier- signal intra-saisonnier à 85 jours.

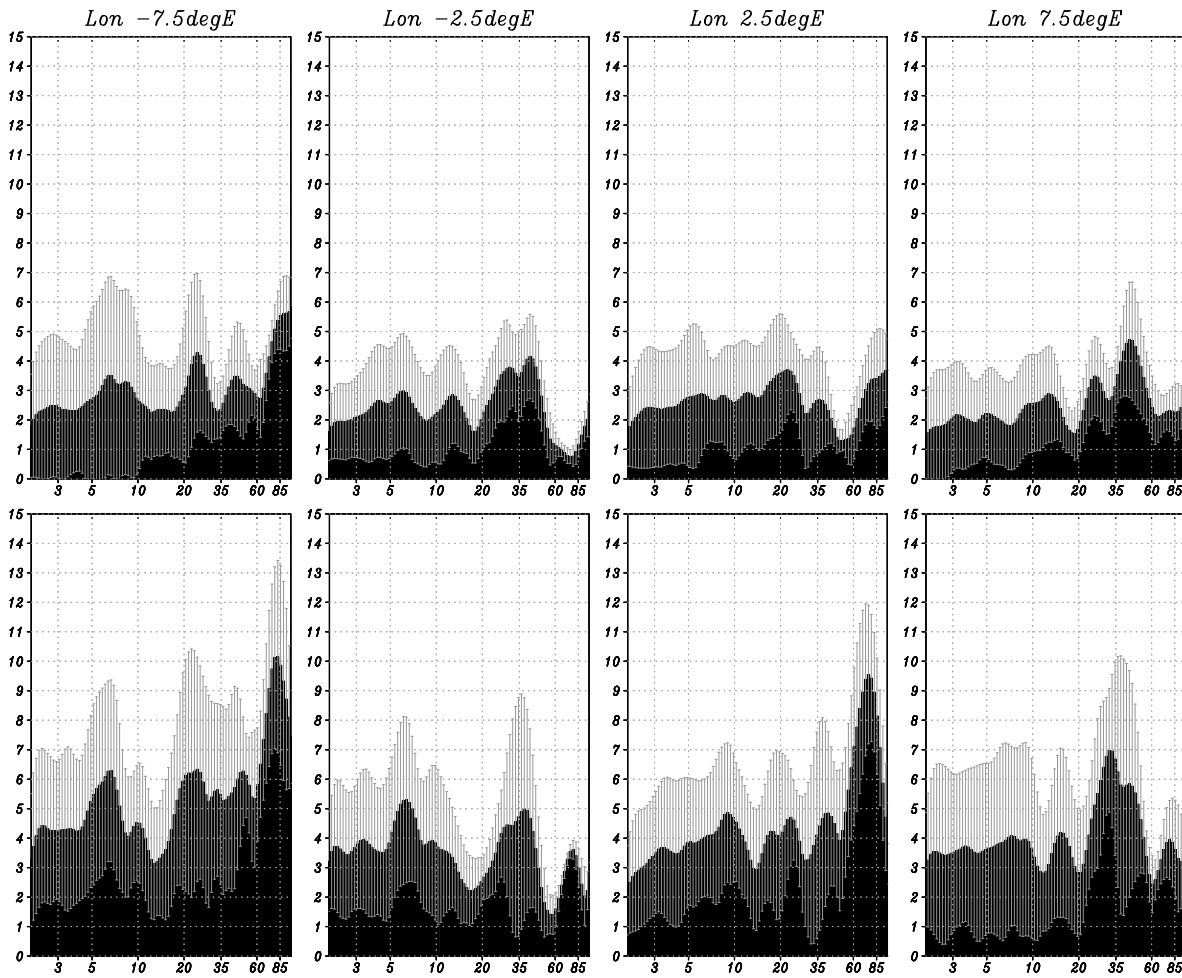


FIG. 6.7: Moyenne des densités spectrales du signal de pluie (**barres**), et le seuil de significativité à 95 % (**barres d'incertitudes**) sur la région Sahélienne, entre $-7.5^{\circ}E$; $7.5^{\circ}E$ et $12.5^{\circ}N$ (**bas**); $15^{\circ}N$ (**haut**) pour l'année 1976.

6.2.2 Caractérisation des signaux saisonniers et intra-saisonniers des précipitations journalières

Afin d'isoler les différents sinusoïdes fondamentales qui composent le signal de précipitation, un filtrage est effectué. Sa mise en oeuvre consiste à convoluer le signal d'entrée de pluies avec une fonction de filtrage (dans cette étude nous avons utilisé la fonction de Kaiser-Bessel). Cette convolution dans le domaine temporel des deux signaux correspond à une multiplication dans le domaine des fréquences. Cela correspond donc au produit de la transformée de Fourier discrète du signal d'entrée par celle de la fonction de filtrage qui apparaît alors comme une porte fréquentielle.

L'expression temporelle de la fenêtre de Kaiser-Bessel est donnée par :

$$F_K(t) = \begin{cases} \frac{I_0(\pi V_a \sqrt{1-(2t/NT_e)^2})}{I_0(\pi V_a)} & \text{si } |t| < NT_e/2 \\ 0 & \text{ailleurs} \end{cases} \quad (6.1)$$

ou I_0 est la fonction de Bessel, V_a un paramètre permettant d'améliorer le filtrage en diminuant les lobes secondaires de la fonction dans le domaine fréquentiel (ici égal à $4/\Pi$), N la longueur de la série et T_e la période d'échantillonnage.

Il est alors possible d'observer l'impact et les variations temporelles des sinusoïdes fondamentales saisonnières (précipitations filtrées supérieures à 85 jours) ou intra-saisonnières (inférieures à 85 jours), au cours de la saison des pluies (JJAS). La figure 6.8 présente la moyenne du signal filtré, supérieur à 85 jours à la longitude 2.5° Nord et pour les latitudes 15° Nord, 12.5° Nord et 5° Nord (respectivement courbes **(a)**, **(b)** et **(c)**). Les deux premiers signaux saisonniers présentent une distribution monomodale, alors qu'à 5° Nord, deux maxima sont visibles. L'intensité de ces signaux s'accroît suivant les latitudes méridionales (non montré).

Le signal défini comme étant intra-saisonnier correspond à des pluies filtrées inférieures à 85 jours. S'agissant d'un signal filtré, la moyenne de celui-ci est nulle. L'activité de ce signal peut en revanche être quantifiée par la variance débiaisée. Les figures 6.8 **(d)**, **(e)** et **(f)** représentent ces variances aux latitudes 15° Nord, 12.5° Nord et 5° Nord. A 15° Nord et 12.5° Nord, les valeurs sont relativement constantes au cours de l'été, et plus particulièrement à 12.5° Nord. Cependant, en début de saison, il est possible d'observer une diminution de ces variances. Cette atténuation a été mise en évidence par Sultan (2002), avec une diminution du signal filtré entre 10 et 60 jours, au moment du saut de mousson. En recalant les différentes données sur les dates de saut données par Sultan (2002), nous avons observé une nette amplification de cette diminution de la variance (non montré) attestant du lien entre ces signaux hautes fréquences et le signal de grande échelle.

Plus au sud, les variances des signaux montrent de grandes variations au cours de l'été. Notre distinction des signaux saisonnier et intra-saisonnier, adaptée aux latitudes Sahélienne avec un signal simple d'une période de plus de 2 mois, ne peut être utilisée plus au sud où le mode bimodal du cycle saisonnier des précipitations réduit considérablement ces périodes.

6.3 Analyse du signal saisonnier

6.3.1 Définition des critères de caractérisation du signal filtré

Nous avons vu précédemment que les modes de variation des précipitations inférieures à 85 jours traduisaient mal les variabilités interannuelles des cumuls de pluie. L'objectif de cette partie est de caractériser le signal saisonnier afin d'observer les paramètres les plus liés à la variabilité interannuelle.

Pour une année donnée (sur la figure 6.9, année 1977), nous pouvons observer les précipitations sur le point de grille de Niamey (barres) ainsi que le signal filtré (courbe).

Les caractères que nous avons retenus sont les suivants :

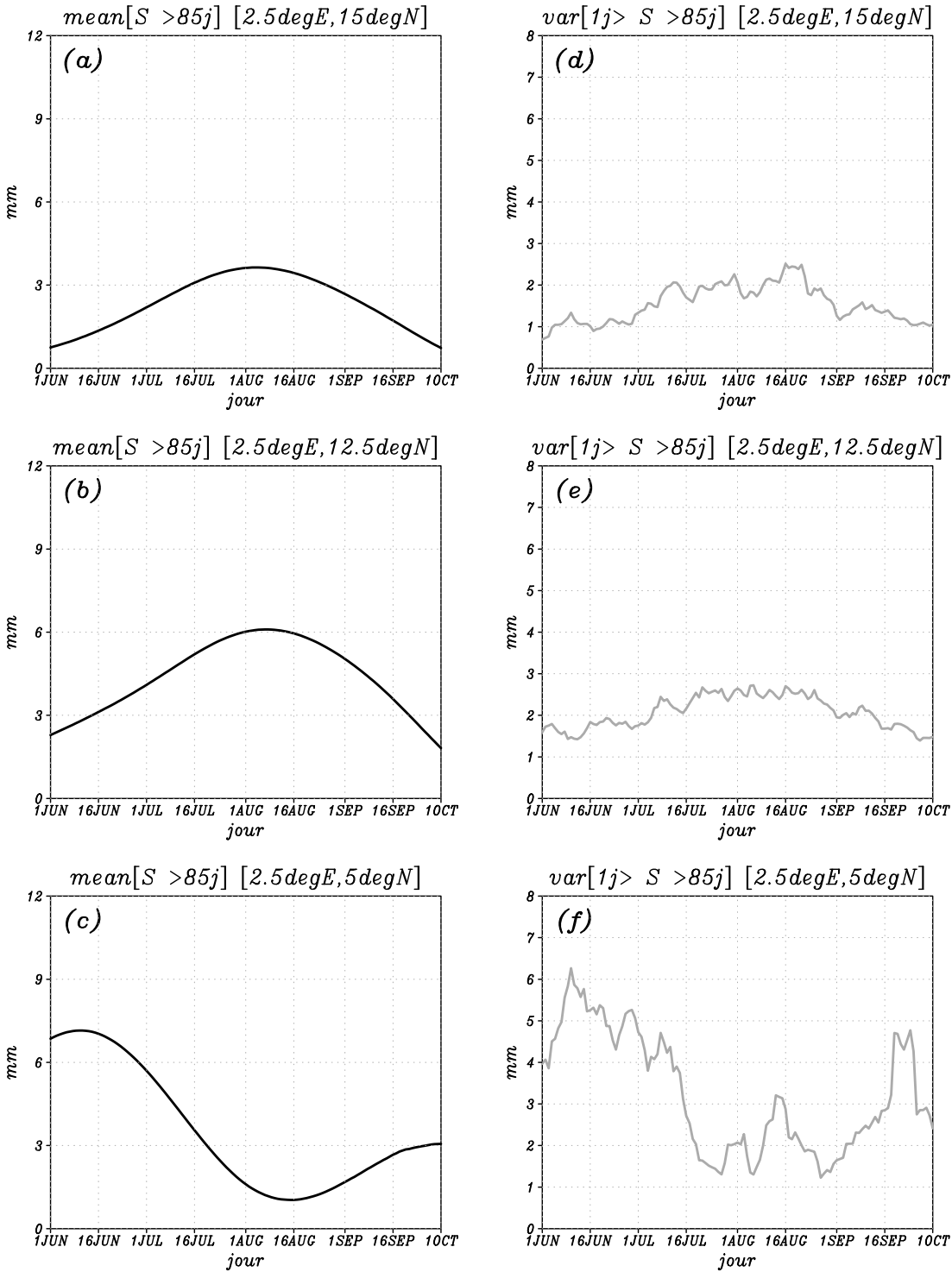


FIG. 6.8: Signaux de pluies filtrés dans les gammes de périodes au dessus de 85 jours **a**, **b**, **c**) ou entre 1 et 85 jours **(d, e, f)** aux latitudes 5° , 12.5° et 15° Nord et la longitude 2.5° E pour l'année 1976.

- J_i : *Jour d'initiation*, défini par le dépassement du seuil de 1 mm par le signal. Cette limite permet d'une part d'éliminer les petites variations du signal filtré présentent certaines

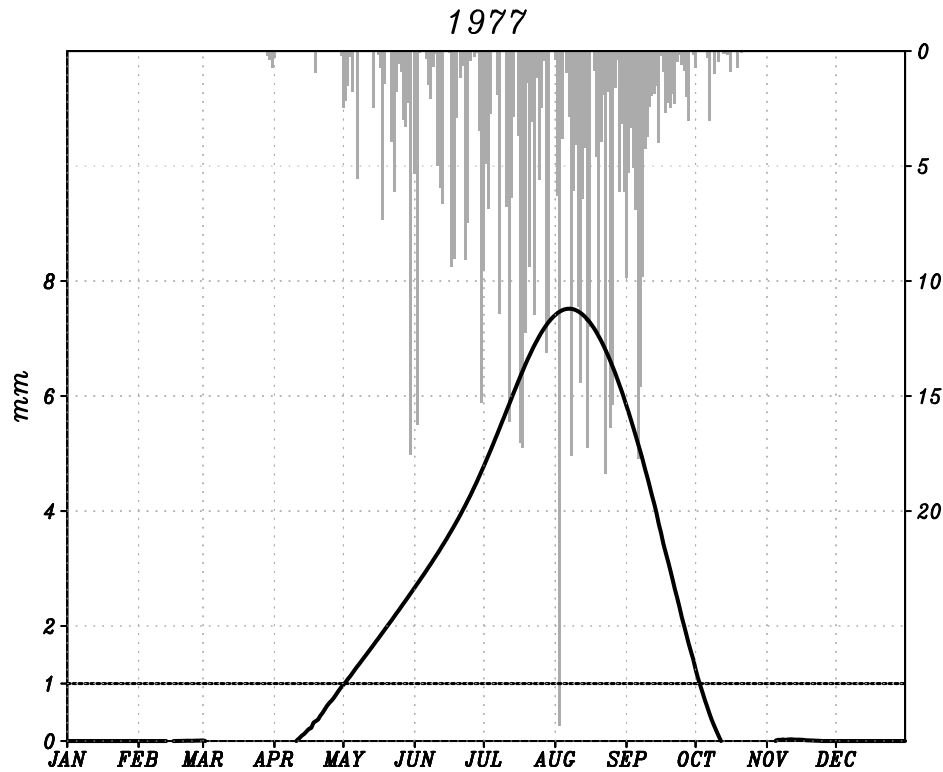


FIG. 6.9: Précipitations journalières sur la maille de Niamey au cours de l'été 1977 (**barres**), et signal saisonnier des précipitations filtrés (supérieures à 85 jours, courbe noire).

années et d'autre part de compenser une légère anticipation du signal filtré par rapport aux premières précipitations observées.

- Jf : *Jour de fin*, placé le jour où le signal redevient inférieur à 1 mm.
- Dj : *Durée de la saison*, différence entre les deux précédents critères.
- Hm : *Hauteur max du signal*, maximum du signal au cours de l'année.
- Dm : *Date du max du signal*, date à laquelle le maximum se produit.
- Cs : *Facteur d'excentricité*, qui caractérise le décalage de l'aspect de la courbe par rapport à une Gaussienne.

6.3.2 Sensibilité du cumul annuel des précipitations sur les critères du signal filtré

Les différents critères ont été calculés sur la maille de Niamey et les résultats sont donnés sur la figure 6.10. La sensibilité de ces critères sur le cumul annuel pour la région Sahélienne, déterminée par la corrélation entre les différents signaux, est donnée sur la figure 6.11.

Le jour d'initiation enregistre d'importantes variations interannuelles. En moyenne, situés aux alentours du 6 mai, l'écart type de la série est supérieurs à 12 jours. En 1978, des précipitations précoces génèrent une anticipation du signal filtré (fin mars). La corrélation entre ces dates et le cumul interannuel se situe autour de -0.3, avec une augmentation sur la partie nord du Sahel.

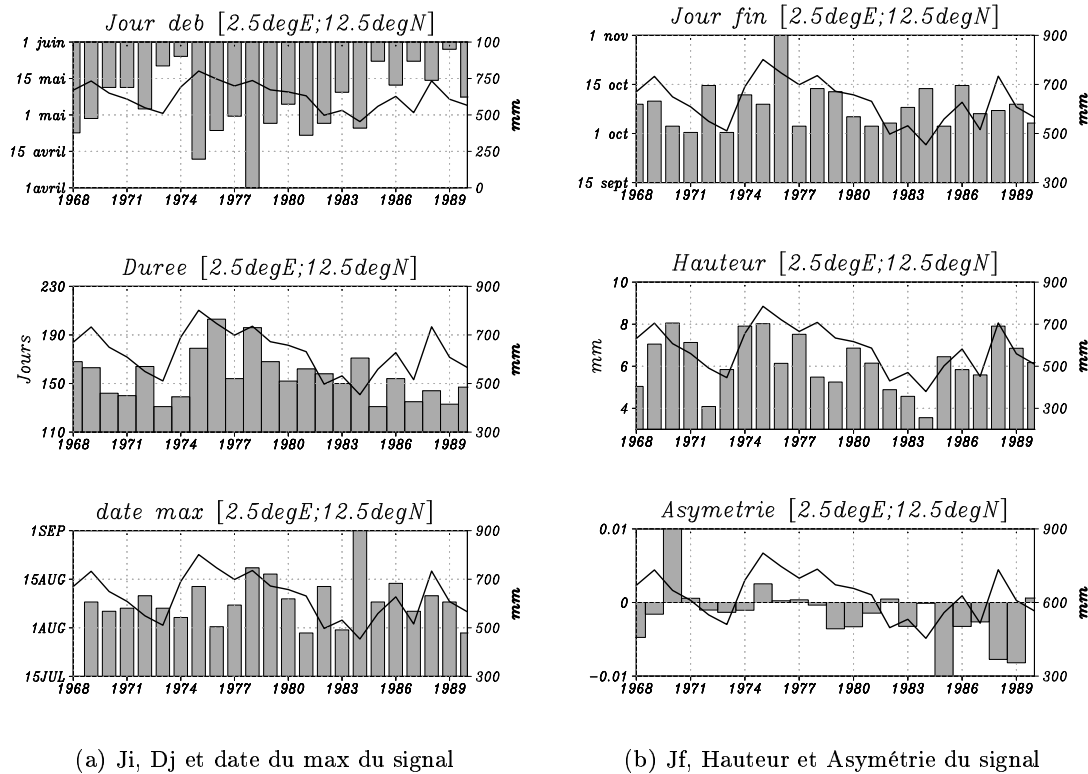


FIG. 6.10: Variation des différents critères du signal saisonnier filtré au dessus de 85 jours (voir fig 6.9) : jour d'initiation, durée et date du maximum (a), jour de fin, hauteur maximum du signal et coefficient d'asymétrie (b).

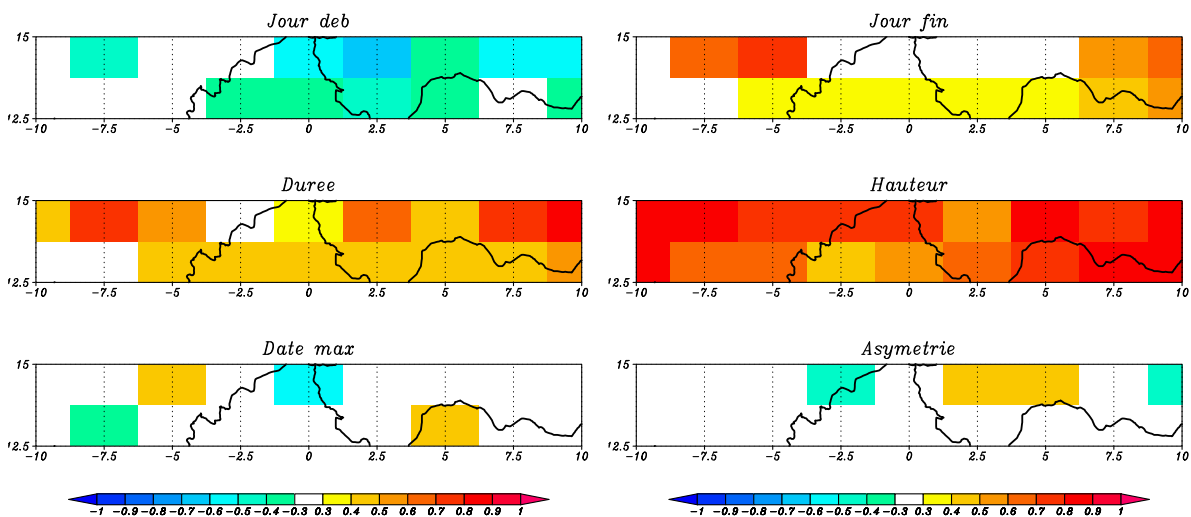


FIG. 6.11: Corrélation entre les critères du signal saisonnier et le cumul annuel total sur chaque maille de la région Sahélienne, entre 1968 et 1990.

Le jour de fin de saison se situe en moyenne le 10 octobre. Les variations interannuelles sont bien moins marquées que le jour d'initiation puisqu'à l'exception de 1976, ils se situent tous entre le

1^{er} et le 15 octobre. Les corrélations avec le cumul annuel sont positives mais relativement faibles.

La différence entre les deux journées pour chaque année nous permet de définir une durée de saison. D'après cette définition, la durée moyenne est de 155 jours avec un écart type de 19 jours. Ce résultat est proche de la durée définie par Balme (2000), qui obtient 151 jours (avec un écart type de 14 jours) suivant un critère dit *climatique*¹. Les corrélations avec le cumul annuel sont plus importantes que celles vu précédemment.

La hauteur maximum du signal qui oscille entre 4 et 8 mm est liée avec le cumul annuel. Durant les années humides, les hauteurs sont les plus importantes (1969, 1970, 1975 ou 1988) et les pics faibles au cours des années sèches (1972, 1982, 1983, 1984). La corrélation se maintient forte sur toute la région Sahélienne, avec des valeurs comprises entre 0.4 et 0.9. Les régions à l'Est de la zone atteignent des valeurs les plus fortes dépassant les 0.85.

Les informations portant sur la date du maximum du signal et son asymétrie, qui sont en partie liées, montrent que le signal possède une phase de montée plus lente que la phase de descente. Ainsi la date du maximum se situe autour du 6 août, donc plus proche de la date de fin de saison. L'examen du coefficient d'asymétrie permet de rendre les mêmes conclusions, avec un coefficient généralement négatif, donc un gradient plus fort en fin qu'en début de saison. Cette conclusion est visible en moyenne sur les 23 ans avec la figure en Hovmöller présentée sur la figure 6.2(a). Cependant ces dernières caractéristiques ne permettent pas de renseigner sur l'efficacité pluviométrique de l'année, avec des corrélations très faibles.

6.4 Synthèse

Nous avons pu distinguer, dans ce chapitre, les modes de variabilité interannuelle et intra-saisonnière du signal de pluie en Afrique de l'Ouest et plus particulièrement dans la région Sahélienne. A partir de ces analyses, nous distinguons deux signaux définis comme saisonniers et intra-saisonniers lorsque les pluies journalières sont filtrées au-dessus ou en-dessous de 85 jours. Le signal défini comme saisonnier a été caractérisé, et la sensibilité aux variations interannuelles du cumul de pluie de ses propriétés ont pu être mis à jour. Ainsi, dans la région Sahélienne, la phase de descente du flux de mousson semble plus régulière que la phase de montée. La variabilité interannuelle du cumul de pluie, plus liée à la hauteur du signal filtré qu'à sa longueur, montre qu'au cours de la période 1968-1990, les années *humides* sont liés à une intensification des pluies journalières, et peu à un élargissement de la période des pluies.

Enfin, la validité du choix de signal saisonnier peut être analysée à partir du test de Nash. Pour cet examen, les précipitations annuelles observées et filtrées (supérieures à 85 jours) sont

¹La saison des pluies est alors définie comme étant la période comprise entre la date du premier passage et la date du dernier passage d'un système convectif organisé sur la région du Degré Carré de Niamey

utilisées dans le test au pas de temps annuel (fig.6.12(a)). Dans le cas de l'analyse de la variabilité intra-saisonnière, les signaux comparés sont les précipitations filtrées et observées au pas de temps journalier (fig.6.12(b)). Dans la région Sahélienne, les tests de Nash, entre les deux cumuls annuels, sont compris entre 0.99 et 0.998, traduisant une bonne représentativité de la variabilité interannuelle du signal filtré par rapport aux données brutes, surtout à 12.5° Nord. Cela signifie donc que l'information sur les variabilités interannuelles des précipitations est contenu dans le signal supérieur à 85 jours et faiblement dans les sinusoides fondamentales à des fréquences inférieures (qui ont une moyenne très proche de 0).

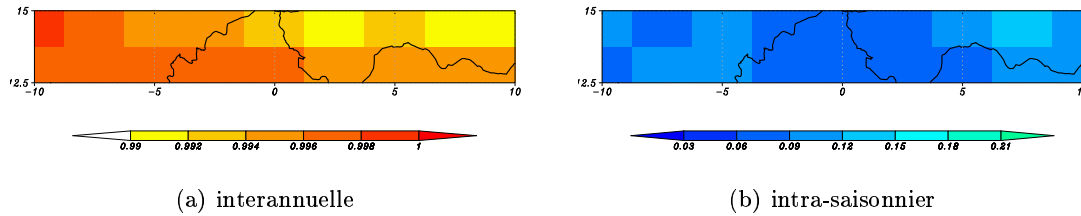


FIG. 6.12: Test du Nash entre le cumul annuel des précipitations observées et filtrées supérieures à 85 jours, entre 1968 et 1990 **(a)**, idem mais pour les pluies journalières entre le 1^{er} juin et le 30 septembre **(b)**.

Le second test de Nash, effectué au pas de temps journalier au cours de la saison des pluies uniquement, permet de vérifier si les distributions intra-saisonnières du signal filtré représentent bien les variations des précipitations journalières observées. Les valeurs obtenues sont comprises entre 0.03 et 0.15. Les valeurs obtenues sont supérieures mais très proches de 0, permettant de conclure qu'à l'échelle intra-saisonnière, le signal filtré supérieur à 85 jours se comporte comme un signal moyen et que l'information des modulations intra-saisonnières se retrouve dans les signaux filtrés inférieurs.

7

Incertitudes associées aux interactions Onde - Convection - Pluie

7.1 Classification des états de convection et de précipitation en région Sahélienne

7.1.1 États de convection

Le rayonnement de grande longueur d'onde, qui en première approximation déterminera l'activité convective, est lié à la vitesse verticale, comme le montre la figure 7.1. Pour différentes classes d'OLR, nous avons calculé la vitesse verticale moyenne sur 12 niveaux de pression entre 1000 hPa et 100 hPa, sur la maille de Niamey. Dans le cas d'OLR chaud, soit un rayonnement supérieur à 270 W.m^{-2} , les zones d'ascendance (vitesses négatives) se produisent surtout dans les basses couches (en dessous de 700 hPa). Pour des rayonnements plus faibles que ce seuil, une région d'ascendance apparaît dans les hautes couches atmosphériques, entre 500 et 150 hPa. L'ascendance dans les basses couches disparaît, et une importante zone de subsidence s'installe entre le sol et le AEJ. Plus les valeurs d'OLR faiblissent, plus les ascendances s'intensifient (près de 4.5 Pa.s^{-1}) et plus la couche s'épaissit (jusqu'à 900 hPa pour des valeurs d'OLR inférieures à 170 W.m^{-2}). Ainsi, il est possible de relier les valeurs d'OLR à une activité nuageuse convective. Les effets des nuages de type stratiforme de haute altitude isolés seront considérés comme négligeables au cours de la saison des pluies sur le Sahel..

Cette étude a été prolongée sur tout l'Afrique de l'Ouest. Pour présenter cette étude de manière plus synthétique, nous avons défini deux couches atmosphériques où les vitesses verticales présentent une importante variation. La première zone (W1) correspond aux vitesses verticales moyennées situées entre 400 et 200 hPa et permettront de définir l'ascendance dans les hautes couches. La seconde zone (W2) caractérise les ascendances sous le jet et comprend les niveaux 850 et 925 hPa. Il est ainsi possible de présenter l'anomalie des vitesses verticales par rapport aux moyennes de chaque latitude, à ces deux niveaux suivant les classes d'OLR (fig 7.2(a) et

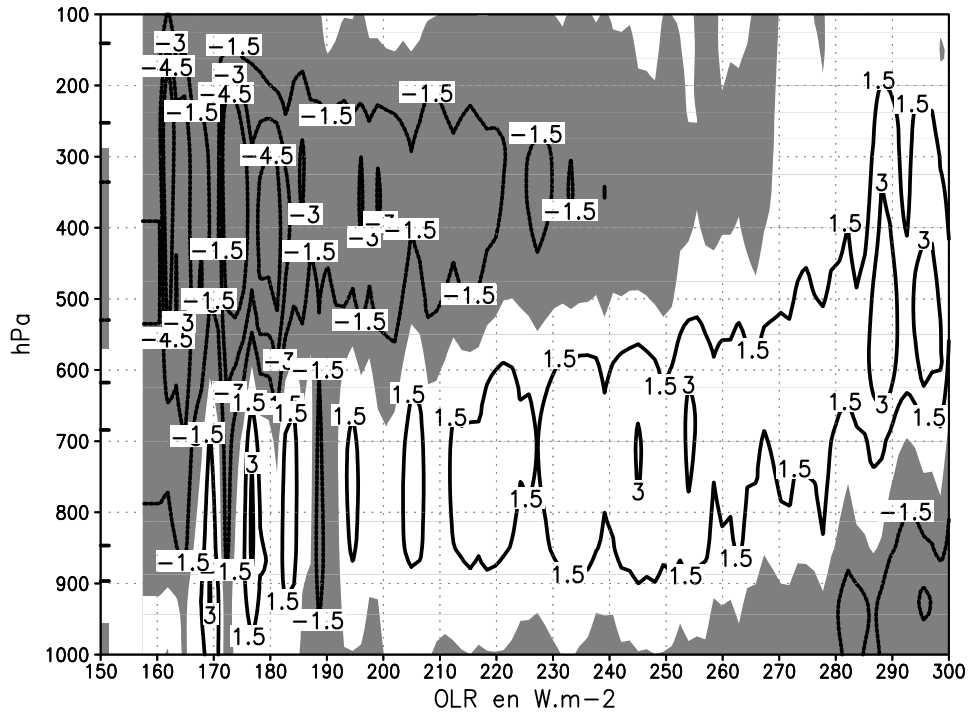


FIG. 7.1: Distribution des vitesses verticales (en $Pa.s^{-1}$) en fonction des classes d'OLR. sur la maille de Niamey

7.2(b)). Sur la figure 7.2(a), les vitesses verticales dans les hautes couches tendent à se renforcer lorsque l'OLR diminue. Le résultat trouvé sur la maille de Niamey reliant le rayonnement OLR et ces vitesses verticales dans les hautes couches est donc confirmé aux latitudes comprises entre l'Equateur et 30° Nord. Dans les basses couches, figure 7.2(b), l'anomalie de vent verticale ne présente pas la même homogénéité suivant les latitudes. Jusqu'à 12.5° N, la diminution de l'OLR est associé à une augmentation de l'ascendance dans les basses couches. En revanche, entre 15° Nord et 20° Nord, il semble que les vitesses subsidentes se renforcent. Une des raisons pouvant expliquées se phénomène correspond au propriétés des systèmes convectifs à ces latitudes. Le processus de ré - évaporation des gouttes pendant leurs chutes associé à un courant subsident pourrait être responsable de ces résultats. D'autre part, comme on l'a vu précédement, les secteurs associées aux précipitations au nord de 15° Nord correspondent au secteur sud, qui dans les basses couches enregistre une forte subsidence lié à la convergence horizontale au niveau du jet (Thorncroft and Hoskins 1994a)

L'impact de cet OLR sur les précipitations à Niamey, au cours des 16 saisons des pluies (de 1975 à 1990, sans 1978), est montré sur la figure 7.3(a). Nous avons distribué les journées par classes d'OLR, entre 160 et 300 $W.m^{-2}$ (axe des abscisse) par pas de 1.5 $W.m^{-2}$.

Le pourcentage de jours concerné par chaque type de convection par rapport au nombre total au cours de toute la période est indiqué par la courbe noire (axe des ordonnées). Entre 300 et 250 $W.m^{-2}$, le nombre de jours par classe augmente pour atteindre plus de 2 % du total. Des classes de rayonnement comprises entre 250 et 220 $W.m^{-2}$, les pourcentages n'évoluent pas et restent à

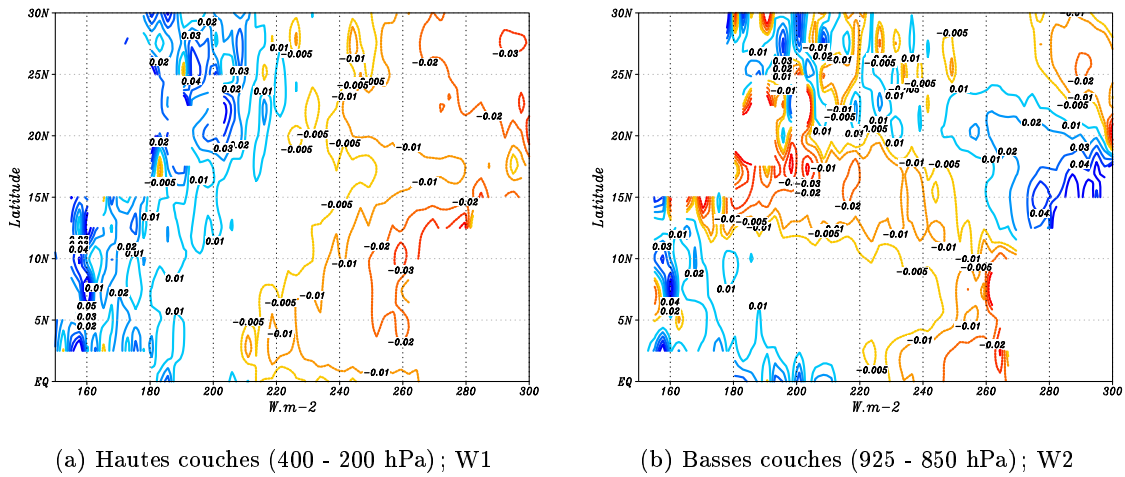


FIG. 7.2: Anomalie des vitesses verticales moyennes (en $Pa.s^{-1}$) suivant les classes d'OLR : entre 400 et 200 hPa (W1, gauche) ; entre 925 et 850 hPa (W2, droite)

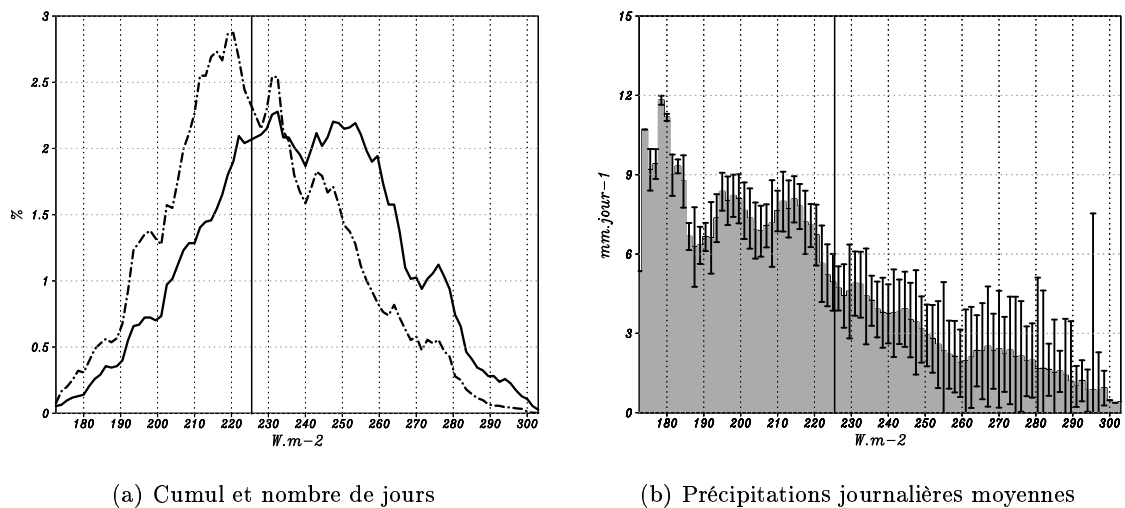


FIG. 7.3: Contribution du nombre de jours par rapport au nombre total pris en compte (courbe noire), du cumul de pluie par rapport au cumul total de la période (courbe verte), et pluies journalières (barres) par classes d'OLR pour les saisons des pluies (JJAS) de 1975 à 1990 sur la maille de Niamey. Les barres d'incertitudes déterminent les écarts types relatifs.

des valeurs fortes. Dans les classes de rayonnement les plus faibles (*i.e.* forte convection), soit un OLR inférieur à $220 W.m^{-2}$, le pourcentage de nombre de jours décroît, et passe en dessous de 1 %/classe à $190 W.m^{-2}$.

Associé à ce pourcentage de jours, l'apport de ces mêmes classes de convection, par rapport au cumul total des précipitations est ajouté (pointillés). On constate que pour des valeurs de rayonnement supérieures à $235 W.m^{-2}$, la contribution du cumul des classes est inférieure à la contribution en nombre de jours. En dessous de $225 W.m^{-2}$, la différence s'inverse de manière significative, avec des contributions de pluie par classe qui peuvent atteindre 1.5 fois celle du nombre de jours.

Les précipitations moyennes journalières (figure 7.3(b)), s'amplifient, avec quelques discontinui-

tés, de 1 mm.jour^{-1} pour les OLR chauds à plus de 15 mm.jour^{-1} pour les OLR les plus faibles. Les barres d'incertitudes indiquent les écarts types relatifs aux précipitations moyennes. Cela permet donc de valider la tendance à l'accroissement des précipitations en fonction de la diminution du seuil d'OLR. Pour autant, le critère de rayonnement n'est pas considéré comme suffisant à la présence de précipitations. La relation qui existe entre la mesure d'OLR, la vitesse verticale et les précipitations traduit l'importance de l'OLR, et vérifie le type de convection associée aux fortes pluies.

D'après ces différentes remarques, il semble important de caractériser un premier état de convection qui correspond à 1/3 des jours de la saison humides ainsi qu'à la classe d'OLR à partir de laquelle la contribution du nombre de jours devient significativement inférieure à celle du cumul de précipitation. Elle est définie par 225 W.m^{-2} . Un second seuil permettra d'identifier 10 % des activités les plus fortes, soit le seuil de 200 W.m^{-2} .

7.1.2 Les précipitations

Pour déterminer des seuils objectifs de précipitations (pluies fortes, pluies modérées ou pluies faibles), nous traçons la distribution du nombre de jours et du cumul moyen par classe de pluie au cours des 23 ans (fig 7.4a). Le cumul journalier le plus couramment enregistré (trait plein noir) se situe à 1 mm, avec une moyenne de 25 jours par an (soit 1/5 du nombre total de jours de la saison des pluies). Au delà de ce pic, le nombre de jours par classe décroît rapidement pour atteindre des valeurs proches de 0 après 25 mm. Malgré un nombre de jours importants, le cumul des classes de pluie (pointillés gris) inférieures à 2 mm reste faible. Ce cumul atteint un maximum entre 4 et 8 mm (plus de 30 mm par classe pour un cumul annuel moyen d'environ 650 mm). Au dessus de 8 mm, le cumul par classe décroît avec la diminution du nombre de jours. Au delà de 15 mm, même si le nombre de jours par classe est faible, le cumul journalier maintient un apport non négligeable.

Pour quantifier la contribution de ces classes à l'échelle interannuelle, nous les comparons entre les 5 années les plus humides de la période 1968-1990 à Niamey (1969, 1975, 1976, 1978 et 1988) avec les 5 années les plus sèches (1973, 1982, 1983, 1984 et 1987). La différence [années humides - années sèches] du nombre de jours par classe (figure 7.4b, en noir), montre, dans les classes de pluie les plus faibles, une nette augmentation pendant les années sèches. Entre 4 et 8 mm, il n'y a pas de tendance significative en revanche au dessus de 8 mm, le nombre de jours est généralement plus important au cours des années humides. Cette évolution se retrouve dans la différence des cumuls par classe avec une forte contribution des classes supérieures à 8 mm dans la variabilité interannuelle du cumul de pluie. A partir de ces résultats, nous déterminons deux seuils de pluie. Le premier seuil est défini à 4 mm (pluie faible ou P1). Le nombre de jours de ces classes représente plus de 60 % du total annuel, avec une augmentation d'environ 55 jours au cours des années sèches. En terme de cumul, ces classes contribuent à un peu plus de 10 % du cumul annuel avec une augmentation d'environ 11 mm.an^{-1} au cours des années sèches.

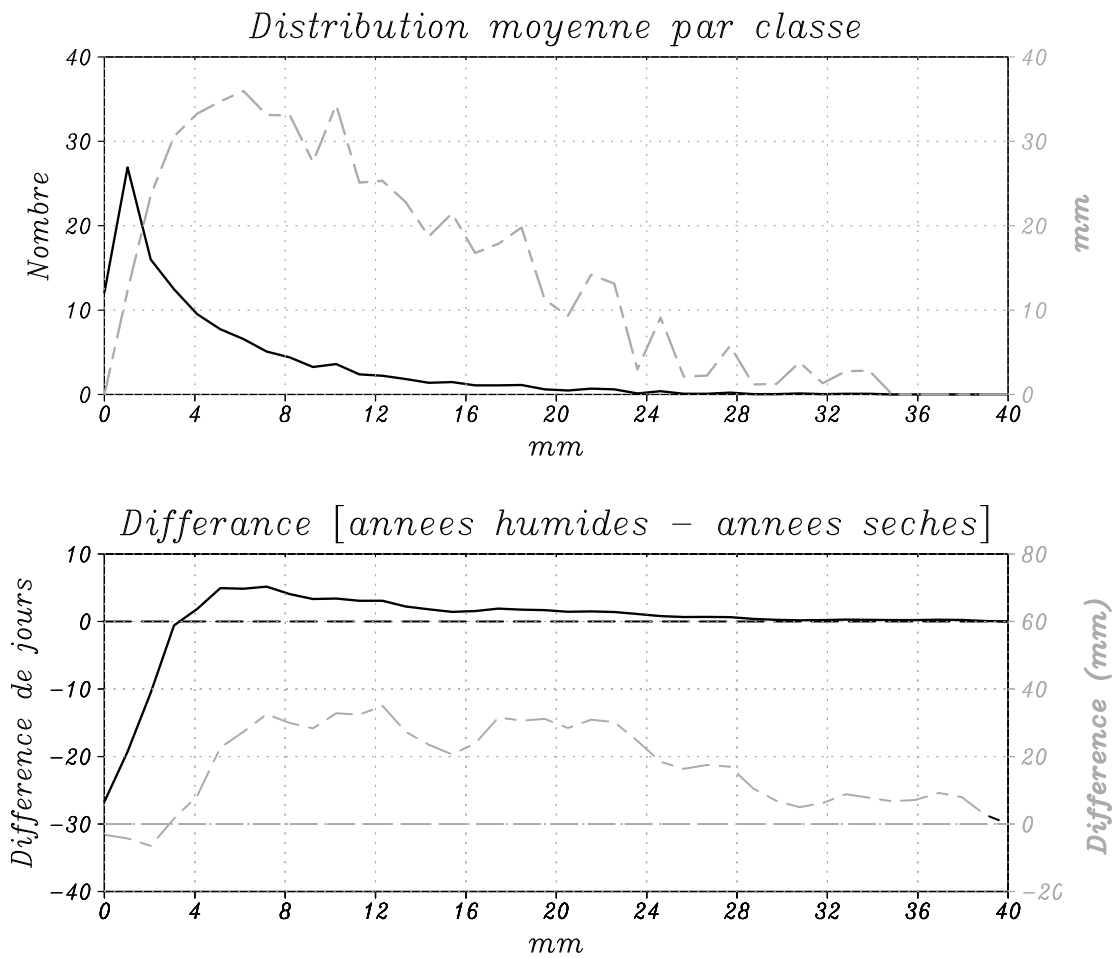


FIG. 7.4: Distribution du nombre de jours moyen (trait noir) et du cumul moyen (tirés gris) pour chaque classe de pluie (en mm) sur la maille de Niamey (**haut**), différence du nombre de jours et du cumul moyen par classe entre les années humides et les années sèches à Niamey (**bas**)

Le deuxième seuil à 8 mm permet de distinguer deux groupes de classes de pluie au nombre de jours quasi identiques, 4-8 mm et supérieur à 8 mm. Les classes comprises entre 4 et 8 mm, correspondent aux pluies modérées (ou P2). Il s'agit en moyenne de 20 % de jours de l'année avec une augmentation d'une trentaine de jours pendant les années humides. Le cumul correspond à plus de 20 % du cumul annuel avec une augmentation moyenne les années humides de 26 mm.an^{-1} . Cette classe possède donc des contributions maximums, elle apparaît importante à l'échelle intra-saisonnière mais en revanche ne joue pas un rôle important dans la variabilité interannuelle. Enfin les dernières classes de pluie, supérieures à 8 mm (pluie forte ou P3), correspondent aussi à 20 % des jours de la saison mais à plus de 2/3 du cumul annuel. Ces classes sont particulièrement importantes car elles contribuent à plus de 90 % des différences de cumul entre les années humides et les années sèches (environ 150 mm.an^{-1} sur une différence totale moyenne de 166 mm.an^{-1}).

7.2 Couplages Onde - Pluie et Onde - Convection

Le but de cette partie est de mettre en évidence, à partir d'une étude de sensibilité, les couplages que nous pouvons observer entre les ondes et la pluie et entre les ondes et la convection. Cette étude se réalisera à partir des 2829 indices de DS journalier triés par ordre croissant et qui, afin d'éviter les effets d'échantillonnage, seront regroupés dans 28 classes égales de 101 jours. À l'intérieur de celles-ci, nous pouvons préciser la distribution des types de précipitations ou de convections observés suivant les seuils déterminés dans le sous-chapitre précédent.

7.2.1 Ondes et pluies

Avec le type de distribution donné, nous obtenons le graphique 7.5a pour les types de précipitations. Sur l'axe des abscisses est indiqué les seuils de DS des jours dans les différentes classes, et sur l'axe des ordonnées la part des différents types de précipitations (en %). La contribution moyenne des P1 se situe autour de 62 % (trait noir).

Les 7 classes les plus faibles ont des contributions supérieures à cette moyenne, et les 8 classes les plus fortes se situent au niveau ou en dessous de cette moyenne. Cette évolution génère une droite de régression linéaire suivant les moindres carrés avec un coefficient directeur de -0.5 traduisant une légère décroissance des P1 suivant l'augmentation de DS. Cependant l'écart type important de la série (6.9) et la corrélation faible, entre la courbe de régression et les observations ($r^2 = 0.34$), limitent l'impact de l'augmentation de la densité spectrale sur la diminution des faibles précipitations. Il en va de même pour les P3, avec les 8 premières classes inférieures à la moyenne (19 %, trait gris), et les 9 dernières proches ou supérieures à la moyenne. Le coefficient directeur de la droite de régression linéaire est positif (0.3) mais la corrélation avec l'évolution des P3 dans les classes reste faible ($r^2 = 0.3$).

Sur cette même figure est ajouté, en pointillés, les intervalles de 80 % confiance d'après 100 000 tirages aléatoires des précipitations journalières dans les différentes classes. Sans distinction des secteurs de l'onde, nous observons donc que les effets de la croissance de la densité spectrale sur les précipitations restent peu significatifs.

Le graphique 7.5b fournit la distribution, suivant les précipitations journalières obtenues, de trois groupes d'activité ondulatoire : ondes fortes ; comprenant les 9 classes des ondes les plus actives (supérieures à $40m^{-2}.s^{-2}$), ondes faibles ; 9 classes les moins actives (inférieures à $26m^{-2}.s^{-2}$) et ondes modérées ; 10 classes comprises entre les deux premiers groupes. En fonction des seuils de pluie, le nombre de jours pris en compte décroît continuellement (en log, trait noir), de 1300 jours pour les pluies inférieures à 2 mm à 2 jours pour les pluies dépassant 32 mm.

Lors de précipitations journalières inférieures à 4 mm, les ondes moins actives sont majoritaires. Au vu du nombre de jours dans ces classes, la différence de seulement 5 % des jours pour les pluies inférieures à 2 mm correspond à environ 65 jours. Pour les précipitations plus fortes, seule la classe 24-26 mm voit une contribution plus importante des ondes peu actives. En ce qui

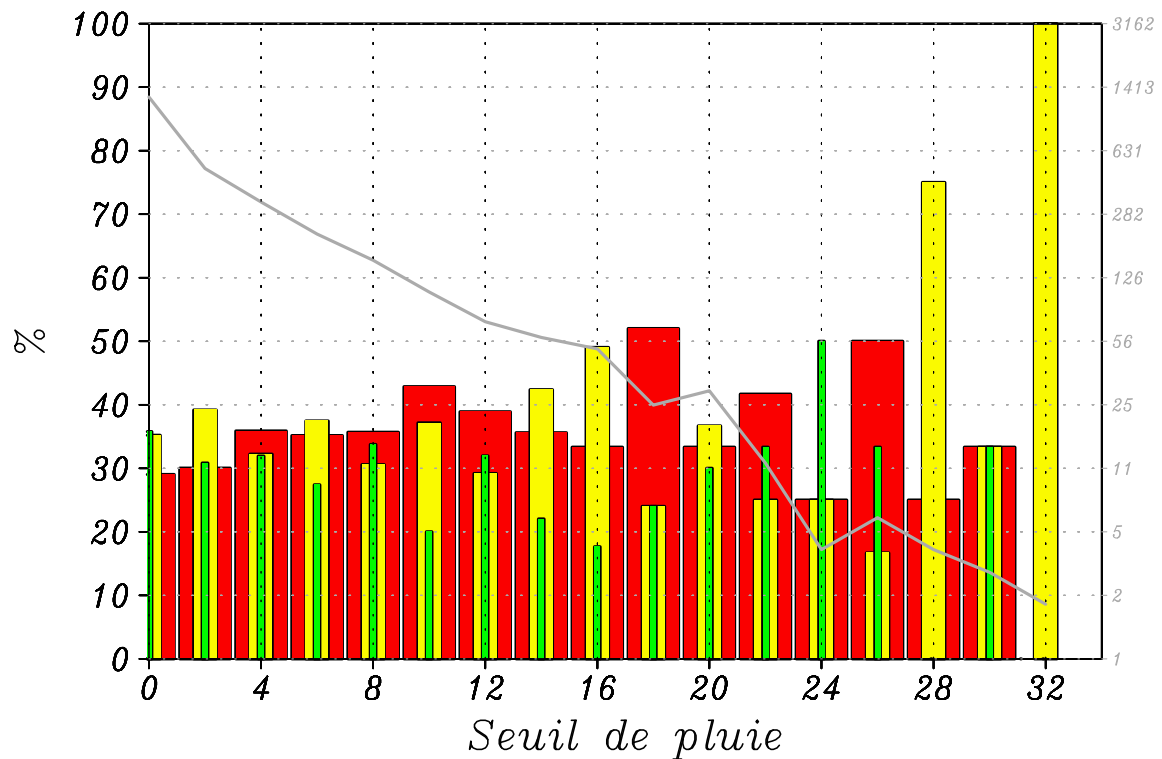
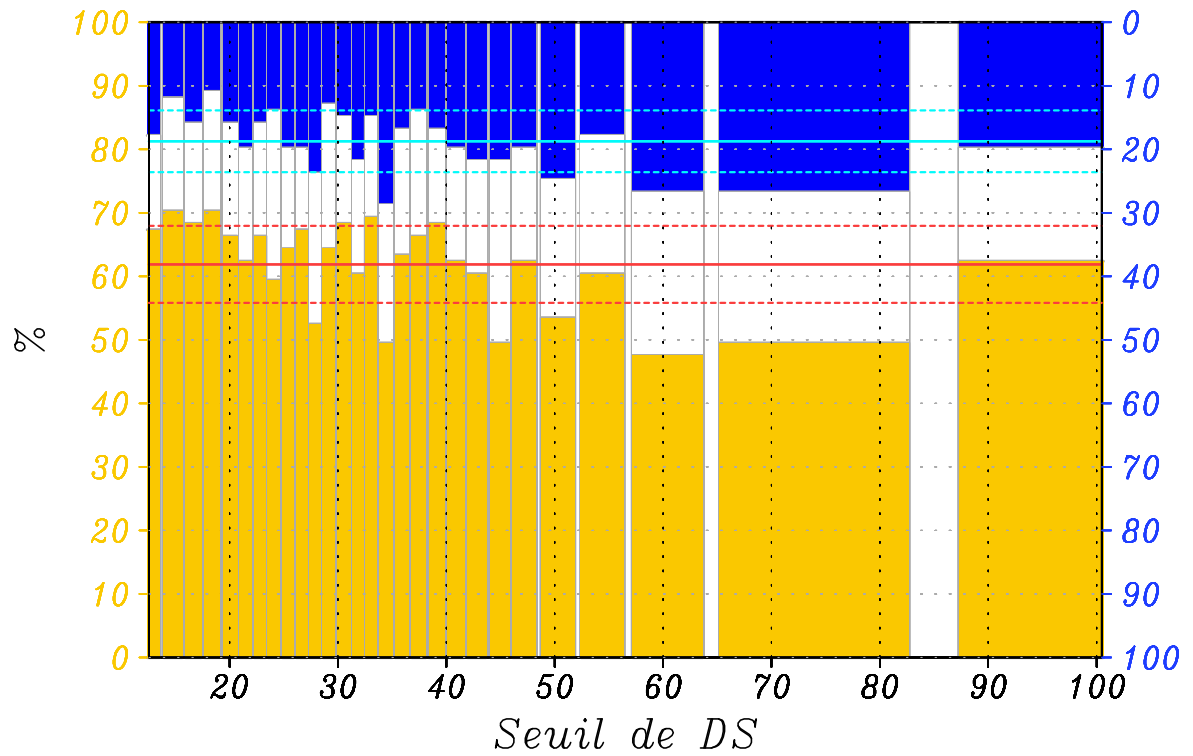


FIG. 7.5: (**haut**) : Part (en %) des différentes pluies (P1 en orange, P2 en blanc, et P3 et bleu) suivant l'activité ondulatoire croissante. Moyenne des différentes contributions (lignes bleu et rouge) et intervalle de confiance à 80 % d'après une série de tirages aléatoires (pointillés). (**bas**) : Part des différentes ondes : fortes (sup à $40 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, barres rouges), modérées (entre 26 et $40 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, barres jaunes), faibles (inf à $26 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ barres vertes) suivant les seuils de pluies. La courbe noire indique la décroissance (en log) des jours dans les différentes classes.

concerne la contribution des ondes modérées, il existe plusieurs classes dans les pluies fortes où elles sont majoritaires, notamment celles de 32 mm et plus. Cependant il faut noter que ces ondes sont le regroupement de 10 classes (contre 9 pour les ondes fortes ou faibles) et possèdent donc 101 jours de plus que les autres groupes. La légère prédominance des ondes fortes lors de fortes pluies ne peut être validée au vu de la grande variance du signal.

Ainsi, il peut être dangereux de conclure sur l'impact de l'augmentation de l'activité ondulatoire des ondes sur les précipitations observées pour différentes raisons : d'une part dans cette étude nous ne faisons pas la distinction entre les différents secteurs de l'onde, ainsi la présence d'une onde n'est pas une condition suffisante pour générer des fortes précipitations et, d'autre part, la présence d'une onde n'est pas nécessaire à l'observation de lignes de grains, il est donc tout à fait possible d'obtenir de fortes précipitations sans activité ondulatoire.

7.2.2 Ondes et convection

L'objectif de cette partie est de constater l'impact de l'activité ondulatoire sur la convection à travers les rayonnements OLR.

De la même façon que pour les précipitations, nous avons regardé la distribution de l'activité convective par classes d'onde équivalentes triées suivant la densité spectrale croissante. Le premier seuil d'OLR est choisi à 225 W.m^{-2} , vu dans le chapitre précédent. Le second permet d'identifier l'activité très forte à 200 W.m^{-2} .

La figure 7.6a montre la contribution des différentes classes de convection en fonction de l'activité ondulatoire. Pour la convection faible (OLR supérieur à 225 W.m^{-2}), la contribution moyenne sur l'ensemble des classes est de 66 %. Suivant l'activité croissante de l'onde, cette convection tend à diminuer passant de plus de 70 % dans les classes d'ondes les plus faibles, à moins de 55% dans les classes les plus fortes. Les intervalles de confiance à 80 % sont ajoutés en pointillés de part et d'autre de la moyenne (trait continu). Il peut être vérifié que les maxima de contribution dans les faibles classes et les minima dans les classes d'ondes actives sont au delà de ces seuils.

Nous pouvons donc en déduire que l'augmentation de la contribution des OLR inférieurs à 225 W.m^{-2} , de 30 % à plus de 45 %, est causé par l'augmentation de la contribution des convections les plus fortes (OLR inférieur à 200 W.m^{-2}). Ces dernières sont inférieures à 5 % dans les classes de densité spectrales les plus faibles et dépassent 15 % lorsque l'activité des ondes est la plus forte.

Une analyse simplifiée de la distribution de l'activité convective en fonction de l'activité ondulatoire est faite en regroupant les 28 classes de DS en trois grands groupes : les 9 classes d'ondes les plus fortes, les 9 classes d'ondes les plus faibles et les 10 classes de transition (figure 7.6b).

Tout d'abord, la distribution en nombre de jours est tracée (trait noir, en log). Nous retrouvons la distribution vue précédemment (figure 3.4(a)), avec un nombre maximum de jours, plus

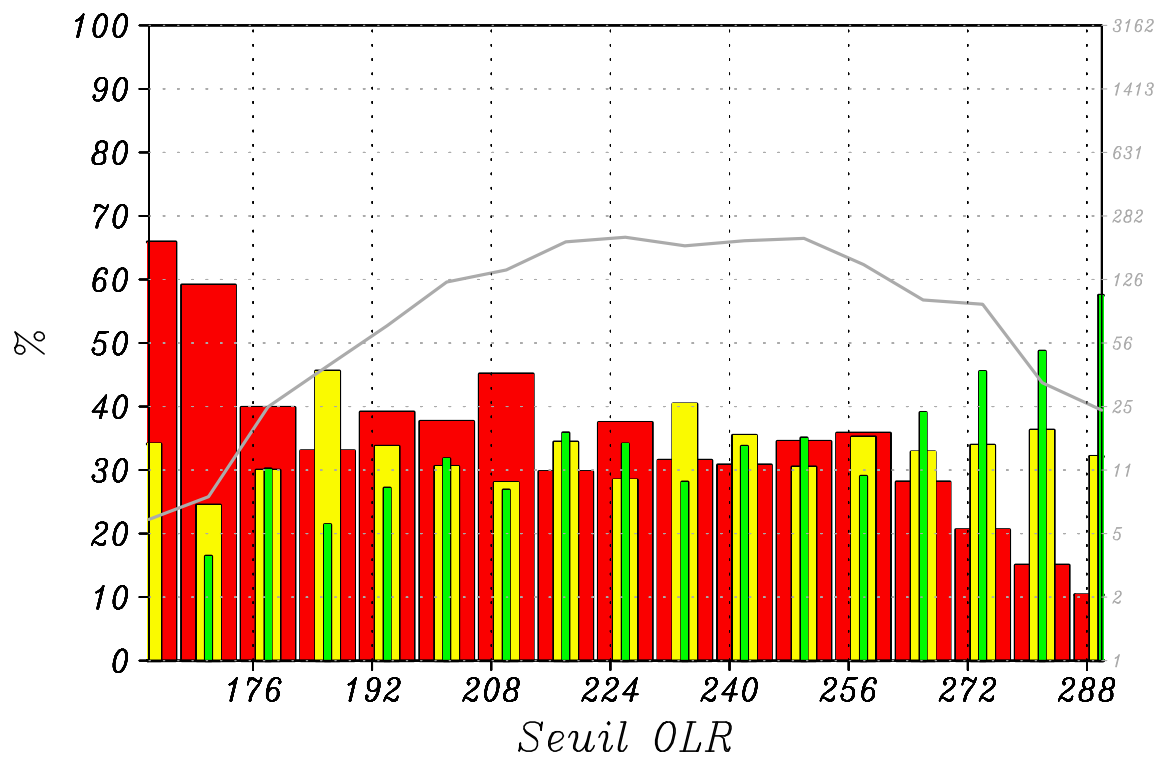
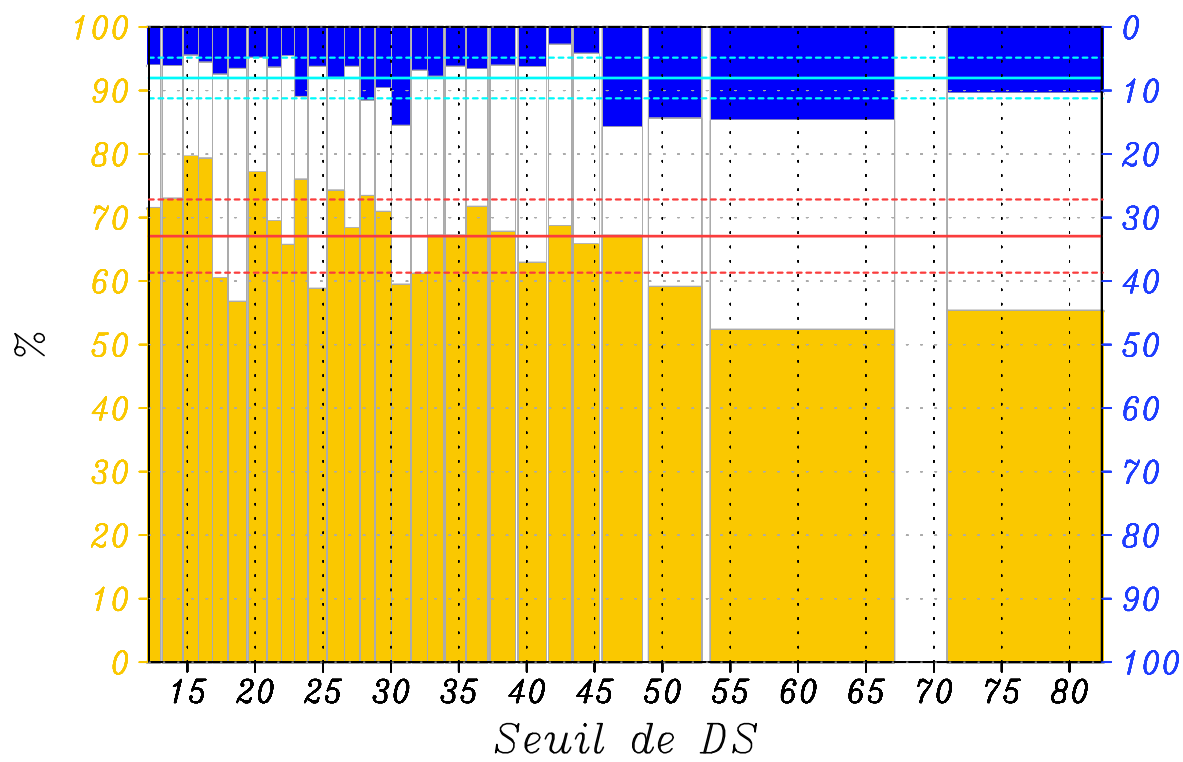


FIG. 7.6: Idem que figure 7.5 mais suivant les états de convection (OLR 1, OLR 2 et OLR3) (**haut**), idem que figure 7.5 mais l'axe des abscisses représente les rayonnements OLR (**bas**).

de 200, entre 220 et 256 $W.m^{-2}$. Lorsque l'activité convective est la moins forte (OLR supérieur à 256 $W.m^{-2}$), les jours associés à des ondes modérées ou faibles sont très largement supérieurs aux jours avec des ondes fortes. Cette différence s'amplifie pour les convections les plus faibles. Entre 216 et 256 $W.m^{-2}$, les contributions sont similaires, puis les jours avec les ondes les plus fortes deviennent majoritaires dès que la convection passe en dessous de 216 $W.m^{-2}$. Il semblerait que contrairement aux précipitations, une tendance notable apparaît entre la convection et l'activité ondulatoire sans faire de distinction du secteur de l'onde.

7.3 Synthèse

Ce chapitre a permis de percevoir les incertitudes liées aux interactions ondes - convection - pluies. Il a été montré qu'une condition sur une activité ondulatoire forte ou une condition sur l'association d'activités ondulatoire et convective fortes n'étaient pas suffisantes pour être associées à un événement pluviogène. Après avoir déterminé des critères objectifs pour définir différentes classes de convection et de précipitation, le couplage entre les ondes et les précipitations dans un premier temps puis le couplage entre les ondes et la convection ont été observés à travers une analyse par classes de DS croissantes.

Il s'avère que les précipitations ne semblent que très faiblement sensibles à l'intensification de l'activité des ondes. Nous avons constaté une très légère augmentation des précipitations supérieures à 8 $mm.jour^{-1}$ (caractérisant les pluies fortes, ou P3) associée à une diminution des pluies inférieures à 4 $mm.jour^{-1}$ (pluies faibles ou P1). Conjointement, une étude a été faite portant sur une distribution dans des classes de pluies à intervalles réguliers, de trois sous ensembles des jours, suivant leurs activités ondulatoires. Celle-ci ne nous permet pas de conclure sur une évolution de la contribution des ondes faibles ou fortes suivant l'augmentation des pluies.

Le couplage entre les ondes et l'activité convective, bien que léger, paraît plus important que les précipitations. Ainsi, trois des quatre classes de DS les plus fortes possèdent une augmentation significative des activités convectives les plus fortes (OLR inférieur à 200 $W.m^{-2}$, OLR3), et les trois classes les plus intenses une diminution significative des activités convectives faibles (OLR supérieur à 225 $W.m^{-2}$). De plus, la contribution des jours d'activité convective la plus forte (respectivement la plus faible) montre des augmentations (diminutions) significatives en fonction des seuils d'OLR décroissants, donc de l'activité convective croissante.

Bien que l'impact des ondes sur la convection manifeste une certaine significativité, le couplage entre les ondes et la pluie ou onde - convection - pluie apparaît plus réfutable. Ainsi, une étude prenant en compte les secteurs de l'onde semble nécessaire.

Quatrième partie

Convection et précipitations dans les ondes

Variabilité de la convection et des précipitations dans les secteurs d'onde

8.1 Introduction et description de la méthode de différenciation des secteurs

D'après l'étude précédente, il semble que le lien entre les ondes, la convection et la pluie ne soit pas direct. Selon l'étude bibliographique faite dans le chapitre 7, des secteurs peuvent avoir des conséquences opposées à une latitude donnée. Ainsi, dans la région Sahélienne, il semblerait que le flux de nord et le talweg correspondent à des régions propices à la convection et le flux de sud et le ridge à des régions d'inhibition. Afin de savoir si l'observation de l'impact des ondes sur la convection requiert la distinction, au préalable, des différents secteurs de l'onde, nous réalisons un algorithme de différenciation présenté figure 8.1.

Nous concentrons notre étude à la saison humide (du 1^{er} juin au 30 septembre) où plus de 90% du cumul de pluie y précipite. A partir de ces 2829 jours (123 jours * 23 ans), nous effectuons une première sélection sur la densité spectrale journalière (voir méthode de détection des ondes). Si celle-ci est supérieure à un seuil similaire à celui de 95% de confiance, nous considérerons que le point de grille est affecté par une onde. Ce seuil fixé dans un premier temps à $38 W.m^{-2}$ pour la maille de Niamey, sera dans la suite de l'étude modifié afin de faire une étude de sensibilité. Si ce premier critère est négatif, nous considérerons ce jour comme *sans onde*. Lorsque ce premier test s'avère positif, une seconde sélection peut alors être faite en prenant le vent méridien journalier filtré entre 3 et 5 jours à 700 hPa. Suivant le type d'évolution de ce vent sur 3 jours (entre J-1 et J+1), nous déterminons le secteur d'onde : Flux de nord ou de sud, talweg ou ridge.

A partir de cette méthode, nous identifions 973 jours associés à une onde (sur initialement 2829 jours), qui se répartissent assez équitablement entre les deux flux (259 jours dans le flux de nord et 261 jours dans le flux de sud) et entre les ridges (223 jours) et les talwegs (230 jours). L'utilisation du vent filtré permet d'obtenir cette distribution équitable. Cependant il y a une

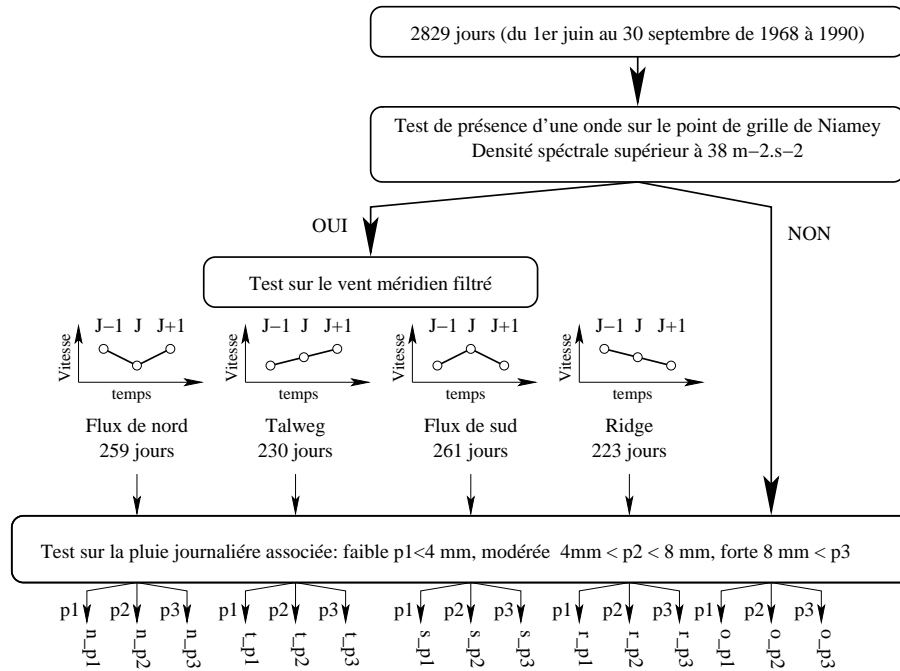


FIG. 8.1: Algorithme de discrimination des secteurs de l'onde et de leurs impacts sur les précipitations.

différence notable entre le nombre de jours dans les flux et les talwegs et ridges. La périodicité de l'onde, variant entre 3 à 5 jours, est régulièrement en dessous de 4 jours (Diedhiou *et al.* 1999, Gu *et al.* 2003). Ainsi, au cours de ces périodes, le vent méridien filtré peut, par exemple, passer brutalement d'un maximum à un minimum (d'un flux de sud à un flux de nord) sans journée de transition, dans ce cas, aucun ridge ne sera pris en compte.

Une fois cette distinction effectuée, nous allons pouvoir intégrer les critères de précipitation journalière définis dans le chapitre 7 (P1, P2 et P3). Avec ce dernier critère, nous distribuons les 2829 jours initiaux dans 15 sous-éléments suivant leurs activités ondulatoires, le secteur de l'onde et la pluie journalière. L'impact des ondes sur la convection sera obtenu en remplaçant le critère de pluie par un critère d'OLR (OLR1, OLR2 et OLR3).

8.2 Variabilité des précipitations dans les secteurs d'ondes

8.2.1 Modulation des précipitations

La méthode définie précédemment permet d'obtenir la distribution des jours dans les différentes classes de pluie suivant le secteur de l'onde. Les résultats du découpage sont donnés dans le tableau 8.1

Onde DS > 38 m ² .s ⁻²	Jours avec AEW				Jours sans AEW	Total
	Flux de nord	Talweg	Flux de sud	Ridge		
P1 (p < 4 mm)	50 %	51 %	66 %	62 %	64 %	62 %
P2 (4 mm < p < 8 mm)	19 %	23 %	22 %	21 %	18 %	19 %
P3 (8 mm < p)	32 %	27 %	12 %	17 %	17%	19 %
Nombre de jours	259	230	261	223	1856	2829

TAB. 8.1: Distribution des jours suivant la présence d'onde et le type de pluie de 1968 à 1990, sur la maille de Niamey (seuil de DS=38 m⁻².s⁻²)

Onde DS > 50 m ² .s ⁻²	Jours avec AEW				Jours sans AEW	Total
	Flux de nord	Talweg	Flux de sud	Ridge		
P1 (p < 4 mm)	47 %	41 %	74 %	59 %	63 %	62 %
P2 (4 mm < p < 8 mm)	17 %	29 %	17 %	27 %	19 %	19 %
P3 (8 mm < p)	36 %	30 %	9 %	14 %	18 %	19 %
Nombre de jours	111	103	104	90	2421	2829

TAB. 8.2: Idem (seuil DS=50 m².s⁻²)

Sur les 2829 jours, nous considérons 973 jours associés à des AEWs qui se répartissent de façon assez égale dans les différents secteurs de l'onde. 9 % des jours sont dans les secteurs nord ou sud et 8 % dans les ridges et talwegs. La répartition de l'intégralité des jours dans les différents groupes de pluie (colonne de droite) confirme les différentes contributions vues dans le chapitre 7 : 1751 jours ont des pluies faibles (soit 62 % des jours), respectivement 548 et 530 jours ont des pluies modérées (P2) ou fortes (P3) (19 % chacune). Bien que les nombres de jours obtenus soient variables suivant les secteurs de l'onde, le type de répartition de pluies est proche entre les jours sans onde (légère augmentation dans les P1), les jours dans les ridges (légère augmentation dans les P2) et la distribution totale. Le flux de sud semble être moins propice aux fortes précipitations, avec seulement 12 % des jours avec P3. Dans les secteurs nord et talweg, le nombre de jours dans les P3 est plus important que dans les autres secteurs de l'onde mais aussi plus important que dans les classes de pluies modérées (respectivement 82 et 61 jours dans le flux de nord et dans le talweg). Le secteur du flux de nord apparaît donc comme étant le plus souvent associé à de fortes précipitations (32 %).

Ces différents résultats ont pu être testés à partir d'une distribution aléatoire des précipitations journalières dans les quatre secteurs et le cas sans onde avec la contrainte de respecter le nombre de jours dans chaque classe. Dans un premier temps le vecteur de pluie initial utilisé pour ce test correspond à l'ensemble des jours de la saison humide (soit 2829 jours). Un second test, plus précis pour les différents secteurs, sera effectué avec cette fois le vecteur de pluie initial constitué uniquement des jours avec ondes (soit 973 jours).

Après 100 000 tirages pour le premier test, les moyennes des trois types de précipitations dans les cinq colonnes deviennent identiques et correspondent bien à la répartition totale, attestant de la qualité 'aléatoire' du tirage. Les écarts types des pourcentages dans chaque classe de pluie des tirages permettent de définir les intervalles de confiance. Ainsi, nous retrouvons une contribution moyenne de 62 % pour les précipitations les plus faibles (P1) avec un intervalle de confiance à 80

% de ± 3.84 %. Les pluies modérées et fortes obtiennent des valeurs moyennes de contribution voisinent avec 19 % et des intervalles de confiance compris entre ± 2.9 et 3.1 %. La répartition quasi équivalente du nombre de jours dans chaque secteur permet de définir les mêmes intervalles de confiance pour chacun d'entre eux.

Un second test, aussi constitué de 100 000 tirages, est réalisé à partir des précipitations journalières des jours avec des DS dépassant le seuil de $38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. Celui-ci permet de mieux tester les différences entre les secteurs de l'onde puisque l'on ne traite que les jours possédant une activité ondulatoire marquée. Les résultats sont données tableau 8.3.

Que ce soit suivant le test 1 ou le test 2, nous pouvons vérifier que les valeurs obtenues pour les contributions des précipitations fortes dans les secteurs nord, talweg et sud sont supérieures au seuil de 80 % de confiance. Cet intervalle reste même supérieur à 95 % de confiance dans les secteurs propices. Seule la diminution des P3 dans les ridges ne s'avère pas pertinente.

L'utilisation d'un seuil de DS plus strict (supérieur à $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ au lieu de 38), génère une nouvelle distribution présentée dans le tableau 8.2. Dans ce cas le nombre total de jours de AEW chute de 973 à 408 jours. La répartition à l'intérieur des secteurs de l'onde se trouve légèrement dissymétrique, avec une diminution de 10 % des jours dans les ridges par rapport aux talwegs. Dans le secteur nord, on note une accentuation de la différence entre le nombre de jours de pluies modérées par rapport aux pluies fortes. Ainsi, le fait d'augmenter le seuil de DS fait très légèrement décroître la contribution des P2 (-1 %), et augmente celle des P3 (+5 %). Dans les talwegs, le nombre de jours dans les pluies faibles diminue (-10 %) et se répartit de façon homogène dans les P2 et P3 (autour de 30 %). La modification du seuil diminue considérablement les P2 et P3 dans le flux de sud, et on retrouve pour les ridges, une forte décroissance de la contribution des classes en fonction du seuil de pluie croissant. Les jours sans AEW ont une légère amplification des P3 (+1 %). Ainsi, il est possible de constater que dans les secteurs plus favorables (sud et talweg) le nombre de jours de pluies fortes est plus important que celui des pluies modérées. Ici, l'augmentation du seuil de 38 à $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ accroît l'impact des ondes sur la pluie. A l'inverse, dans le cas des secteurs sud et ridges, la croissance des seuils de pluies engendre toujours une diminution du nombre de jours. Cette décroissance s'amplifie avec l'augmentation du seuil de DS.

Tirage aléatoire	Test 1 38 et $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$		Test 2 $38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$		Test 2 $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$	
	Moyenne	80% conf	Moyenne	80 % conf	Moyenne	80 % conf
P1 ($p < 4 \text{ mm}$)	61.9 %	3 %	57 %	2.7 %	55 %	5.8 %
P2 ($4 \text{ mm} < p < 8 \text{ mm}$)	19.4 %	2.4 %	21 %	2.2 %	22 %	4.5 %
P3 ($8 \text{ mm} < p$)	18.7 %	2.3 %	22 %	2.3 %	23 %	4.5 %

TAB. 8.3: Répartition moyenne des jours et écart type de 100 000 tirages aléatoires des précipitations journalières totales (2829 jours, test 1), des précipitations journalières les jours avec DS $> 38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ (973 jours, test 2a) ou DS $> 50 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ (408 jours, test 2b).

A partir des 5 années les plus humides de la période 1968-1990 sur la maille de Niamey (1969, 1975, 1976, 1978 et 1988) et des 5 années les plus sèches (1973, 1982, 1983, 1984, et 1987), il

est possible d'observer des modifications de distribution de pluie suivant les secteurs de l'onde (tableaux 8.4 et 8.5). Le nombre total de jours est maintenant à 615 (5*123 jours).

Pour les 5 années les plus humides (tableau 8.4), on constate que la contribution totale des P2 et P3 augmente de plus de 3% par rapport au tableau 8.1. Le secteur des ridges se distingue avec une hausse de +10 %. A l'exception des secteurs sud et talweg, le nombre de P3 augmente et devient proche voire plus important que le nombre de P2 dans tous les autres secteurs. Cette différence est la plus marquée pour le flux de nord (+14 %). En comparant les P3 dans les différents secteurs, nous pouvons constater que, pour le ridge, le nord et le talweg, les valeurs sont proches (environ 27 %). Dans le cas du ridge, cela traduit une augmentation par rapport aux résultats obtenus sur 23 ans, et pour le flux de nord et le talweg, à une diminution des contributions. Ce dernier secteur, pourtant propice à la convection, est le seul à voir la contribution des P1 augmenter au cours des années humides par rapport aux 23 ans (+ 11%). Au cours des 5 années les plus sèches (graphique 8.5), nous notons une forte diminution générale des P3 (-9 % par rapport aux années humides et -6 % par rapport à l'ensemble de la période). Ces différences se retrouvent dans les fluctuations de P1 (+9 % par rapport aux années humides et +6 % par rapport l'ensemble de la période). Cependant au sein des talwegs et des flux de nord, les différences n'évoluent que très faiblement. Le secteur nord garde une contribution des P3 de plus de 21 % (et 23 % pour les talwegs).

Ainsi, les secteurs dit propices ne paraissent pas influencés par la variabilité interannuelle du cumul des précipitations et montrent une relative constance dans leurs impacts sur les précipitations journalières, avec en moyenne 1/4 des flux de nord qui génèrent des précipitations journalières supérieures à 8 mm. En revanche, pour les secteurs inhibiteurs et les jours sans onde, on constate de fortes modifications du lien onde - pluie, notamment via la forte diminution des P3 les années sèches (respectivement -9, -20 et -9 % par rapport aux années humides), ou des P2 (respectivement -11, -7 et -1 %). Ces différences entraînent des écarts importants dans la contribution des P1 au cours de ces secteurs : +20 % dans le flux de sud, +27 % dans les ridges et +10 % dans les jours sans onde. Rappelons que dans le flux de nord, les P1 augmentent de +2 % et que dans le talweg, on constate même une diminution de -1 %. Cependant, les contributions obtenues ici enregistrent des écarts types importants suivant les années. Les P1 ont un écart type moyen d'environ 15 % les années humides et de 13 % les années sèches. Une prolongation de cette étude sur une plus grande période permettrait de confirmer ou non ces affirmations.

Onde Années humides	Jours avec AEW				Jours sans AEW	Total
	<i>Flux de nord</i>	<i>Talweg</i>	<i>Flux de sud</i>	<i>Ridge</i>		
P1 ($p < 4$ mm)	58 %	48 %	60 %	51 %	59 %	57 %
P2 ($4 \text{ mm} < p < 8$ mm)	14 %	29 %	25 %	22 %	20 %	21 %
P3 ($8 \text{ mm} < p$)	28 %	25 %	16 %	27 %	21 %	22 %
Nombre de jours	57	56	64	51	387	615

TAB. 8.4: Idem que tableau 8.1, pour 5 années humides (seuil DS=38 $m^2.s^{-2}$)

Onde Années sèches	Jours avec AEW				Jours sans AEW	Total
	<i>Flux de nord</i>	<i>Talweg</i>	<i>Flux de sud</i>	<i>Ridge</i>		
P1 ($p < 4$ mm)	60 %	47 %	79 %	78 %	69 %	68 %
P2 ($4 \text{ mm} < p < 8$ mm)	18 %	30 %	14 %	15 %	19 %	19 %
P3 ($8 \text{ mm} < p$)	22 %	23 %	7 %	7 %	12 %	13 %
Nombre de jours	65	56	58	55	381	615

TAB. 8.5: Idem que tableau 8.1, pour 5 années sèches (seuil $DS=38 \text{ m}^2.s^{-2}$)

8.2.2 Sensibilité aux variations de densité spectrale

A partir des tableaux 8.1 et 8.2, nous avons pu avoir un premier aperçu de l'impact que pouvait jouer la densité spectrale sur la distribution des jours dans les différentes classes de pluie. Dans cette partie, une étude de sensibilité sera faite en prenant toutes les gammes de densités spectrales. Pour simplifier la démarche nous développerons l'étude seulement sur les fortes précipitations (P3). La variabilité intra-saisonnière pourra être abordée à partir de la distinction entre les 4 mois de la saison des pluies (juin, juillet, août et septembre).

Sur les graphiques a, b, c et d de la figure 8.2, sont tracés les nombres de jours cumulés associés à des pluies fortes suivant les mois et les secteurs de l'onde.

Au cours du mois de juin, le nombre de P3 dans les différents secteurs reste proche et la décroissance des jours en fonction du critère de densité spectrale est peu marquée (fig 8.2a). Cela traduit des contributions des fortes précipitations assez constantes (compris entre 5 et 15 % des jours, non montré). L'impact des ondes, pour l'ensemble des secteurs, et l'amplification de leurs activités n'affecte donc pas le nombre de jours de fortes précipitations.

Pendant le mois de juillet, le secteur nord enregistre une forte augmentation des P3 par rapport aux autres secteurs, avec en cumulé, une augmentation de 30 jours (fig. 8.2b). Ce secteur possède généralement une contribution plus importante dans les différents seuils d'activité (en moyenne 27.7%). La décroissance des P3 dans ce secteur reste relativement linéaire. En période d'onde peu active, la contribution des P3 est similaire pour les trois autres secteurs. Cependant, les secteurs inhibiteurs observent une décroissance rapide des P3 dès les faibles DS. Ainsi, à partir du seuil de $20 \text{ m}^2.s^{-2}$ la décroissance des P3 dans les talwegs, qui est moins prononcée que dans les secteurs inhibiteurs, se distingue. Autour de $38 \text{ m}^2.s^{-2}$ le nombre cumulé de P3 dans les talwegs et dans les flux de nord deviennent similaires (environ 20 jours). Dans les flux de sud et ridges le nombre de P3 est passé sous 10 jours. Contrairement au mois de juin, les secteurs et l'activité de l'onde jouent un rôle important sur l'augmentation du nombre de fortes précipitations durant le mois de juillet.

Pendant le mois le plus pluvieux sur la maille de Niamey (août), on dénombre le maximum de jours avec des P3 dans les différents secteurs (plus de 200 jours). Le secteur nord apparaît une nouvelle fois comme le plus souvent associé à des P3 (plus de 70 jours). Les talweg et les ridges ont un nombre de jours de P3 comparable, alors que le flux de sud possède le nombre de fortes précipitations le plus bas. La décroissance relativement linéaire des P3 dans le secteur nord ne permet pas de distinguer une variation de l'impact des DS sur les pluies intenses. Pour

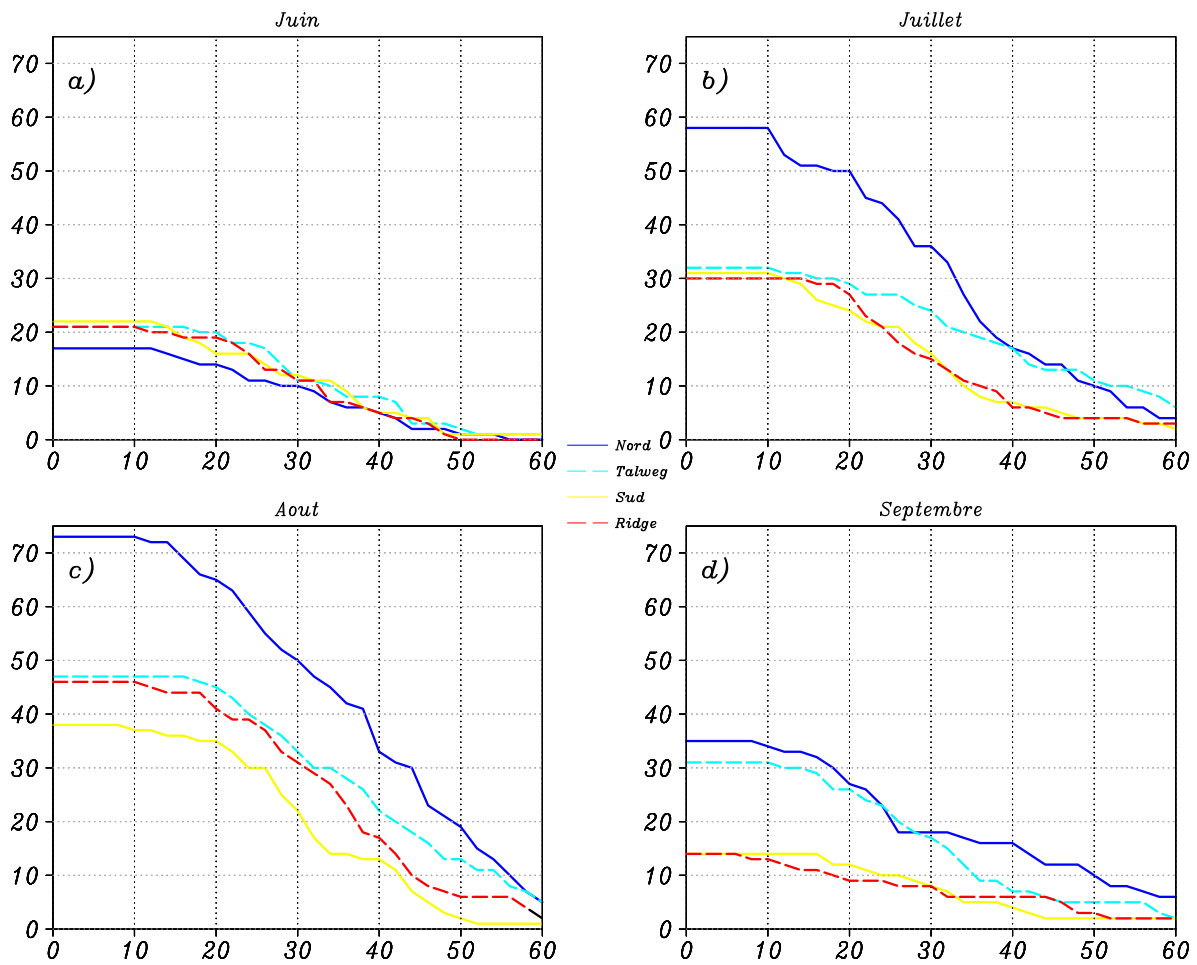


FIG. 8.2: Distribution cumulée du nombre de jours de précipitations journalières fortes (P3) suivant les seuils de densité spectrale et les secteurs de l'onde suivant les mois de juin (a), juillet (b), août (c) et septembre (d).

les talwegs, comme durant le mois de juillet, le nombre total de fortes précipitations n'est pas différent des secteurs inhibiteurs (fig. 8.2c). Cependant, au dessus de $34 m^2.s^{-2}$, ce secteur se distingue légèrement grâce à une décroissance faible et rejoint la contribution du secteur nord à $55 m^2.s^{-2}$. Le secteur sud montre une forte décroissance du nombre de P3 avant le seuil de $35 m^2.s^{-2}$ et reste le moins associé aux fortes précipitations.

Les précipitations fortes sont globalement moins nombreuses en septembre (fig. 8.2d). Le flux de nord et le talweg possèdent un plus grand nombre de P3 (plus de 2 fois par rapport aux secteurs inhibiteurs). Lors du renforcement de l'activité des ondes, seul le secteur nord paraît être favorable aux précipitations, le secteur du talweg n'étant plus différents des secteurs inhibiteurs à partir du seuil de $40 m^2.s^{-2}$.

Mis à part le mois de juin, le nombre et donc la contribution des jours à fortes précipitations sont influencées à la fois par le secteur et l'intensité de l'onde. Le flux de nord paraît légèrement plus propice que les talwegs. A l'opposé, le flux de sud et les ridges montrent une inhibition aux

fortes précipitations avec généralement deux fois moins de jours de fortes précipitations que dans les secteurs nord et talweg. De plus, nous avons observé une légère diminution de la contribution du nombre des P3 par rapport au nombre de jours total dans les secteurs sud et ridge lors des renforcements de l'activité de l'onde, et une tendance à l'augmentation de cette contribution dans les secteurs propices.

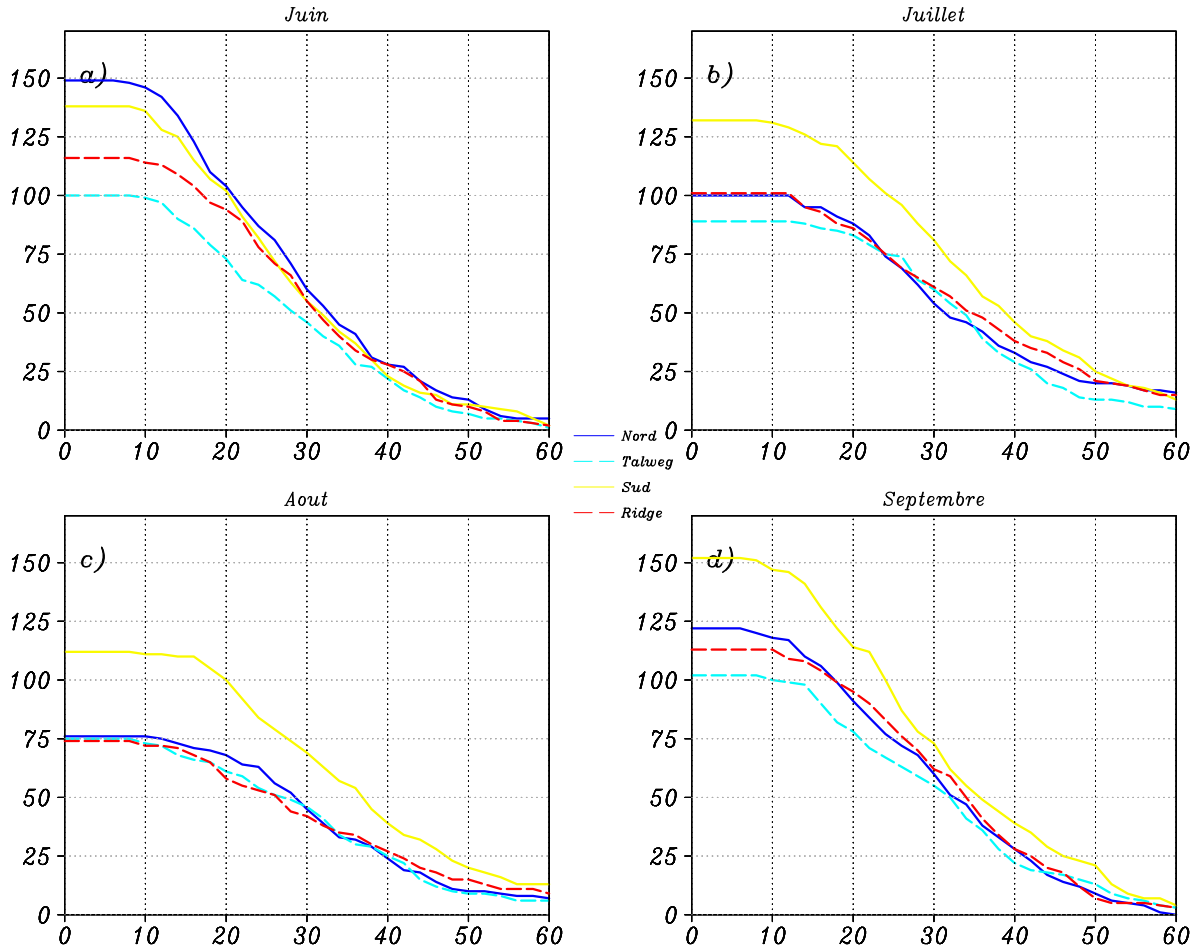


FIG. 8.3: Distribution cumulée du nombre de jours de précipitations journalières faibles (P1) suivant les seuils de densité spectrale et les secteurs de l'onde suivant les mois de juin (a), juillet (b), août (c) et septembre (d).

La même étude a été faite pour les P1 et P2. La distribution des P1 suivant l'activité des ondes (figure 8.3 présente une contribution plus fortes dans tout les secteurs en début et fin de saison, associé au cycle saisonnier des pluies. Au coeur de la saison des pluies le secteur du flux de sud est celui qui est plus souvent accompagné aux P1. Enfin pour les P2 (pluies modérées), suivant la figure 8.4, il n'apparaît pas de différence significative suivant les secteurs.

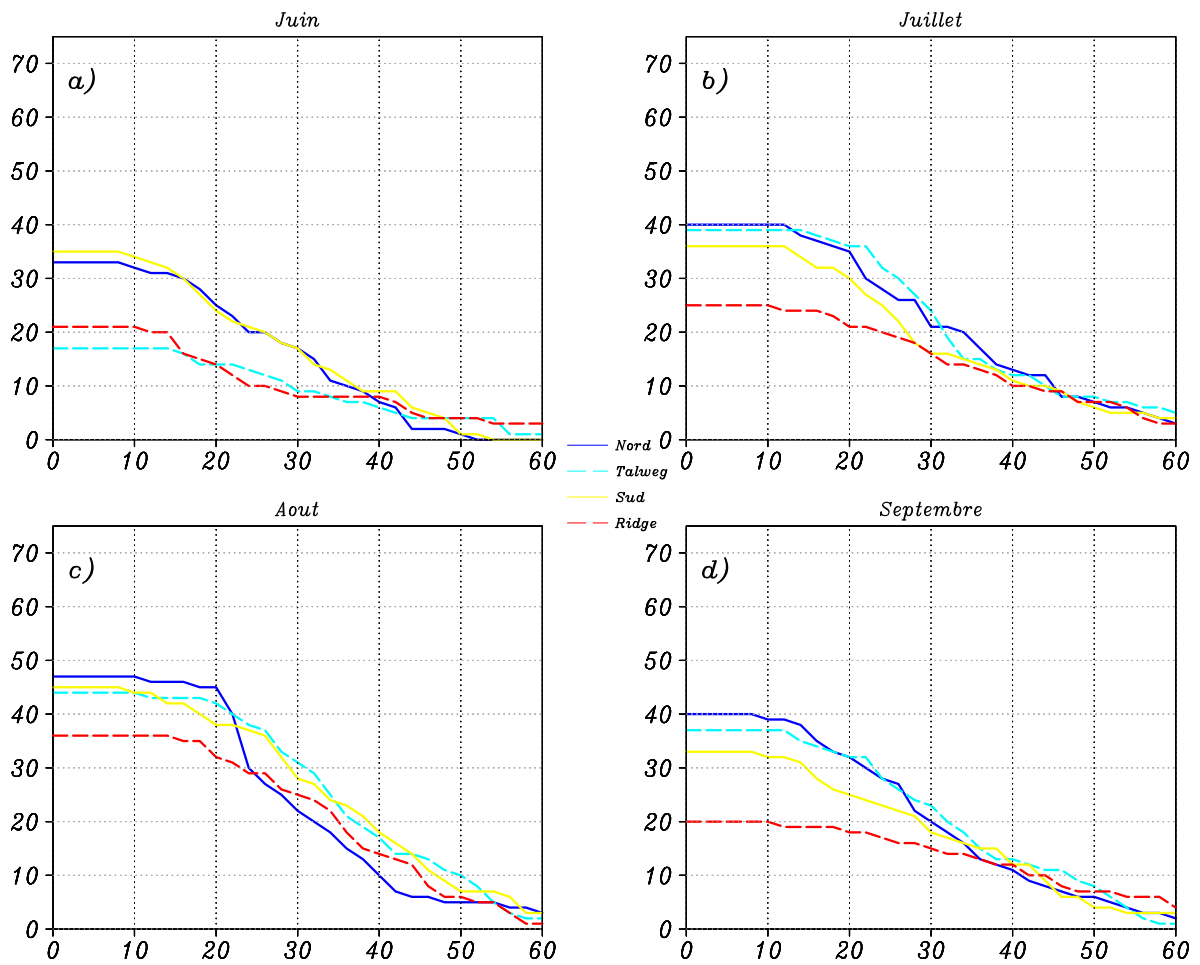


FIG. 8.4: Distribution cumulée du nombre de jours de précipitations journalières modérées (P2) suivant les seuils de densité spectrale et les secteurs de l'onde suivant les mois de juin (a), juillet (b), août (c) et septembre (d).

8.2.3 Modulation du cumul des fortes précipitations

En isolant les secteurs de l'onde, nous avons pu voir, dans la section précédente, que la densité spectrale pouvait influencer le nombre de jours de fortes précipitations. Il est aussi nécessaire d'étudier le rôle joué par cette activité ondulatoire sur les cumuls de P3 dans les différentes classes. Tout d'abord, l'efficacité des précipitations intenses est analysée. Sur la figure 8.5a, est indiquée la pluie moyenne des P3, dans chacun des secteurs de l'onde. Afin d'éviter les incertitudes liées à l'échantillonnage, nous avons regroupé les jours triés suivant l'activité croissante des ondes dans des classes équitables en nombre, ici 28 classes de DS croissantes composées chacune de 25 jours.

Les courbes montrent une bonne stationnarité des précipitations journalières moyennes des P3 dans tous les secteurs. Les 4 courbes, au dessus du seuil de 8 mm (critère des P3), ne semblent pas différentes les unes des autres.

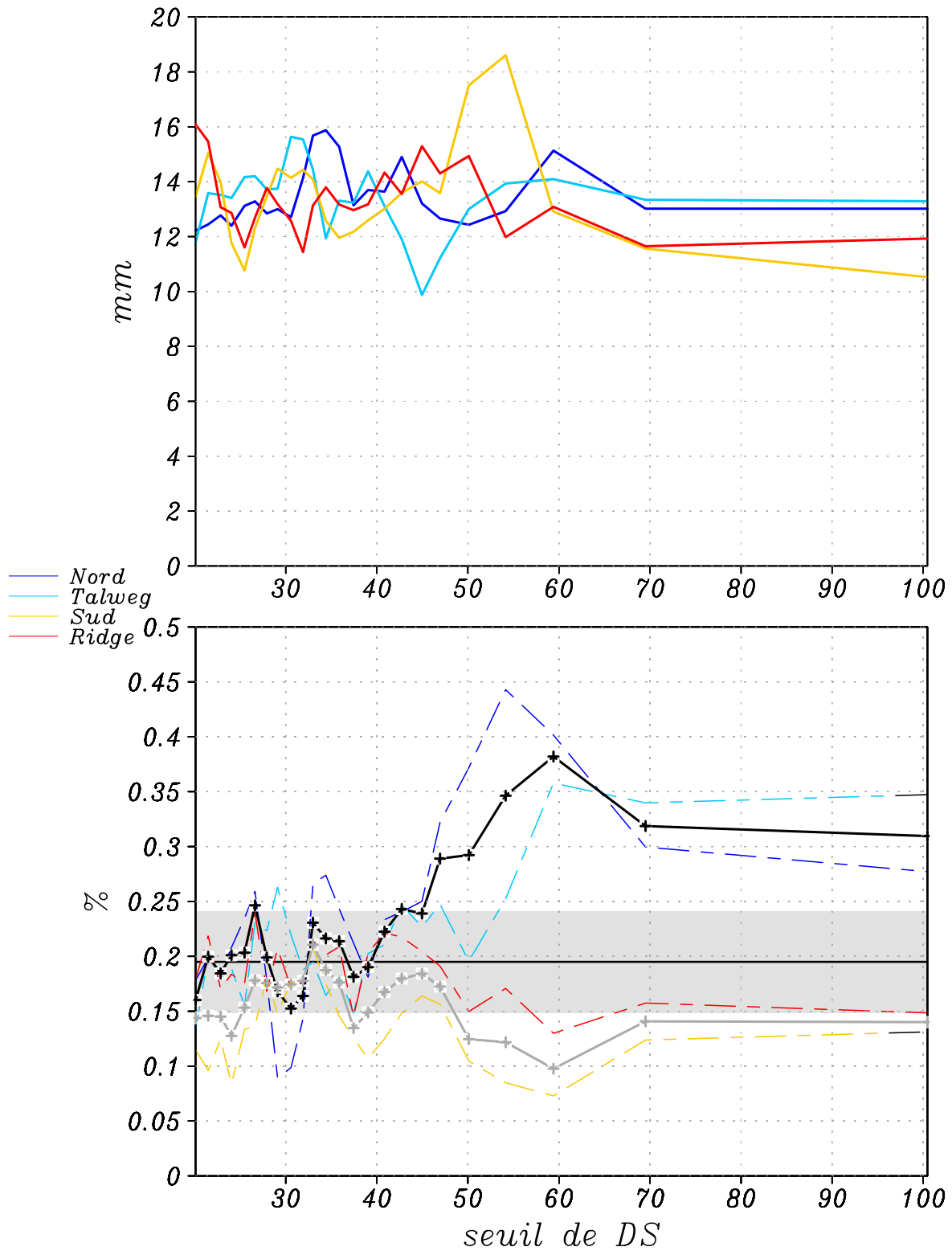


FIG. 8.5: Moyenne des P3 (> 8 mm) suivant l'activité des ondes et le secteur (**haut**). Contribution du cumul des P3 par rapport au cumul de chaque classe suivant l'activité des ondes et le secteur (**bas**). La courbe noire indique la moyenne des secteurs propices (nord et talweg) et la courbe grise la moyenne des secteurs inhibiteurs (ridge et sud).

Suivant la même méthode, nous avons étudié l'évolution de la contribution des P3 par rapport au cumul des classes suivant l'activité croissante des ondes (fig. 8.5b). La moyenne de la contribution des P3 est indiquée par le trait noir, et l'intervalle de confiance de 80 % calculé à partir de 100 000 tirages aléatoires des précipitations journalières est traduit par la zone grisée.

Pour des valeurs inférieures à $38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, la variabilité trop importante des variations de la contribution des P3 ne permet pas de faire de distinction. En revanche, à partir de $38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, la contribution des P3 dans le secteur nord commence à croître de façon importante et dépasse l'intervalle de confiance de 80 % à $45 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. Plus de 45 % du cumul des précipitations se produisent de façon intense (supérieures à 8 mm.jour^{-1}) pour des densité spectrales de $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. La légère décroissance qui se produit ensuite laisse la contribution supérieure au seuil de significativité.

Dans les talwegs, cette même augmentation est obtenue à partir de $38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, mais devient significative pour les classes supérieures à $55 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. Ce graphique semble confirmer que lorsque l'onde devient forte, le secteur favorable à la convection correspond au flux de nord, et pour les ondes extrêmes, les fortes précipitations se produisent plutôt dans le talweg.

Dans le secteur des ridges, l'impact de la contribution des P3 paraît indépendant au critère de DS. Au delà de $40 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, la variabilité diminue, et la contribution semble décroître. Enfin, pour le secteur du flux de sud, la contribution est significativement inférieure aux autres secteurs dès $38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. La moyenne des secteurs nord - talweg (noir) et ridge - sud (gris) facilite la distinction entre les secteurs propices et les secteurs inhibiteurs.

En fonction des figures 8.2 et 8.5, nous observons que l'impact des ondes sur les fortes précipitations se produit légèrement après notre seuil de détection défini à partir de l'analyse en ondelettes du vent méridien à 700 hPa. En effet, au seuil de détection de $38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, les différences de contribution du nombre de P3 ou du cumul des P3 ne dépasse pas le seuil de significativité. En ce qui concerne le nombre de P3, suivant les mois et les secteurs, les seuils à partir desquels les impacts de l'onde sont significatifs se situent plutôt autour de $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. En fonction de la contribution des cumuls des P3 par rapport au cumul total des pluies, les seuils de significativité sont souvent légèrement plus faibles, autour de $45 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$.

Les effets propices des secteurs nord et talweg ne sont pas une particularité de la maille de Niamey puisque cette distinction se fait pour une très grande majorité des mailles situées à 12.5° Nord entre 10° Ouest et 10° Est. La figure 8.6 permet de visualiser la différence de contribution des P3 dans les secteurs propices par rapport aux secteurs inhibiteurs. En générale, à l'Ouest de 5° Est, la différence de contribution du cumul des secteurs propices par rapport aux secteurs inhibiteurs dépasse 10 % (significativité à 80 %) lorsque l'activité des ondes dépasse $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$.

Pour observer la variabilité interannuelle de cet impact, la même étude a été faite au cours des 5 années les plus humides et les plus sèches de la période (fig. 8.7).

Au cours des années humides (fig. 8.7(a)), la moyenne des P3 correspond aux valeurs obtenues précédemment. L'étude de la contribution des P3 montre, à partir de $35 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, une importante

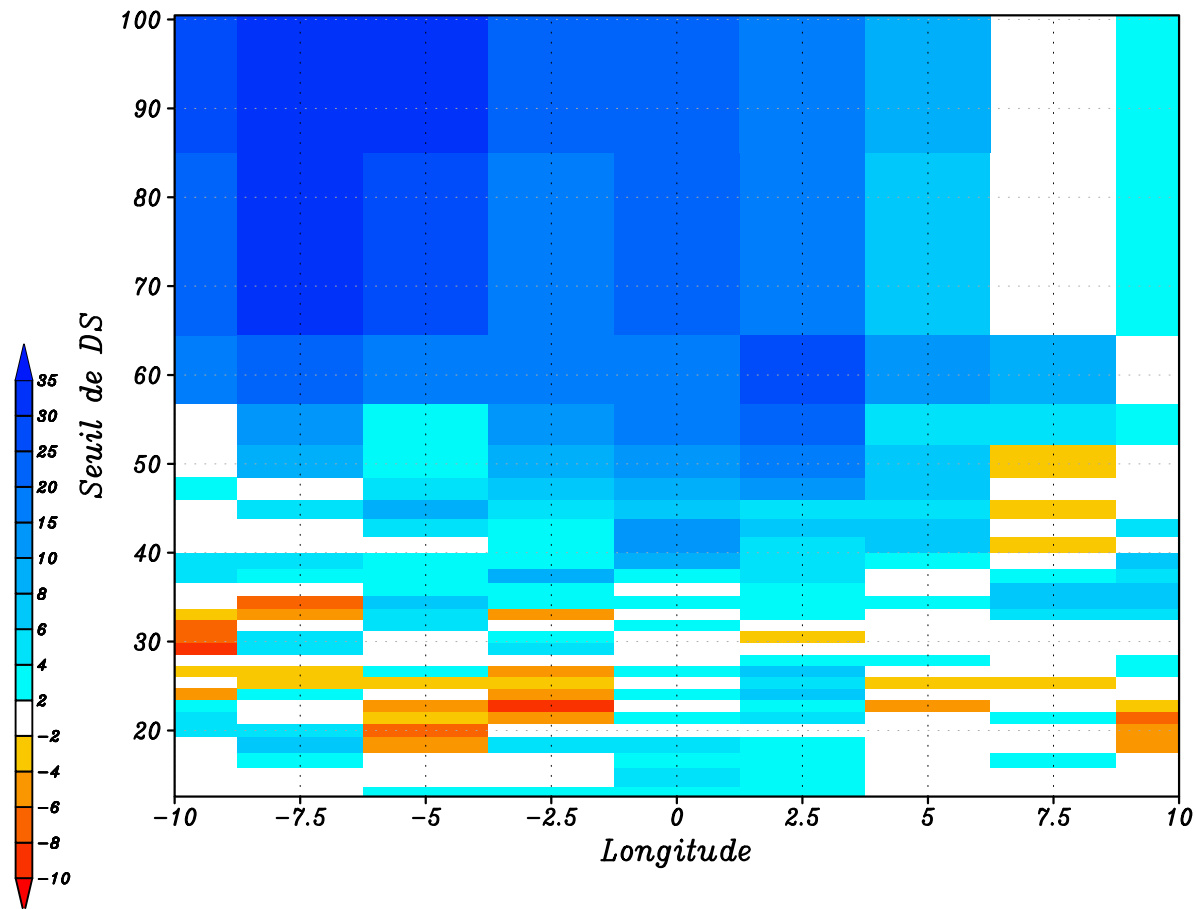


FIG. 8.6: Distribution longitudinale, entre 10°Ouest et 10°Est, de la différence de contribution (en %) du cumul des P3 entre les secteurs propices et les secteurs inhibiteurs.

augmentation dans les secteurs nord et talweg. La contribution dans les talwegs s'affaiblissant, la courbe devient temporairement inférieure à celle des ridges et sud. Pour les secteurs sud et ridge, la contribution des P3 marque une augmentation au cours de ces années par rapport à l'étude sur les 23 années. Cependant, on constate une légère diminution suivant un seuil croissant de DS. Les ridges conservent des valeurs importantes y compris au dessus de $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, obtenant des contributions identiques au secteur du flux de nord. Au cours des années humides, la contribution maximum des P3 se produit au cours de DS modérées, mais il n'apparaît pas de tendance significative.

Au cours des années sèches (fig. 8.7(b)), le cumul moyen des P3 enregistre des variations importantes sans indiquer de tendance générale ni de différence par rapport aux années humides. Même si après $35 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$, la contribution du cumul des P3 dans les secteurs favorables est supérieure à la contribution dans les secteurs inhibiteurs, la différence ne devient significative qu'après $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. Au delà de ce seuil, les contributions du cumul des P3 dans les secteurs sud et ridge s'effondrent en dessous de 5 % alors que celles du nord et talweg atteignent en moyenne 30 %.

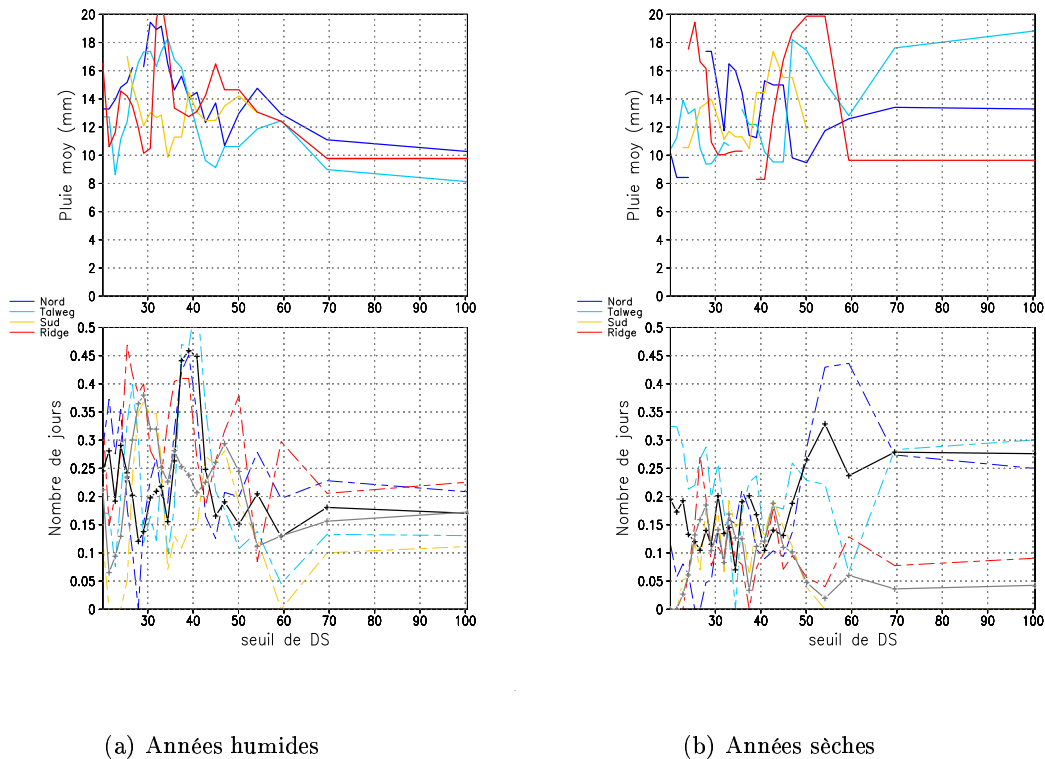


FIG. 8.7: Idem que fig.8.5 pour 5 années humides **(a)** ou 5 années sèches **(b)**.

Les conclusions portées ici ne sont pas suffisamment significatives pour être validées en raison d'un trop faible nombre de jours pris en compte. La poursuite de cette analyse à une plus grande période permettrait de tester la robustesse de ces différences années humides - années sèches.

Nous avons vu dans ce chapitre l'importance du seuil de densité spectrale dans les différents secteurs. Ainsi au cours des 23 saisons des pluies de la période d'étude, il semblerait que la contribution des P3 dans les secteurs favorables augmentent sensiblement au delà de $38 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, conjointement à une diminution dans les secteurs inhibiteurs. Ceci est montré par la différence significative des différentes contributions dans les secteurs nord et talweg par rapport aux secteurs sud et ridge. Cependant, à l'échelle interannuelle, le signal paraît plus aléatoire. Au cours des années humides, les différences semblent surtout se produire dans les secteurs sud et ridge, avec une forte augmentation des contributions de P3. Durant les années les plus sèches, le seuil de $38 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ précédemment obtenu comme étant significatif, ne correspond plus à une valeur singulière. Enfin, il apparaît une nouvelle fois que le secteur du flux de nord est le plus favorable aux fortes précipitations. Enfin, à partir des résultats obtenus ici, nous pouvons observer que les ondes, au cours du mois de juin, possèdent des caractéristiques différentes par rapport au reste de la saison des pluies. De plus, la contribution des précipitations au cours de ce mois est faible. Pour ces raisons, dans le reste de l'étude, ce mois ne sera plus pris en compte.

8.3 Variabilité de l'activité convective dans les secteurs d'onde

Nous pouvons prolonger cette étude avec le tableau 8.6 qui dénombre la contribution des jours suivant le type d'OLR (activité convective) rencontré dans les différents secteurs d'une onde dont la densité spectrale est supérieure au seuil de $38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. Sur toute la période d'observation, 68 % des jours possèdent une faible activité convective (que nous nommerons OLR1), 25 % des jours, une convection marquée (ou OLR2) et les 7 % des jours restants enregistrent une activité convective majeure(OLR3).

Notons qu'au cours des jours sans onde, la distribution est très similaire (respectivement 69, 24 et 7 %) à la distribution totale. Pour les secteurs sud et ridge, la contribution des OLR1 est amplifiée (respectivement 71 et 74 %) ce qui entraîne une diminution dans les classes d'activité convective marquée ou forte. A l'inverse dans les secteurs du flux de nord et talweg, nous observons une diminution de 10 % des OLR1. Celle-ci est accompagnée d'une augmentation des activités convectives marquées (+7 % dans les deux secteurs), ainsi qu'une légère augmentation de la classe d'activité la plus intense (+6 % dans le flux de nord). Nous retrouvons donc des secteurs favorables à la convection (nord et talweg) par rapport à d'autres (sud et ridge).

Onde DS > $38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$	Jour avec AEW				Jour sans AEW	Total
	Flux de nord	Talweg	Flux de sud	Ridge		
OLR1 (OLR > 225 W.m^{-2})	56 %	59 %	71 %	74 %	69 %	67 %
OLR2 ($225 \text{ W.m}^{-2} > \text{OLR} > 200 \text{ W.m}^{-2}$)	31 %	31 %	23 %	21 %	24 %	24 %
OLR3 ($200 \text{ W.m}^{-2} > \text{OLR}$)	13 %	9 %	6 %	5 %	7 %	9 %
Nombre de jours	196	172	196	170	1111	1845

TAB. 8.6: Distribution des jours suivant la présence d'onde et le type d'activité convective de 1975 à 1990 (sans 1978), sur la maille de Niamey (seuil de DS= $38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$)

Du fait du manque de données (16 ans, au lieu des 23 pour la pluie), nous ne distinguerons pas 4 secteurs mais 2 : un premier groupe de secteurs propices (nord et talweg) et un second groupe de secteurs inhibiteurs (sud et ridge). Nous retraçons la même figure que fig. 7.6, mais cette fois uniquement pour les secteurs propices (figure 8.8). Sur le graphique du haut, nous pouvons tout d'abord nous apercevoir que la contribution moyenne des OLR1 est plus faible que dans le cas sans distinction, avec une moyenne légèrement au dessus de 60 % pour l'ensemble des jours. La variabilité entre chaque classe est assez importante, ce qui entraîne un élargissement des intervalles de significativités. Cependant, l'activité convective faible décroît en fonction de l'activité croissante de l'onde (coefficient directeur de courbe de régression de -0.38 avec une corrélation de $r^2 = 0.4$). En parallèle, les fortes activités convectives augmentent, passant de moins de 7 % en moyenne pour les 13 premières classes à plus de 16 % pour les 5 dernières.

Sur le graphique 7.6b, nous observons que la contribution des ondes fortes devient majoritaire dès les seuils d'OLR inférieurs à 208 W.m^{-2} , alors que les ondes faibles sont prédominantes au dessus de 264 W.m^{-2} . L'impact de l'activité ondulatoire sur l'activité convective est donc visible sur ce graphique. Pour tester la significativité de ce graphique nous avons effectué 100 000 tirages

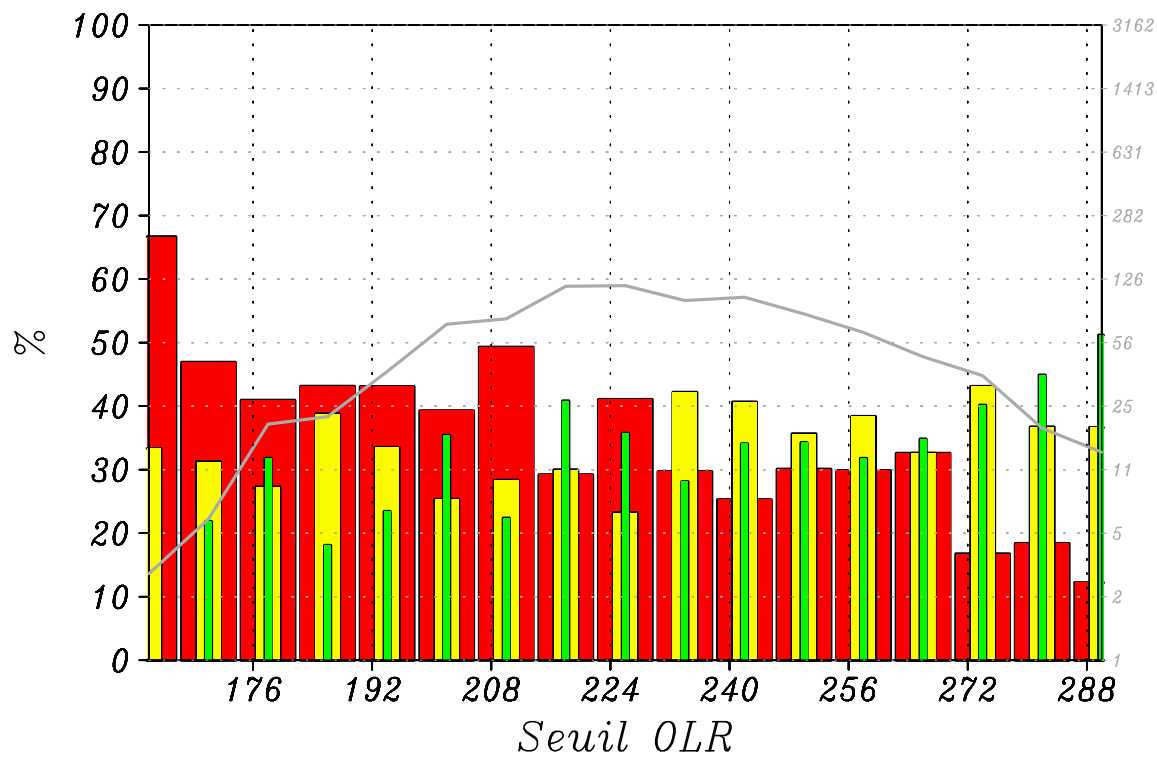
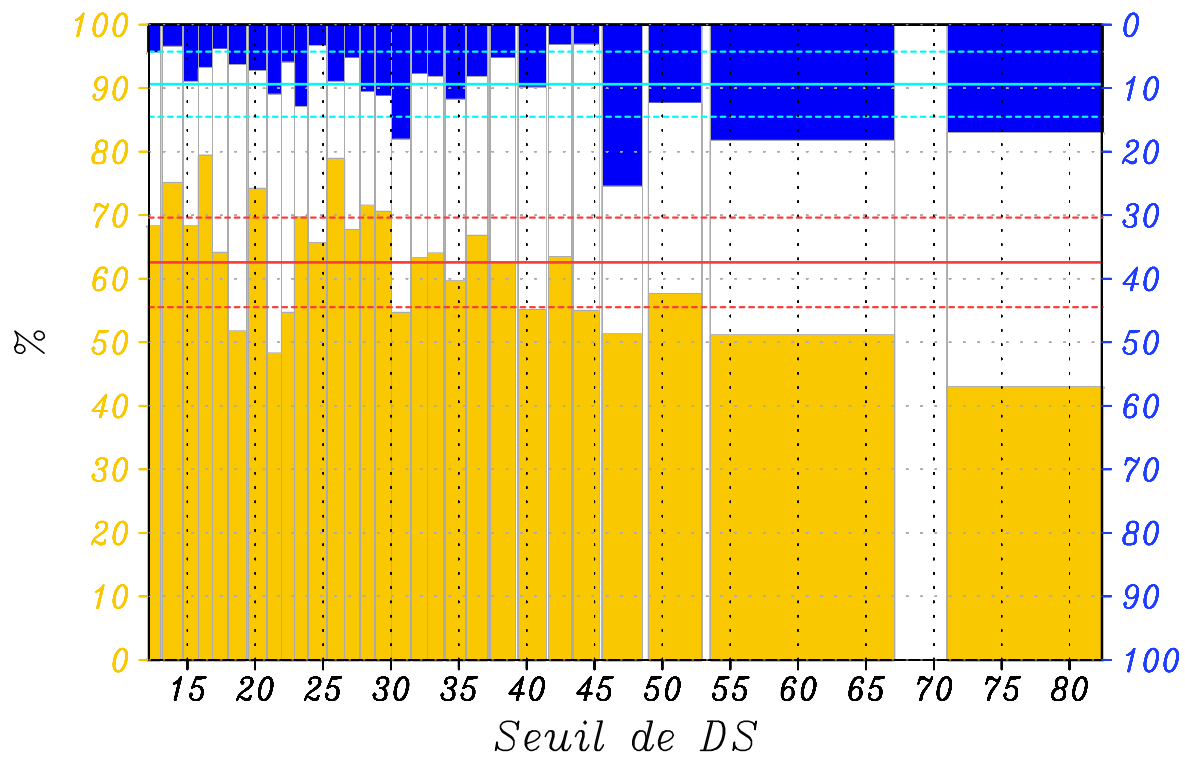


FIG. 8.8: Idem que figure 7.6, pour les secteurs nord et talweg

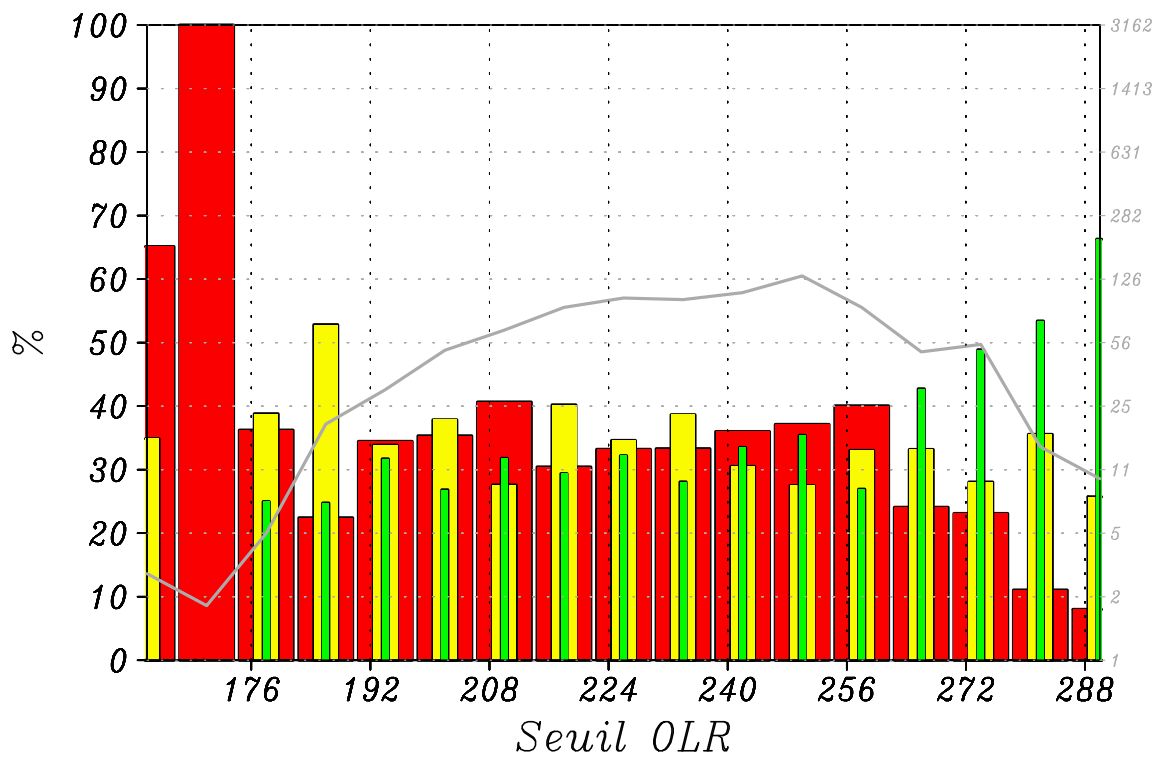
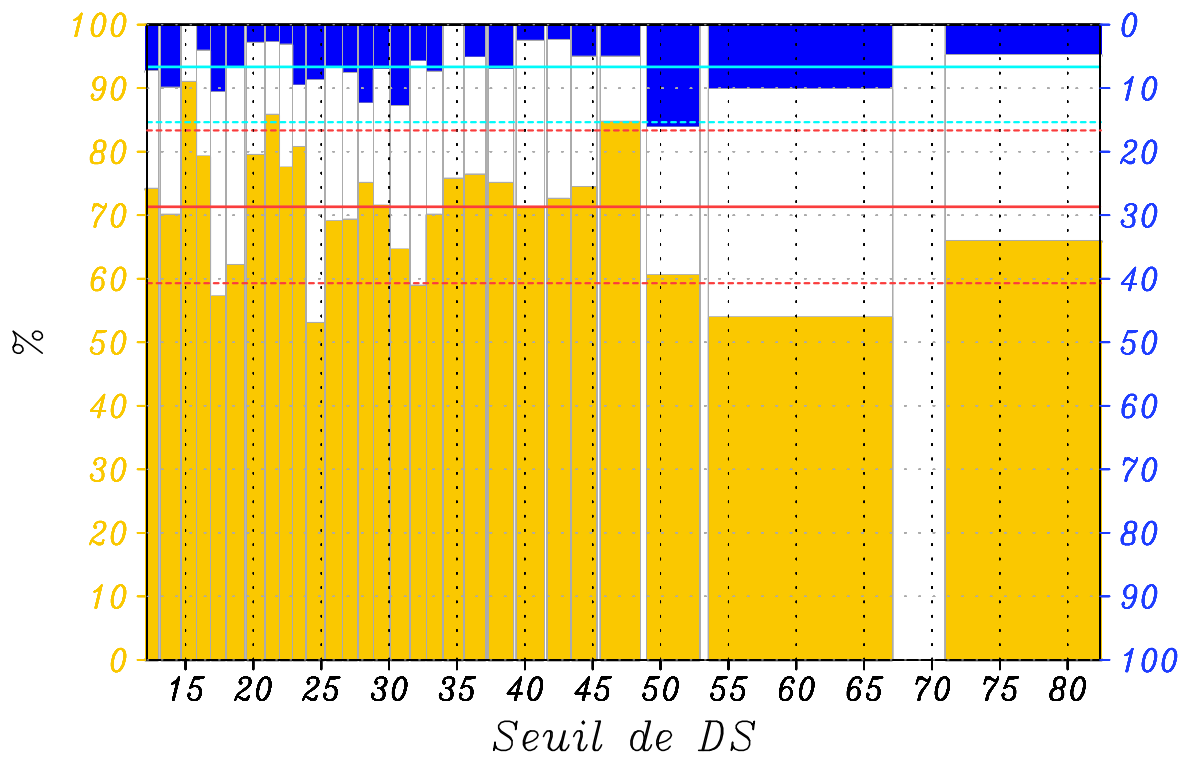


FIG. 8.9: Idem que figure 7.6, pour les secteurs sud et ridge

aléatoires et observer les coefficients directeurs obtenus. Ainsi le seuil de 95 % de significativité, pour ces différents tests correspond à un coefficient supérieur à 0.9, alors que la décroissance pour les ondes fortes, en fonction du DS croissant, est de -2.3 (avec une corrélation de $r^2 = 0.73$), ou une croissance de $a=2.1$ pour les ondes faibles en fonction de DS croissant (corrélation de $r^2 = 0.73$).

Au cours des secteurs inhibiteurs (figure 8.9), la contribution moyenne des jours sans forte activité convective augmente par rapport aux secteurs propices (71 %). Les intervalles de significativité sont plus ouverts en raison du nombre de jours faible et d'une grande variabilité interne des OLR. Avec le renforcement de l'indice de DS il ne se dégage pas une évolution significative de la contribution des P1 ou des P3.

La comparaison des distributions des jours suivant les seuils d'OLR sur la figure 8.9b (trait noir) avec les figures 7.6 et 8.8, montre une distribution assez semblable du nombre de jours pour les valeurs entre $216 W.m^{-2}$ et $248 W.m^{-2}$. Cependant, le maximum de jours pour les secteurs inhibiteurs ($248 W.m^{-2}$) est atteint plus tôt que dans les secteurs propices ($216 W.m^{-2}$).

Il est possible d'observer une décroissance (croissance) de la contribution des jours avec des ondes faibles (ondes fortes) lors de renforcement de l'activité convective entre les $288 W.m^{-2}$ et $248 W.m^{-2}$. Pour les classes d'OLR plus faibles, jusqu'à $176 W.m^{-2}$, les contributions restent stables pour les ondes faibles ou fortes. Lors d'OLR extrêmement faible, les ondes fortes deviennent majoritaires, mais le faible nombre de jours pris en compte (moins de 10) peut poser des questions de significativité.

8.4 Synthèse des interactions Onde - convection - Pluie

8.4.1 Relation Onde - Précipitations et Onde - convection

8.4.1.1 Variabilité longitudinale

A partir des données couvrant tout le Sahel, nous sélectionnons les jours où l'activité ondulatoire est considérée comme significative. Les plus intenses flux de nord, détectés par le vent méridien à 700 hPa filtré entre 3 et 5 jours qui se produisent au cours de ces périodes sur la longitude de Niamey (2.5° Est) sont isolés et serviront de points de références J_0 . Tant que l'activité ondulatoire de la région Sahélienne est supérieure au seuil de significativité (moyenne plus l'écart type de l'indice Sahélien), les jours seront pris en compte dans l'étude. Ce test est effectué temporellement, à partir de J_0 , entre $J_0 - 5$ et $J_0 + 5$ pour tout les points de grilles, sachant que lorsqu'une journée ne respecte pas la condition, l'étude est arrêtée. Ainsi le nombre de jours utilisés pour cette étude est maximum sur la longitude de Niamey le jour J_0 et décroît jusqu'à $J_0 - 5$ et $J_0 + 5$. Pour chaque latitude (entre 5° et 20° Nord), les valeurs de vent méridien filtré, de convection et de précipitation sont ainsi moyennées. Dans le cas d'un flux de nord maximum

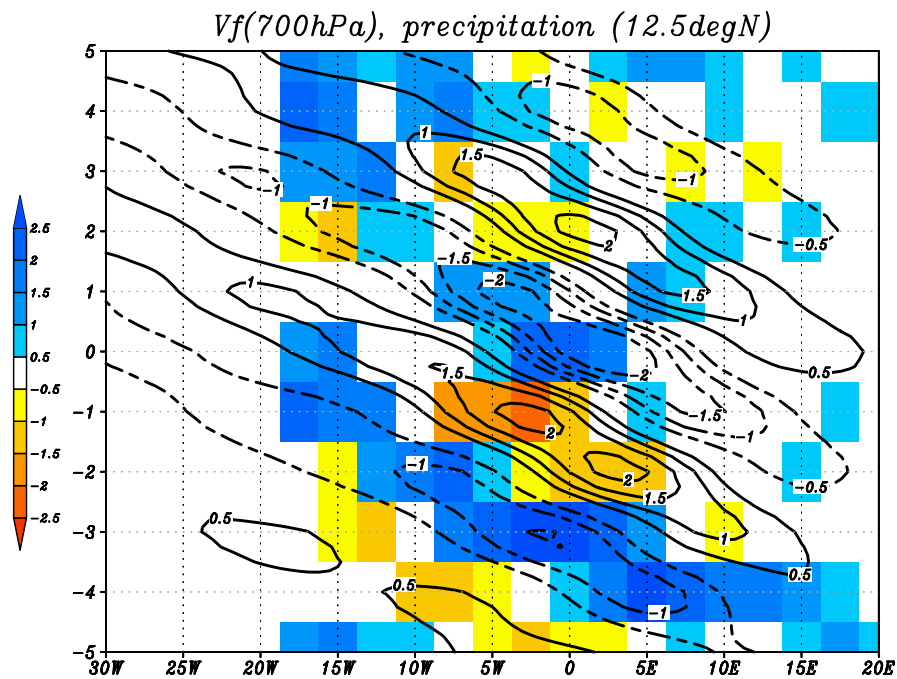
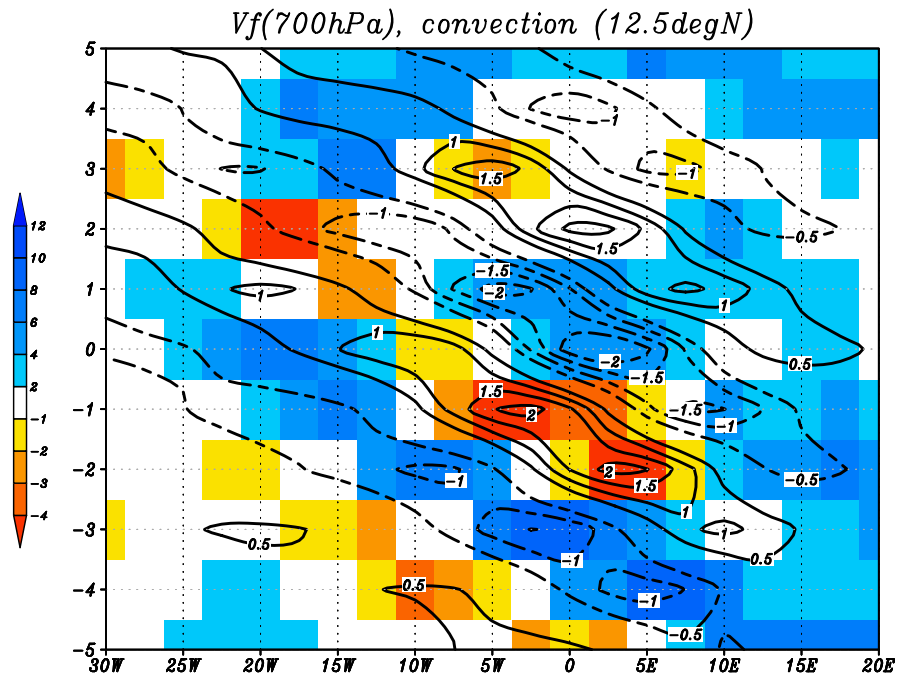


FIG. 8.10: Graphiques Hovmoëller, Temps-Longitude, de l'étude composite $J-5 - J+5$ des ondes d'Est. $J+0$ correspond au flux de nord le plus fort au cours du passage de l'onde, sur la longitude de Niamey (2.5°E). Sur les deux figures les contours représentent le vent filtré 3-5 jours à 700 hPa et les zones colorées à l'anomalie, par rapport aux valeurs moyennes des épisodes avec onde, de l'activité convective (inverse de l'OLR, (a)) ou de précipitations (b).

sur la latitude de Niamey, nous avons tracé l'étude composite sur la figure 8.10 où le nombre de jours sélectionnés atteint 230 pour la date J_0 et un peu plus de 150 pour $J_0 - 5$ et $J_0 + 5$. Pour plus de lisibilité, les anomalies, par rapport à la valeur moyenne au cours de l'ensemble des ondes, de l'OLR et de précipitations sont tracées.

Sur la figure 8.10(a), le minimum de vent méridien filtré à 700 hPa traduit la position du flux de nord au temps J_0 (axe des ordonnées) sur la longitude de Niamey (2.5° Est, en abscisse). La progression vers l'Ouest de l'onde est appréciable à partir de l'inclinaison de ces vents, avec des vitesses légèrement inférieures à 10 m.s^{-1} (30° en 4 jours), ce qui confirme les études précédentes (Burpee 1974, Reed *et al.* 1977). A la longitude de Niamey, l'anomalie de l'activité convective (inverse de l'OLR) montre un renforcement dans le flux de nord et légèrement à l'arrière (talweg). L'anomalie progresse clairement en lien avec ce secteur de l'onde entre $J_0 - 1$ jusqu'à $J_0 + 1$. A l'inverse, le secteur du flux de sud (i.e. vent méridien filtre maximum) est associé à une anomalie négative de l'activité convective entre $J_0 - 2$ et J_0 entre 10° Est et 10° Ouest.

Selon Mathon (2001), les systèmes convectifs de méso-échelle possèdent une vitesse moyenne de propagation comprise entre 9 et 11 m.s^{-1} , suivant la taille du système, et que 10 % de ces systèmes peuvent dépasser les 20 m.s^{-1} . Ces vitesses sont donc souvent plus importantes que celles enregistrées pour les ondes. Sur le graphique il apparaît pourtant un décrochage de la convection par rapport à l'onde lié au retard du premier. Cette différence n'indique pas un résultat contraire aux études antérieures mais indique que l'interaction onde convection possède une variabilité zonale, avec dans la région favorable à la naissance des SCM (autour de 0° Est à 12.5° Nord selon (Fink and Reiner 2003)) l'anomalie d'OLR qui se situe plutôt dans le secteur nord, alors que sur la côte Sénégalaise l'anomalie d'OLR la plus forte se place dans le talweg (Kiladis *et al.* 2005, (Hall *et al.* 2005)).

La figure 8.10(b) correspond à une étude identique avec l'anomalie des précipitations. Le constat précédent établissant un lien entre le secteur nord et l'activité convective est renforcé ici avec une anomalie positive de précipitations dans ce même secteur. On retrouve une succession d'anomalies négatives dans le secteur sud ou positives dans le secteur nord, ainsi que les décalages vers l'Ouest de l'ensemble. La variabilité de l'impact des secteurs sur les précipitations est apparent avec un déphasage des deux indices à partir de 10° Ouest.

Afin de vérifier que ce déphasage n'est pas un artefact de l'analyse composite, la même étude de l'anomalie d'OLR a été effectuée avec cette fois le point de référence J_0 décalé au large des côtes Senegalaise (20° Ouest, figure 8.11). Les résultats de cette nouvelle étude sont présentés sur la figure 8.12. Autour de 20° Ouest, la plus forte diminution du rayonnement OLR se situe non plus dans le flux de nord, mais légèrement après, soit dans le talweg. Cette première constatation confirme donc bien le déphasage longitudinale de l'anomalie d'OLR par rapport au vent filtré. Plus à l'Ouest, c'est à dire au milieu de l'océan Atlantique, le déphasage semble se poursuivre, avec une anomalie située dans le flux de sud.

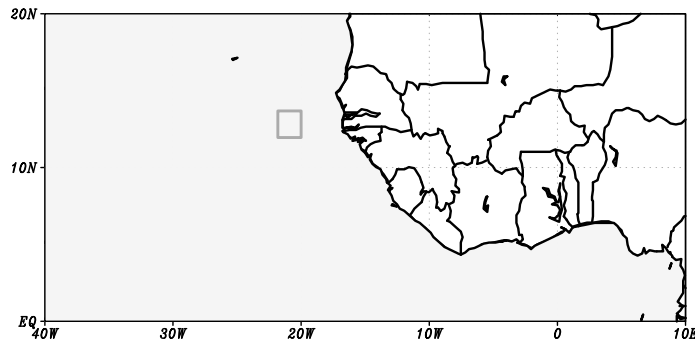
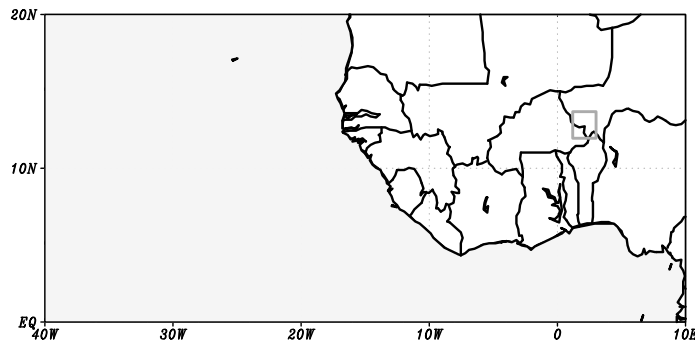
(a) Référence de J_0 à 20° Ouest(b) Référence de J_0 sur la maille de Niamey

FIG. 8.11: Position des points de référence lors de l'étude composite de l'interaction Onde - Convection - Pluie. La zone grisée représente le point à 20° Ouest sur la latitude de la maille de Niamey (a), sur la maille de Niamey (b).

Il apparaît donc un déphasage de l'interaction Onde - Convection sur l'Afrique de l'Ouest à la latitude de la maille de Niamey. Pour localiser précisément les longitudes où ces modifications se produisent, nous avons traité toutes les longitudes de manière indépendantes. Pour chaque point à 12.5° Nord, les jours J_0 , vent du nord le plus fort au cours de la présence de l'onde, sont détectés. Une étude 5 jours avant et 5 jours est ensuite effectuée. Nous obtenons la figure 8.13(a). Ainsi, suivant la méthode utilisées, le jour J_0 est bien associé au vent du nord le plus fort. La succession de flux de nord et sud sont bien visible. Cette figure ne montre plus l'aspect propagatif de l'onde car nous traitons chaque longitude de manière indépendante. En prenant comme référence le flux de nord du jour J_0 et le flux de sud du jour J_0-2 , nous constatons qu'à l'Est de 10° Ouest, la diminution de l'OLR (bleu) se situe en phase avec le flux de nord. Entre 10° Ouest et la côte (autours de 17.5° Ouest), l'anomalie migre dans le talweg (à J_0+1). Jusqu'à 30° Ouest, l'anomalie positif d'activité convective reste située dans le talweg. A l'inverse l'anomalie négative d'activité convective d'abord situé dans le flux de sud à l'Est de 10° Ouest, se trouve centré sur le ridge sur l'océan. Ces résultats, obtenus avec les données OLR sont bien corrélées avec la même étude portant cette fois sur l'anomalie de précipitations (figure 8.13(b)).

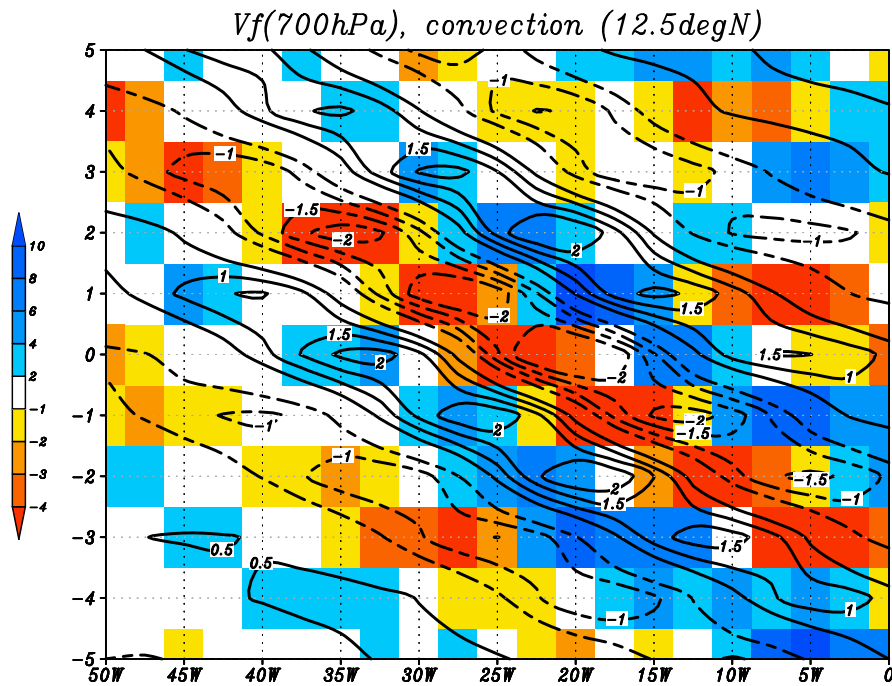


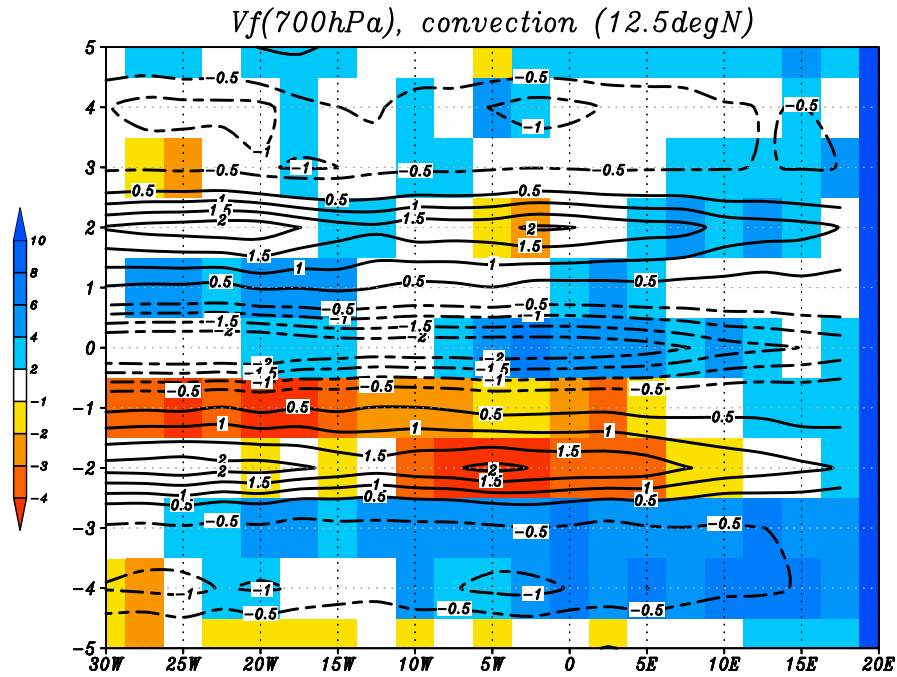
FIG. 8.12: Graphiques Hovmoëller, Temps-Longitude, de l'étude composite $J - 5 - J + 5$ des ondes d'Est. $J + 0$ correspond au flux de nord le plus fort au cours du passage de l'onde, sur la longitude de 15° Ouest. Les contours représentent le vent filtré 3-5 jours à 700 hPa et les zones colorées à l'anomalie, par rapport aux valeurs moyennes des épisodes avec onde, de l'activité convective (inverse de l'OLR).

En comparant les anomalies qui se produisent pendant la présence d'une onde, il apparaît que les mêmes secteurs possèdent un impact variable au cours de la présence d'une période d'onde. Ainsi, 4 jours avant le jour J_0 , le premier secteur nord enregistre une plus forte anomalie positive de l'activité convective. D'une part l'intensité de l'anomalie est plus importante sur toute la région Sahélienne (figure 8.13(a)). D'autre part, l'anomalie paraît se maintenir plus longtemps, environ 6 jours, lors de l'étude sur la maille de Niamey (figure 8.10(a)). A l'inverse, le dernier secteur nord qui se situe le jour $J_0 + 4$, n'est plus associé à une anomalie de convection.

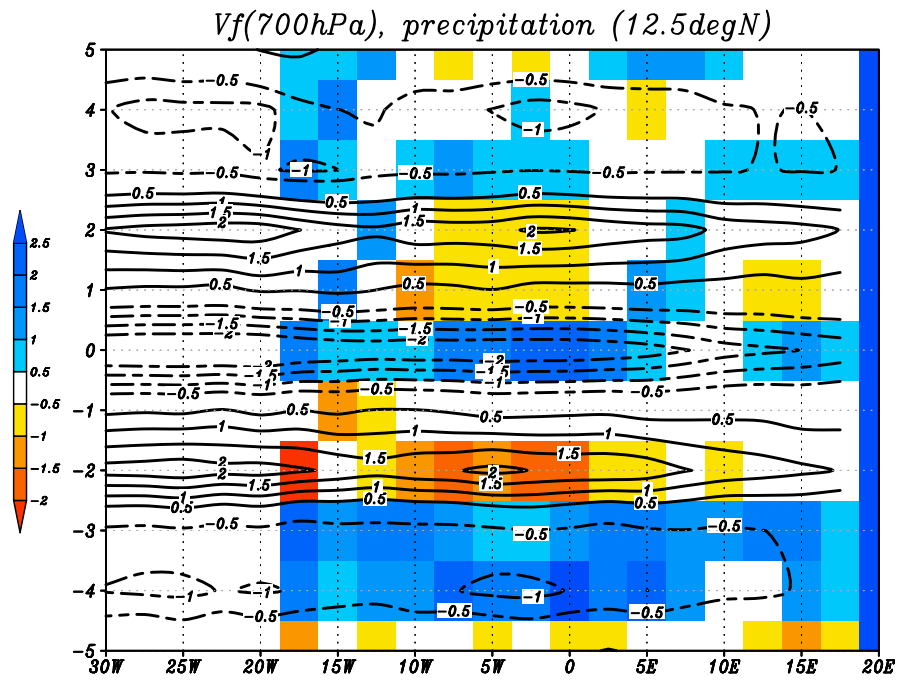
Ces memes observations sont valables pour les précipitations (figures 8.13(b) et 8.10(b)). Le premier secteur du flux de nord possède une anomalie positive de pluie plus forte qu'à J_0 . Ceci peut laisser présager que le premier passage des secteurs propices est très important car il enregistre plus de précipitations qu'un secteur parfois plus intense (par la mesure de DS) mais qui se produit plusieurs jours après la présence d'une onde.

8.4.1.2 Variabilité latitudinale

La sensibilité latitudinale de la convection dans les secteurs de l'onde est abordée à partir de la figure 8.14. Suivant la méthode d'analyse composite, le maximum du flux de secteur nord (contours noirs) se produit le jour J_0 à toutes les latitudes (comprises entre 5° et 17.5° Nord) sur la longitude de Niamey (2.5° Nord). Les zones colorées correspondent aux anomalies d'activité convective (fig 8.14(a)) ou de précipitations (fig 8.14(b)) par rapport aux valeurs moyennes au



(a) Vent filtré à 700 hPa et anomalie de convection



(b) Vent filtré à 700 hPa et anomalie de précipitation

FIG. 8.13: Graphiques Temps-Latitude, de l'étude composite $J - 5 - J + 5$ des ondes d'Est, $J + 0$ étant le flux de nord le plus fort au cours du passage de l'onde pour chaque longitude. Sur les deux figures les contours représentent le vent filtré 3-5 jours à 700 hPa. Les zones colorées traduisent l'anomalie d'activité convective (inverse de l'OLR), (a) ou de précipitations (b), normée par la valeur moyenne sur chaque point de grille.

cours des ondes et normées par la moyenne à chaque latitude entre 10 °Ouest et 10° Est.

Sur la figure 8.14(a), on retrouve l'anomalie positive de convection dans les secteurs du flux de nord et du talweg, entre 7.5°N et 12.5°N le jour J_0 . 4 jours avant, le même secteur enregistre une anomalie convective plus forte et plus étendue aux latitudes supérieures à 15°N, alors que le dernier secteur nord (à $J_0 + 4$) n'est pas associé à une anomalie de convection claire.

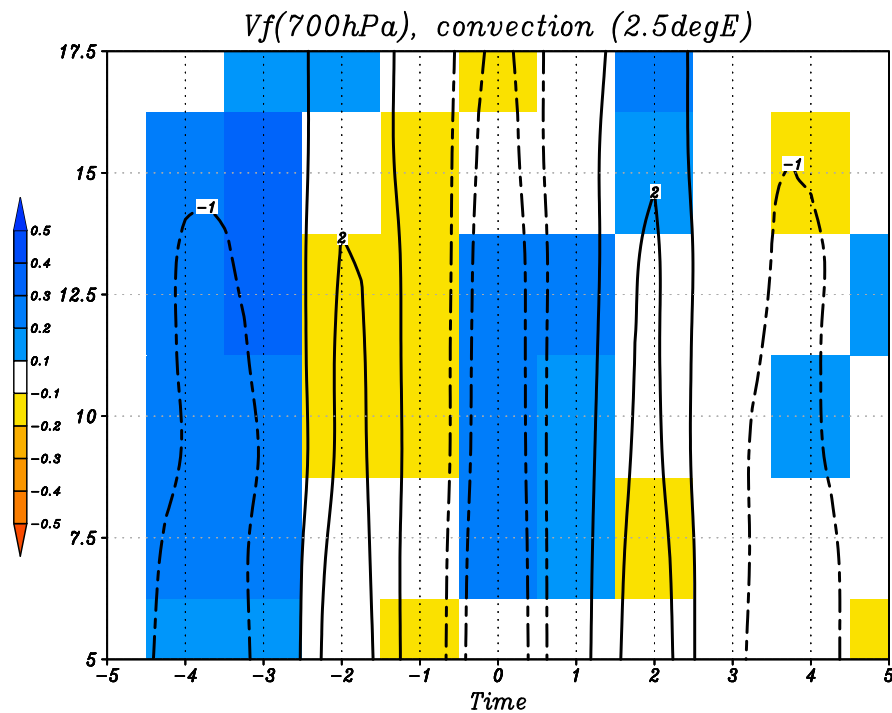
Pour les secteurs sud et ridges (jour $J_0 - 2$ et $J_0 - 1$), l'anomalie reste négative. A partir de 15° Nord et au dessus, il apparaît une anomalies positive qui tend à se renforcer au cours de la période ondulatoire. Ainsi une forte anomalie positive de l'activité convective apparaît dans le secteur sud à 15 et 17.5° Nord, autour de $J_0 + 2$. Ce type de permutation a été aussi observé par Duvel (1990), Gu *et al.* (2004), Taylor *et al.* (2005) ou Fink and Reiner (2003), mais la latitude où celle-ci se produit reste mal fixée.

Cette sensibilité latitudinale de l'impact des secteurs de l'onde sur l'OLR peut être accompagnée par une même sensibilité sur l'anomalie des précipitations. On retrouve sur la figure 8.14(b) le renforcement des précipitations dans les secteurs propices (nord et talweg) en dessous de 15° Nord, toujours plus intense au cours du premier passage de ces secteurs ($J_0 - 4$ et $J_0 - 3$). Une permutation de l'anomalie de précipitation se produit au nord de 15° Nord avec un renforcement des pluies les jours $J_0 + 1$ et $J_0 + 2$, soit dans un flux de sud.

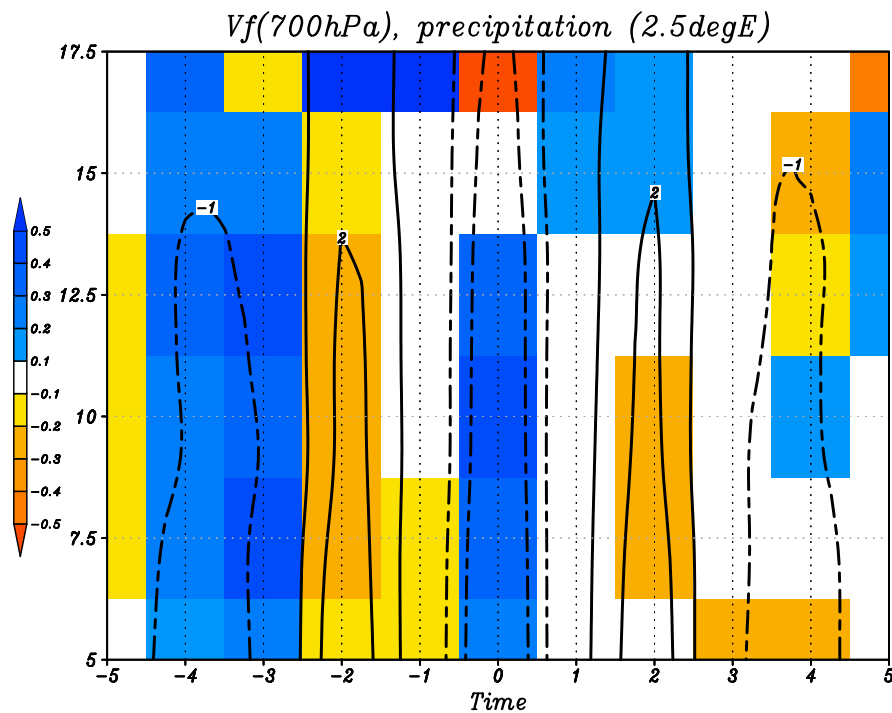
Il semblerait qu'au sud de 15° Nord, l'instabilité générée par l'anomalie de vorticité potentielle associée au flux de nord et au talweg (Hoskins 1997, Thorncroft and Hoskins 1994a) suffirait à l'apparition de MCS car l'environnement est suffisamment humide. En revanche, plus au nord, l'Harmattan et l'absence de source d'humidité rend l'atmosphère très sèche. Dans ces latitudes, le secteur du flux de sud permet alors un apport d'humidité dans un environnement trop sec pour enregistrer de la convection dans les autres secteurs.

Le déphasage de l'interaction Onde - Convection suivant la longitude vu sur la figure 8.13 se répercute sur la variabilité latitudinale. Ainsi, la même coupe que sur la figure 8.14 sur la longitude 20 °Ouest est donnée figure 8.15. On peut vérifier que l'anomalie positive d'activité convective se situe dans le talweg (et plus dans le flux de nord comme on l'a vu précédement). De plus, la permutation présente lors de la montée plus au nord apparaît moins nette ici.

A 17.5 °Nord, les interactions Ondes - Convection sont différentes. Comme l'a montré Kiladis *et al.* (2005), le secteur sud devient le secteur propice à l'activité convective. La figure 8.16 présente l'étude composite identique à celle de vu sur la figure 8.10(a) mais à 17.5 °Nord. Nous observons d'une part qu'à J_0 , le secteur sud est lié à une anomalie positive de l'activité convective. D'autre part, contrairement à 12.5 °Nord, il n'apparaît pas de déphasage entre l'anomalie d'OLR et de vent filtré suivant la longitude. La dernière singularité de cette étude à 17.5 °Nord est l'observation de l'amplification des anomalies d'OLR au cours de la présence de l'onde. En comparant les trois secteurs sud, il apparaît que l'activitté convective devient plus forte entre le premier secteur sud (que faiblement actif) et le dernier. Alors qu'à 12.5 °Nord, le premier secteur nord possède un environnement *humide* par rapport au dernier secteur nord, ici l'humidification



(a) Vent filtré à 700 hPa et anomalie de convection



(b) Vent filtré à 700 hPa et anomalie de précipitation

FIG. 8.14: Graphiques Hovmoëller, Temps-Latitude, de l'étude composite $J - 5 - J + 5$ des ondes d'Est. $J + 0$ correspond au plus fort flux de nord au cours du passage de l'onde, sur la longitude de Niamey (2.5°E). Sur les deux figures les contours représentent le vent filtré 3-5 jours à 700 hPa. Les zones colorées traduisent l'anomalie d'activité convective (inverse de l'OLR), (a) ou de précipitations (b), normée par la valeur moyenne sur chaque point de grille.

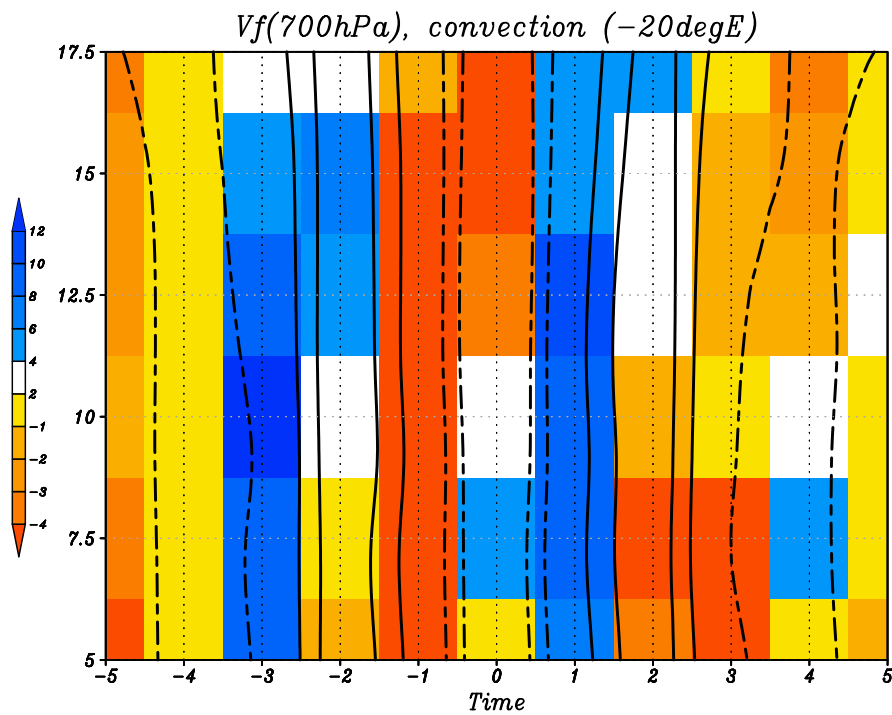


FIG. 8.15: Idem que figure 8.14 mais sur la longitude 20 °Ouest (voir schéma 8.11(a)).

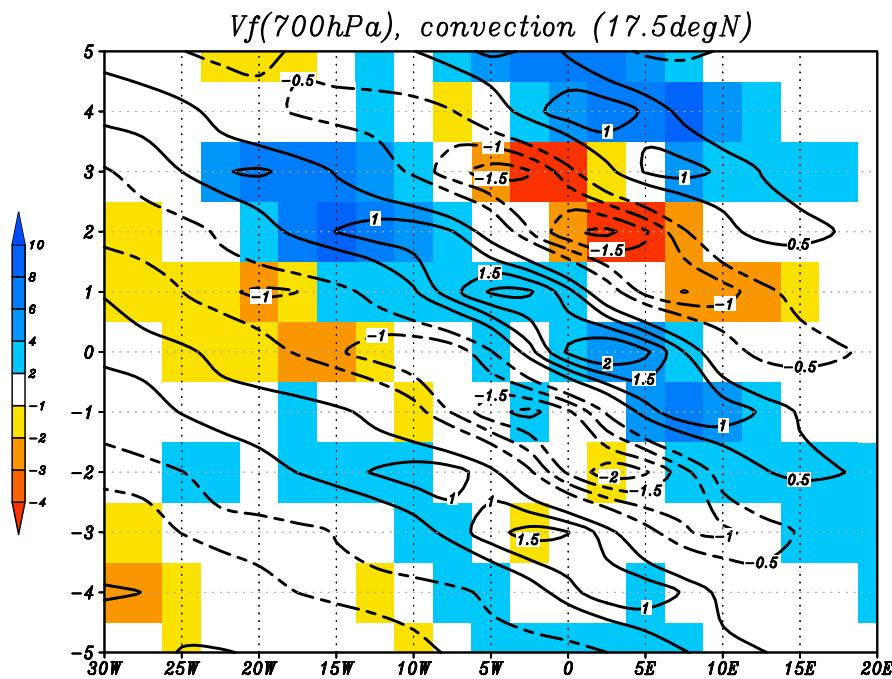


FIG. 8.16: Graphiques Hovmoëller, Temps-Longitude, de l'étude composite $J - 5 - J + 5$ des ondes d'Est. $J + 0$ correspond au flux de nord le plus fort au cours du passage de l'onde, sur la longitude 2.5 °Est, à 17.5 °Nord. Les contours représentent le vent filtré 3-5 jours à 700 hPa et les zones colorées à l'anomalie, par rapport aux valeurs moyennes des épisodes avec onde, de l'activité convective (inverse de l'OLR).

semble augmenter avec la durée de présence de l'onde. Le dernier secteur sud devient alors plus actif que lors du premier passage à J₀-4.

8.4.2 Impact de l'interaction onde - convection sur la pluie

A partir de la méthode de distinction des secteurs de l'onde, une seconde condition aux données journalières est ajoutée à partir des valeurs d'OLR : lorsque le rayonnement journalier est inférieur à $225 W.m^{-2}$, l'activité convective sera considérée comme forte (i.e. présence de nuages convectifs très développés). La nouvelle distribution des jours est donnée dans les tableaux 8.7 et 8.8.

Onde $OLR < 225W.m^{-2}$	Jours avec AEW				Jours sans AEW	Total
	Flux de nord	Talweg	Flux de sud	Ridge		
P1 ($p < 4$ mm)	34 %	27 %	35 %	39 %	44 %	39 %
P2 ($4 \text{ mm} < p < 8$ mm)	15 %	31 %	37 %	23 %	26 %	26 %
P3 ($8 \text{ mm} < p$)	51 %	42 %	28 %	39 %	30 %	35 %
Nombre de jours	86	70	57	44	342	599

TAB. 8.7: Distribution des jours suivant la présence d'onde (seuil de DS supérieur à $38 m^2.s^{-2}$) et le type de précipitation associé lors d'une activité convective forte (OLR inférieur à $225 W.m^{-2}$).

Pour le total de cette étude, 35. % des jours dont l'OLR est faible (i.e. avec une forte convection), enregistrent de fortes précipitations, 26. % des précipitations modérées et plus de 39. % un faible cumul. Ainsi plus 1/3 des jours ne présentent pas de lien entre l'activité convective, les ondes et les précipitations. En isolant les jours sans onde, les faibles pluies prennent plus d'importance en contribuant à près de 45 % du total de jours. Les secteurs inhibiteurs se trouvent dans les même ordres de grandeurs, avec une petite augmentation des P3 (+4. %) pour les ridges et des P2 (+9. %) pour le flux de sud. En revanche, les secteurs propices voient une nette diminution des P1, et surtout une forte croissance de la contribution des P3 avec respectivement 51.et 42. % pour le flux de nord et le talweg. Ces derniers secteurs améliorent donc le lien entre la convection et la pluie. Cependant, 1/4 des jours restent sans fortes précipitations alors que la convection est marquée et que l'environnement grande échelle paraît favorable aux précipitations. L'impact des secteurs d'ondes sur l'activité convective apparaît à travers le nombre de jours plus important avec une activité forte dans le secteur nord, 86 jours, et le plus faible dans le ridge, 44 jours.

Le même découpage a été fait pour les jours présentant une convection faible (tab. 8.8).

Bien que situé sur la bordure sud de la bande Sahélienne, le nombre de jours de faible convection à Niamey (OLR supérieur à $225 W.m^{-2}$) correspond à plus de deux fois le nombre de jours à forte convection (1246 contre 599 jours). Le nombre d'évènement augmente donc dans tous les secteurs, et plus particulièrement dans les secteurs inhibiteurs et les jours sans onde (respectivement 139, 126 et 769 jours). Au total, le nombre de P3 diminue à 11 % alors que les jours avec P1

Onde $OLR > 225 W.m^{-2}$	Jours avec AEW				Jours sans AEW	Total
	<i>Flux de nord</i>	<i>Talweg</i>	<i>Flux de sud</i>	<i>Ridge</i>		
P1 ($p < 4$ mm)	66 %	60 %	78 %	71 %	76 %	73 %
P2 ($4 \text{ mm} < p < 8$ mm)	19 %	19 %	16 %	19 %	14 %	16 %
P3 ($8 \text{ mm} < p$)	15 %	21 %	6 %	10 %	10 %	11 %
Nombre de jours	110	102	139	126	769	1246

TAB. 8.8: Distribution des jours suivant la présence d'onde (seuil de DS supérieur à $38 m^2.s^{-2}$), le type de précipitation associé à une activité convective faible (OLR supérieur à $225 W.m^{-2}$).

atteignent 73 %. On peut distinguer les secteurs d'onde en deux groupes, le premier, intégrant les secteurs inhibiteurs et les jours sans ondes, qui montre une amplification des P1 par rapport au total (en moyenne 76 %) et un deuxième groupe, correspondant aux secteurs propices, voit une diminution des P1 (-10 %) et une augmentation dans les P2 et P3. Cependant, dans les secteurs propices, la proportion des P3 chute dans les deux secteurs (respectivement de 50 et 75 %) par rapport aux jours avec une forte activité convective.

Dans les secteurs nord et talweg de l'onde, le nombre de jours avec un faible rayonnement d'OLR augmente par rapport aux secteurs sud et ridges ou à la moyenne. Cependant l'association d'un secteur d'onde propice et d'une convection marquée n'apparaît pas comme une condition suffisante pour obtenir de fortes pluies, et en moyenne dans ces cas, 30. % des jours ont des pluies inférieures à $4 mm.jours^{-1}$. De même, en présence de secteurs inhibiteurs et avec une convection peu marquée, des fortes précipitations sont observées. Ces résultats montrent l'intérêt de prolonger l'étude de ces différents cas dans le but de retrouver des facteurs de grande échelle pouvant jouer un rôle dans l'efficacité pluviométrique des systèmes convectifs associés aux ondes d'est et notamment dans les secteurs propices.

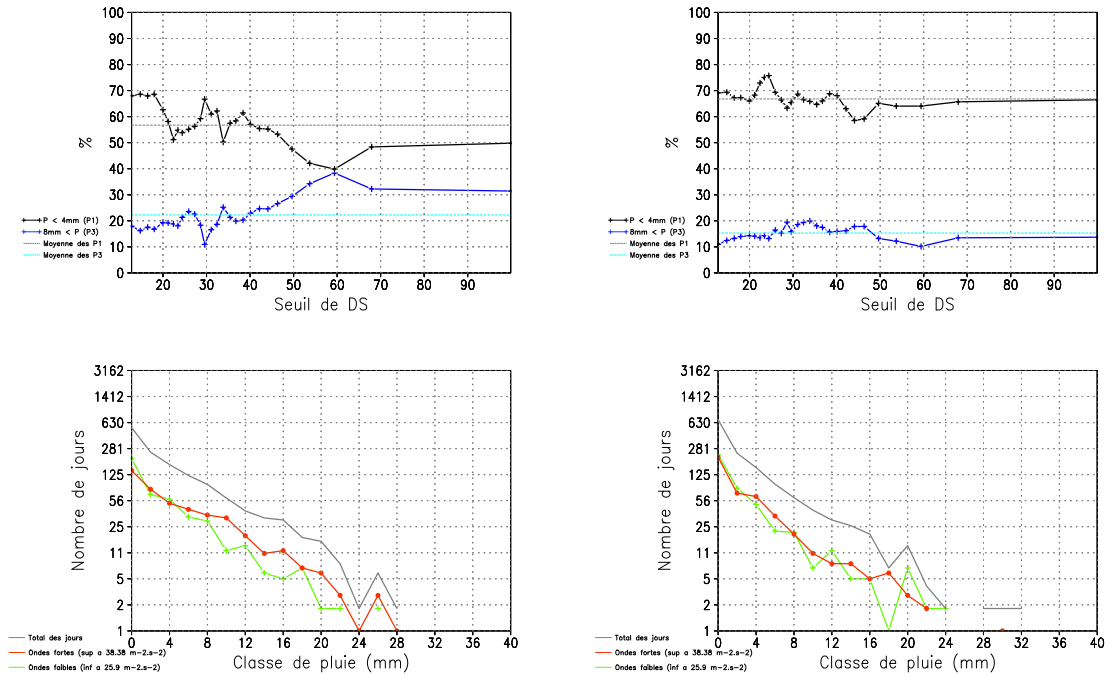
8.5 Conclusion

Suivant des critères d'activité ondulatoire, nous avons identifié les jours associés aux AEWs. En y intégrant des seuils sur la pluie journalière et sur le rayonnement OLR, nous avons pu voir l'impact de l'activité des ondes sur la pluie et la convection. Le lien entre les ondes, la convection et la pluie n'est pas direct. L'augmentation des seuils de densité spectrale ne font que très faiblement varier la convection. A partir du vent méridien filtré à 700 hPa, il a été possible de distinguer les différents secteurs de l'onde. Nous avons observé les impacts de ceux ci sur la convection en faisant varier les seuils de densité spectrale.

A la latitude de Niamey, les secteurs nord et talwegs sont propices à la convection, les ondes fortes ont une contribution dans les secteurs nord et talweg qui augmente. De plus le nombre de jours de forte précipitation tend à augmenter avec la croissance de l'activité ondulatoire. En revanche, bien que les secteurs plus inhibiteurs (sud et ridge) observe la présence d'OLR faible

mais le nombre de pluies journalières fortes est inférieur aux autres secteurs. Pour résumer cette interaction, les graphiques 8.17(a) et 8.17(b) valident la sensibilité des précipitations aux seuils de densité spectrale de l'onde. Alors que dans le cas des secteurs inhibiteurs (fig. 8.17(b) haut), la contribution des P3 semble être stable avec l'intensification de l'activité des ondes (calculé à travers l'augmentation de DS), les secteurs propices montrent une augmentation significative des P3 à partir du seuil de $40 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (fig. 8.17(a) haut). La distribution dans les classes d'onde (faible, modérée ou forte) en fonction du cumul journalier de pluie (fig. 8.17(a) bas et 8.17(b) bas) permet de constater que les ondes les plus fortes sont majoritaires pour les pluies supérieures à $8 \text{ mm} \cdot \text{jour}^{-1}$ dans les secteurs propices alors qu'aucune tendance ne se dégage dans les secteurs inhibiteurs.

En terme de variabilité interannuelle, les secteurs propices ont des pluies fortes qui diminuent



(a) Secteurs propices (nord et talweg)

(b) Secteurs inhibiteurs (sud et ridge)

FIG. 8.17: Pourcentage du nombre de jours associé à des faibles (**courbe noire**) ou fortes précipitations (**courbe bleue**) en fonction du seuil de DS (**haut**), nombre de jours associé à des faibles ondes (**courbe verte**), fortes ondes (**courbe rouge**) et nombre de jours total (**courbe grise**) en fonction des classes de pluies (**bas**)

lors des années sèches, cependant ces différences restent faibles. En revanche, dans les secteurs inhibiteurs, il existe une très grande dépendance du nombre de journées avec pluie forte en fonction du cumul annuel, les diminutions des contributions entre les années humides et sèches deviennent significatives.

D'après Le Barbé and Lebel (1997), le nombre de systèmes convectifs pluviogènes dans une année sera déterminant sur le cumul de pluie car l'efficacité pluviométrique événementielle reste

constante. A partir de données satellites d'OLR, il a été possible d'enregistrer des rayonnements très faibles, caractérisant une activité convective importante mais sans précipitation au sol. Les Ondes d'Est jouent un rôle important dans le processus de formation et de maintenance de ces systèmes. L'impact des ondes sur le rayonnement à grande longueur d'onde a pu donc être étudié en distinguant les secteurs propices et inhibiteurs de l'onde. Il s'avère qu'au cours des secteurs propices, le nombre de jours à faible rayonnement peut doubler entre le secteur du ridge et du flux de nord. De plus, l'association onde et convection a été abordée, celle-ci n'est pas apparue comme une condition suffisante pour générer de fortes précipitations. En moyenne, un peu moins de 50 % des jours dans les secteurs propices font apparaître un lien onde - convection - forte pluie, mais seulement 1/3 des jours pour les secteurs inhibiteurs. Sans convection, il a été possible d'obtenir de fortes précipitations, surtout dans le secteur du talweg. Il s'agirait alors soit de nuages bas très étendus soit de systèmes très développés mais trop isolés pour diminuer le rayonnement sur toute la maille.

Enfin, une étude composite des ondes a été effectuée. Elle a permis de montrer la sensibilité aux longitudes et aux latitudes des interactions qu'il existait entre les ondes et la pluie ou l'activité convective.

Influence locale et à grande échelle du régime d'onde

9.1 Introduction

A partir du chapitre précédent qui a permis de montrer les couplages qui existaient entre onde - convection et onde - précipitations nous allons ici analyser les effets des secteurs de l'onde au niveau de la maille de Niamey et sur l'environnement grande échelle lorsqu'elles sont associées à de fortes précipitations ou à une activité convective importante. Nous avons vu l'importance de distinguer les différents secteurs de l'onde en 2 groupes, un premier propice à la convection (nord et talweg) et un deuxième inhibiteur (sud et ridge). Cependant la présence d'un secteur de l'onde propice à la convection n'est pas une condition suffisante à l'enregistrement de fortes précipitations. L'objectif de ce chapitre est dans un premier temps de montrer comment les ondes interagissent avec leur environnement. Dans un second temps, une analyse sera faite des principales instabilités de grande échelle qui conditionnent les ondes pluvio-gènes. Cette partie permettra donc de définir un environnement favorable à la convection, et d'observer si dans ce cas il peut y avoir une efficacité pluviométrique variable.

9.2 Dynamique des ondes

9.2.1 A 700 hPa

D'un point de vue strictement dynamique, nous pouvons observer les évolutions du rotationnel et de la divergence horizontale à 700 hPa suivant les secteurs de l'onde et comment celles-ci évoluent quand l'activité de l'onde augmente.

Le rotationnel est calculé avec :

$$rot(\vec{V}) = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (9.1)$$

alors que la divergence horizontale du vent est donnée par :

$$\text{div}(\vec{V}) = -\text{conv}(\vec{V}) = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (9.2)$$

L'étude composite est réalisée en prenant l'ensemble des jours de la période 1968-1990. Ces journées sont classées par ordre croissant d'activité de DS, puis sont regroupées dans des classes égales en nombre. La distinction des secteurs sera effectuée en utilisant le vent méridien filtré à 700 hPa. A partir des ces évènements nous pouvons calculer la divergence et le rotationnel du vent à 700 hPa entre -20°Est et 20°Est présentés sur les figures 9.1(b) et 9.1(a).

Lorsque les ondes ont une très faible activité (inférieure à $30 \text{ m}^{-2}.\text{s}^{-2}$), le vent filtré n'est pas suffisamment fort pour qu'il soit possible de distinguer des différences dans le champ de rotationnel ou de la divergence du vent à 700 hPa. Au delà de $30 \text{ m}^{-2}.\text{s}^{-2}$, il apparaît une zone de divergence centrée sur le flux de nord qui augmente au cours de l'intensification de l'activité des ondes. Conjointement, un rotationnel positif se positionne sur le talweg et s'accroît aussi avec DS. Au cours des ondes les plus fortes, le rotationnel positif recouvre l'ensemble de la zone entre le secteur nord et le secteur sud. Dans le secteur du ridge précédent, positionné autour de 10°Ouest , ainsi que pour le talweg suivant, centré autour de 10°Est , l'effet inverse se produit avec la présence d'un rotationnel négatif qui se renforce lors de l'augmentation de l'activité de l'onde. Enfin, le secteur sud correspond à une forte convergence de vent à 700 hPa, surtout à partir de $45 \text{ m}^{-2}.\text{s}^{-2}$. Au niveau du seuil défini précédemment sur la maille de Niamey ($38 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$), on peut remarquer que la structure du rotationnel ou de la divergence montre les bonnes caractéristiques associées aux différents secteurs :

- talweg \rightarrow rotationnel positif
- ridge \rightarrow rotationnel négatif

La même étude a été faite sur la vorticité potentielle. Cette grandeur scalaire est calculée à partir de la composante horizontale du vecteur de vorticité absolue déduite des équations de Navier Stokes. La vorticité absolue ($\vec{\zeta}_a$) correspond à la vorticité relative ($\vec{\zeta}$) dans un repère lié au centre de la Terre.

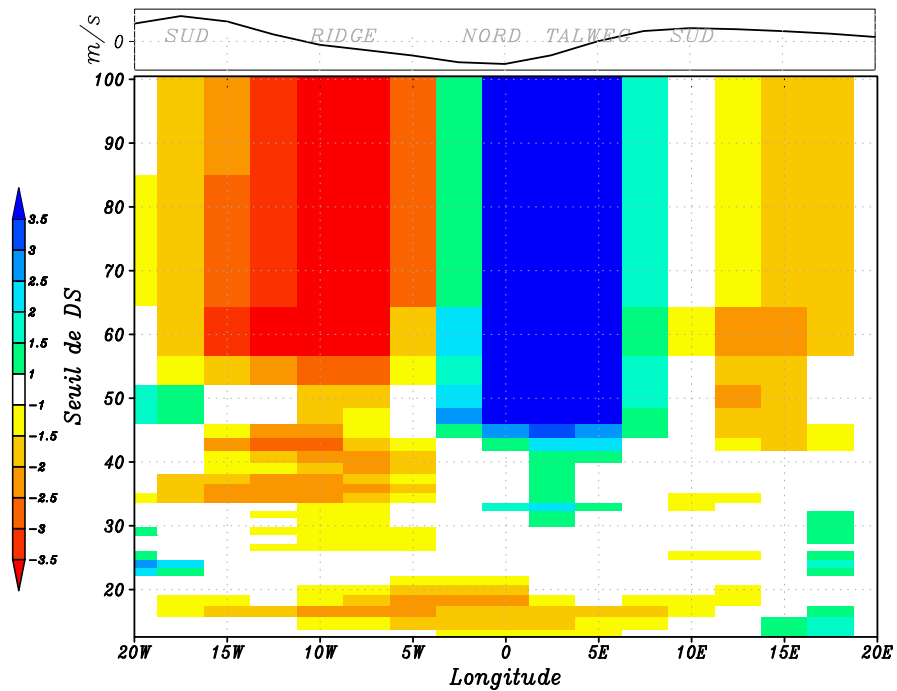
$$\vec{\zeta}_a = 2\vec{\Omega} + \vec{\zeta}$$

En considérant une évolution idéale, c'est à dire isentrope (adiabatique, réversible et sans frottement) la vorticité potentielle correspond au terme :

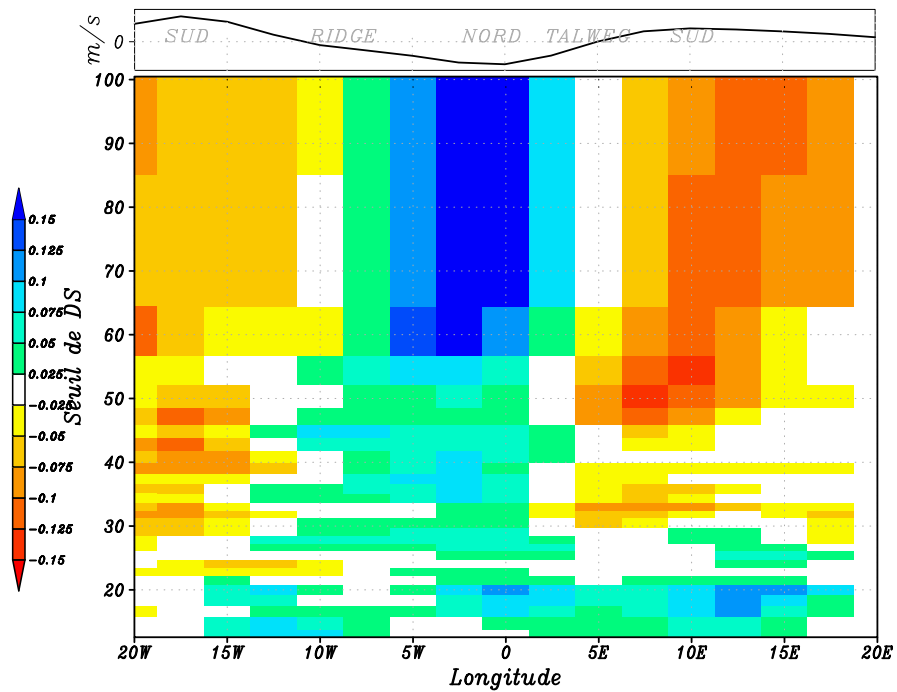
$$P = \frac{\vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla}\theta}{\rho}$$

avec θ la température potentielle.

La carte d'anomalie de PV (donnée en PVU soit $10^{-6} \text{ m}^2.\text{K}.\text{s}^{-1}.\text{Kg}^{-1}$, fig. 9.2) présente des résultats très comparables à ceux du rotationnel de vent. Ainsi, une importante anomalie positive de PV se développe dans le talweg à partir d'indices supérieurs à $45 \text{ m}^{-2}.\text{s}^{-2}$. A l'opposé, le ridge est associé à une anomalie négative du PV et tend à se renforcer lors de l'augmentation



(a) Rotationnel à 700 hPa



(b) Divergence à 700 hPa

FIG. 9.1: Modulation du rotationnel de vent à 700 hPa ($10^{-6} s^{-1}$, **a**), et de la divergence de vent à 700 hPa ($10^{-5} s^{-1}$, **b**), par les ondes en fonction de leur activité, entre les longitudes -20° Est et 20° Est. La courbe noire au dessus permet de définir les différents secteur à l'aide du vent méridien filtré associé.

de l'activité de l'onde.

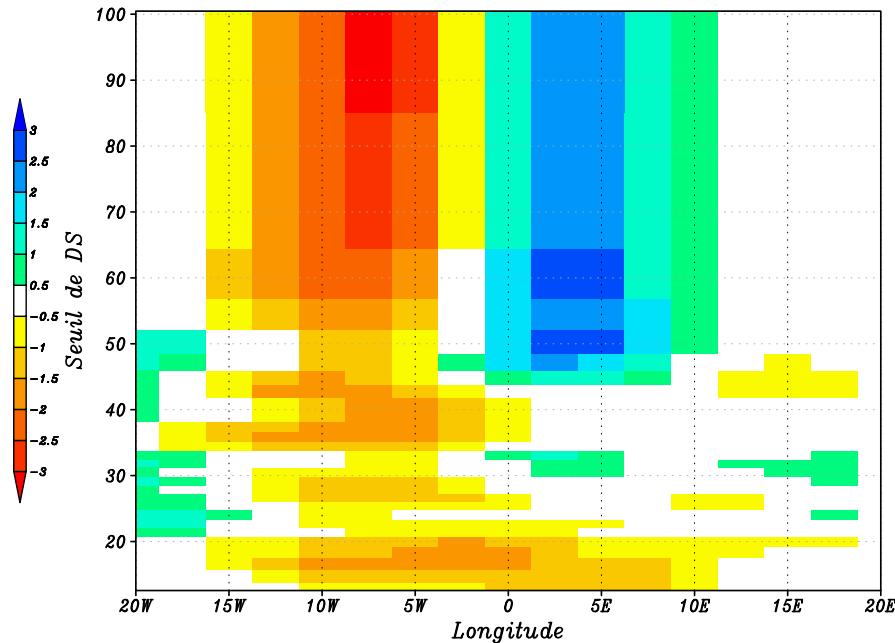


FIG. 9.2: Anomalie de vorticité potentielle à 700 hPa (en PVU) par les ondes en fonction de leur activité, entre les longitudes -20° Est et 20° Est.

Les effets dynamique des ondes ne se limitent pas au niveau de pression où elles sont distinguées mais sont visibles sur toute l'épaisseur de la couche atmosphérique. A titre d'exemple, nous avons tracé sur la figure 9.3 l'évolution temporelle de la divergence du vent sur toute l'épaisseur de la maille de Niamey. Trois niveaux de pressions se dégagent :

- A 700 hPa, au niveau du Jet d'Est Africain, comme nous l'avons vu figure 9.1(b)
- A 200 hPa, au niveau du Jet d'Est Tropical. Cependant, ce niveau montre un impact limité des secteurs de l'onde. Il peut être lié à la circulation divergente des hautes couches que l'on rencontre lors de mouvements convectifs profonds.
- A 925 hPa, au niveau du flux de mousson. La possible connexion montre l'importance de regarder ce niveau plus en détail.

9.2.2 A 925 hPa

Il a été montré que l'aspect barocline des ondes correspond à une inclinaison des ondes vers l'Est dans les basses couches (Thorncroft and Hoskins 1994a, Hall *et al.* 2005). La région subissant un secteur nord à 700 hPa pourra enregistrer un léger décalage des vents dans les basses couches. Pour vérifier cela, une troisième signature de l'onde a été tracée, il s'agit de la divergence et le rotationnel du vent dans les basses couches (fig. 9.4(a) et 9.4(b)). Une seconde raison de cette étude concerne la source principale d'humidité, le flux de mousson, qui se situe aussi dans les basses couches généralement sous 800 hPa. Il est donc capital de connaître les effets des ondes

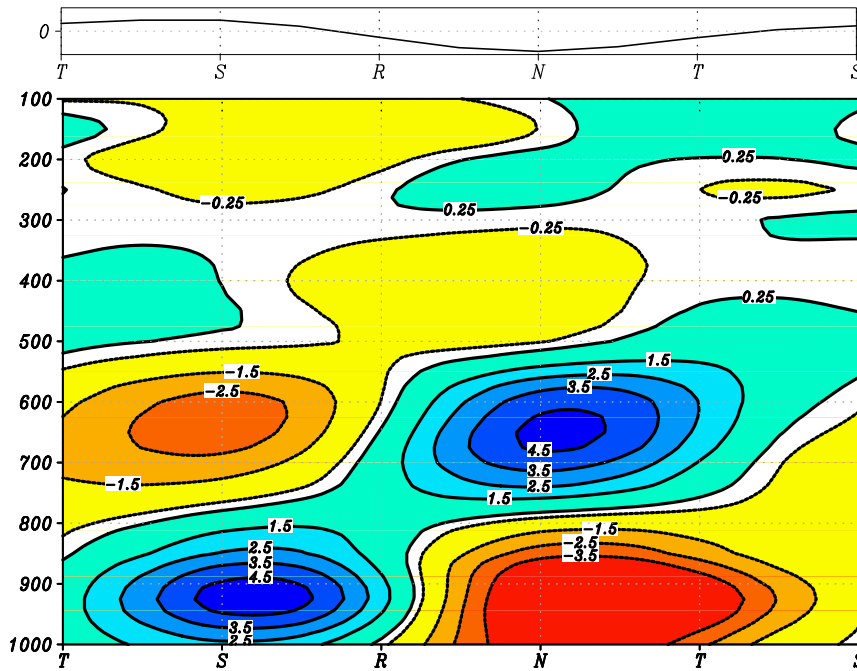


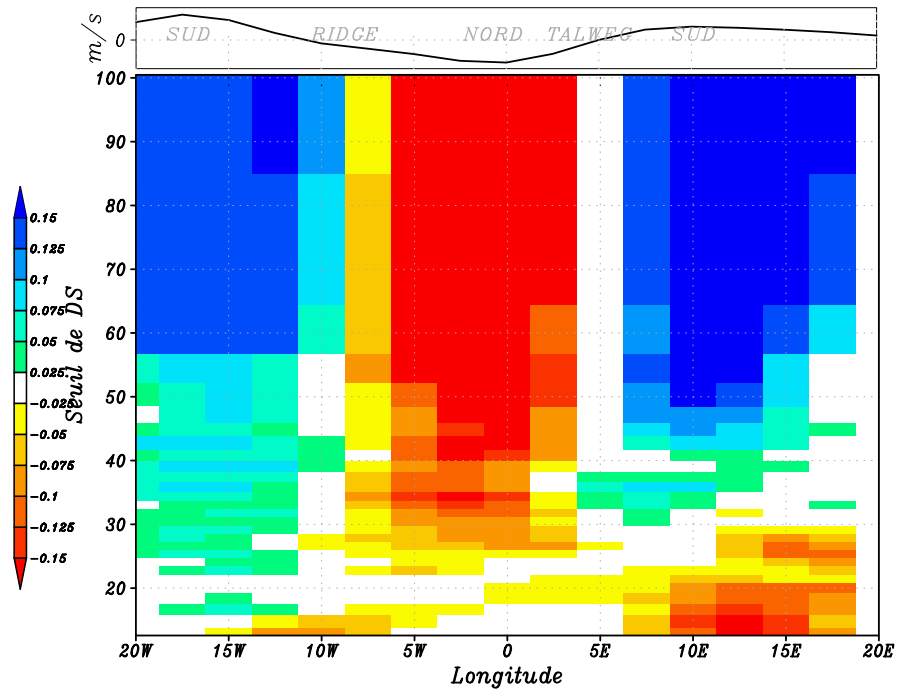
FIG. 9.3: Divergence horizontale du vent sur la maille de Niamey suivant les secteurs et les niveaux de pressions (en $10^{-5}s^{-1}$). Les secteurs sont déduits du vent meridien filtré associé (**haut**).

dans ces couches.

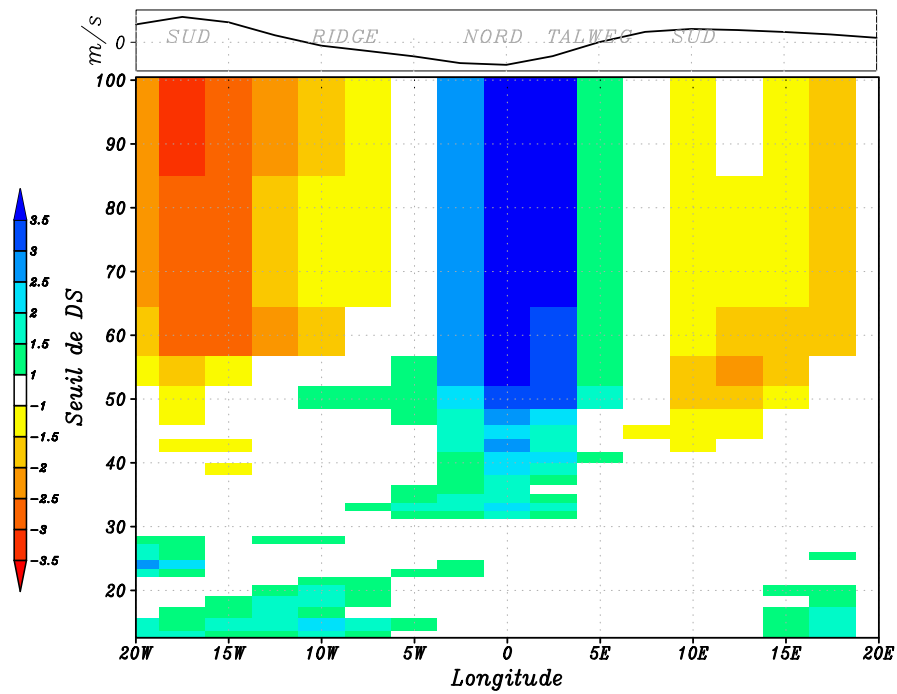
Nous pouvons observer qu'à 925 hPa le flux de nord est associé à une forte convergence de vent qui se renforce avec l'activité de l'onde (fig. 9.4(a)), alors que le flux de sud observe à l'inverse une divergence de vent. Le rotationnel positif de vent qui se situe centré sur le talweg à 700 hPa s'est légèrement décalé vers l'ouest en raison de l'inclinaison de l'onde dans les basses couches. Ces deux graphiques rendent le flux de nord comme propice à la convection, d'une part avec une convergence importante dans les basses couches, au niveau du flux de mousson, d'autre part se situant à l'avant d'une anomalie positive du rotationnel, cette instabilité pourrait alors initier une activité convective forte si l'environnement le permet (humidité, présence d'une CIN et d'une CAPE forte). Le talweg suivant un tel cas, bien que présentant des propriétés propices à la convection (convergence dans les basses couches et rotationnel positif), pourrait rencontrer plus de difficultés pour générer une seconde fois des précipitations dans un laps de temps aussi court.

Ces différentes propriétés de secteurs vont générer des mouvements verticaux. Sur la maille de Niamey, nous avons tracé, figure 9.5, les différentes vitesses verticales moyennes (en $Pa.s^{-1}$) obtenues suivant les secteurs de l'onde et leur activité.

Dans le secteur nord (fig.9.5(a)), nous pouvons constater que lorsque l'activité de l'onde croît, les ascendances augmentent de façon importante sous l'AEJ, en lien avec l'augmentation de la convergence dans les basses couches et de la divergence au niveau du jet. Après une ascendance minimum, obtenue au niveau du jet, associée à l'importante zone de divergence, une seconde zone



(a) Divergence à 925 hPa



(b) Rotationnel à 925 hPa

FIG. 9.4: Idem que fig 9.1 mais à 925 hPa.

d'ascendance forte apparaît au dessus du jet. L'évolution de cette deuxième zone d'ascendance n'est pas significative lors de l'intensification de l'onde, avec des maxima qui se produisent pour des DS entre 30 et 70 $m^{-2}.s^{-2}$.

Dans le secteur du talweg, le profil des vitesses verticales est assez comparable, avec deux zones d'ascendance. Cependant, la région au dessus du jet montre des vitesses plus importantes que dans le secteur nord avec un maximum entre 45 et 65 $m^{-2}.s^{-2}$. Sous l'AEJ, une subsidence est présente jusqu'à 45 $m^{-2}.s^{-2}$, puis laisse place à une zone d'ascendance qui devient importante à partir de 60 $m^{-2}.s^{-2}$.

Dans les secteurs inhibiteurs, la zone de subsidence sous le jet (associé pour ces secteurs à une forte divergence dans les basses couches) se renforce lors de l'augmentation de l'activité de l'onde. Au dessus du jet, le flux de sud présente une zone d'ascendance assez nette qui devient forte après 60 $m^{-2}.s^{-2}$. Associée à l'humidité que le flux de sud charrie depuis le golfe de Guinée, cette zone d'ascendance pourrait correspondre à un type de convection différent de celui rencontré dans le flux de nord où la convection apparaît forte dès les basses couches. Dans le ridge cette zone d'ascendance n'est que faiblement active.

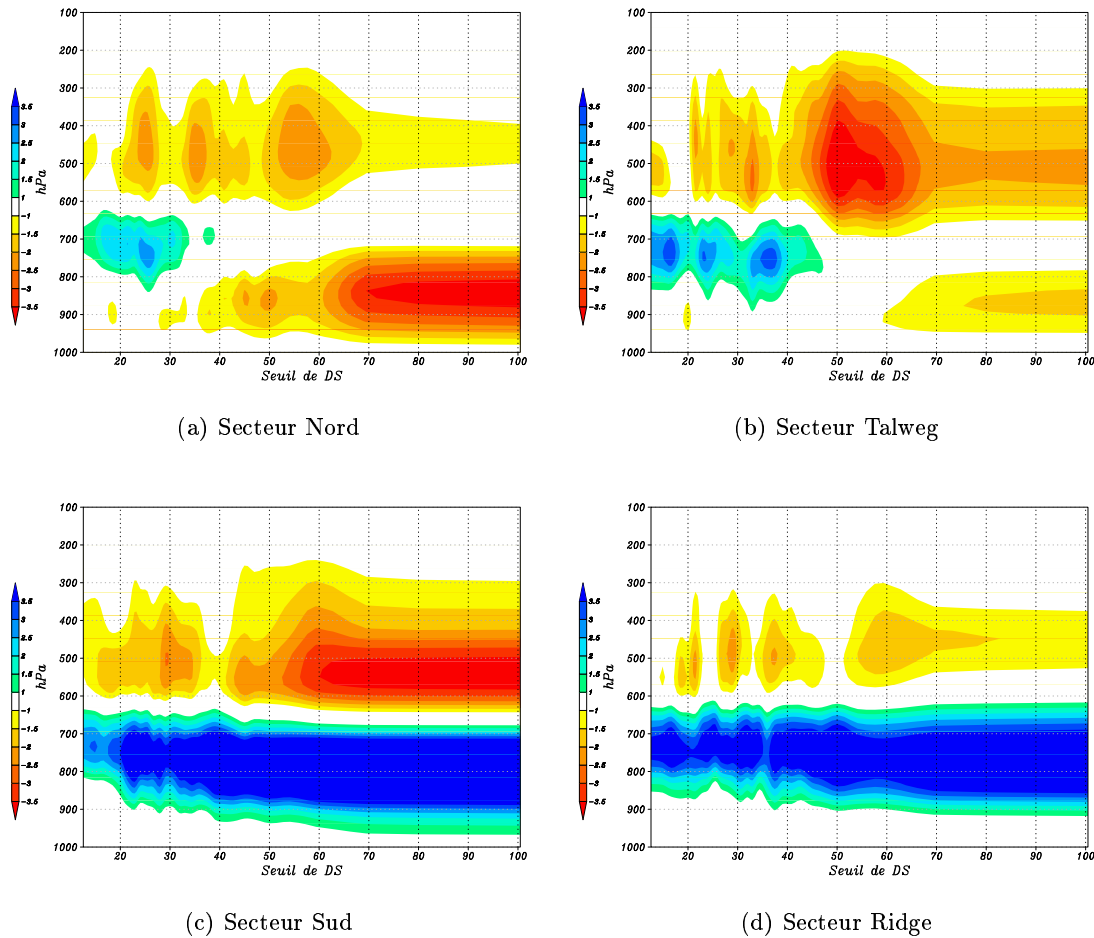


FIG. 9.5: Impact de la croissance de l'activité des ondes sur les vitesses verticales (en $Pa.s^{-1}$) enregistrées sur la maille de Niamey suivant les secteurs, Nord (a), Talweg (b), Sud (c), et Ridge (d).

Ainsi dans les secteurs propices, la convergence dans les basses couches génère une zone d'ascendance lors des plus fortes ondes, et une deuxième cellule au dessus du jet qui se renforce dès les ondes modérées. Dans le secteur sud, les basses couches sont soumises à une importante

zone de subsidence. Avec les échelles spatiales et temporelles utilisées ici, il est difficile de conclure sur le type de convection observée : soit de type stratiforme, soit de type convectif avec une base dans les couches moyennes. Enfin, dans le secteur du ridge, les convections restent toujours faibles.

L'intensification de l'activité de l'onde dans les secteurs inhibiteurs tend à augmenter les subsidences dans les basses couches mais à augmenter les ascendances au-dessus du jet. Il s'agit donc d'une explication aux résultats obtenus dans les figures 8.2 et 8.9 où les évolutions de l'impact des secteurs inhibiteurs sur les précipitations et sur la convection n'étaient généralement pas significatives. Il est possible que ces secteurs, sud et ridges, traduisent un autre effet de la convection par rapport aux secteurs propices.

Ces quatre figures confirment les effets de l'onde proposés par Thorncroft and Hoskins (1994a) qui a montré que les zones de convection se situaient plutôt dans les basses couches dans le flux de nord et dans les hautes couches pour le flux de sud (fig. 9.6). En prenant en compte l'humidité, les systèmes convectifs peuvent apparaître de part et d'autre de l'anomalie positive de PV vers 10°Nord et seulement dans le flux de sud aux latitudes plus polaires.

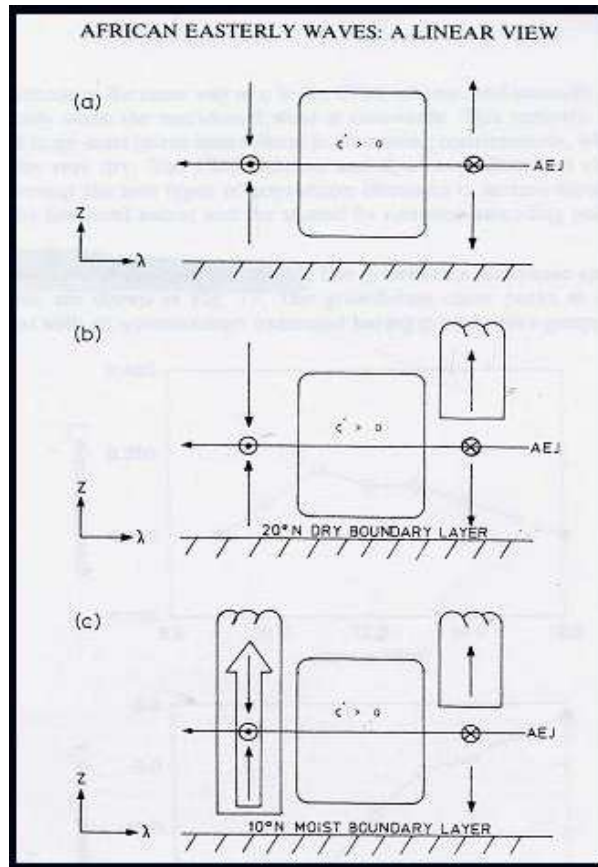


FIG. 9.6: Effets des Ondes d'Est sur la convection suivant l'humidité des masses d'airs, sans humidité (a), basses couches sèches (b), basses couches humides (c), d'après Thorncroft et Blackburn (1994).

9.2.3 Variabilité longitudinale

Nous avons mis en évidence dans la partie précédente, la variabilité longitudinale de l'interaction onde - convection et onde - précipitation avec un déphasage qui se produisait légèrement à l'Ouest de la côte Sénégalaise. Dans cette section, nous allons réaliser la même étude en prenant comme indicateur la la vitesse verticale sur toute l'épaisseur de la couche atmosphérique afin de constater une évolution de la dynamique de grande échelle.

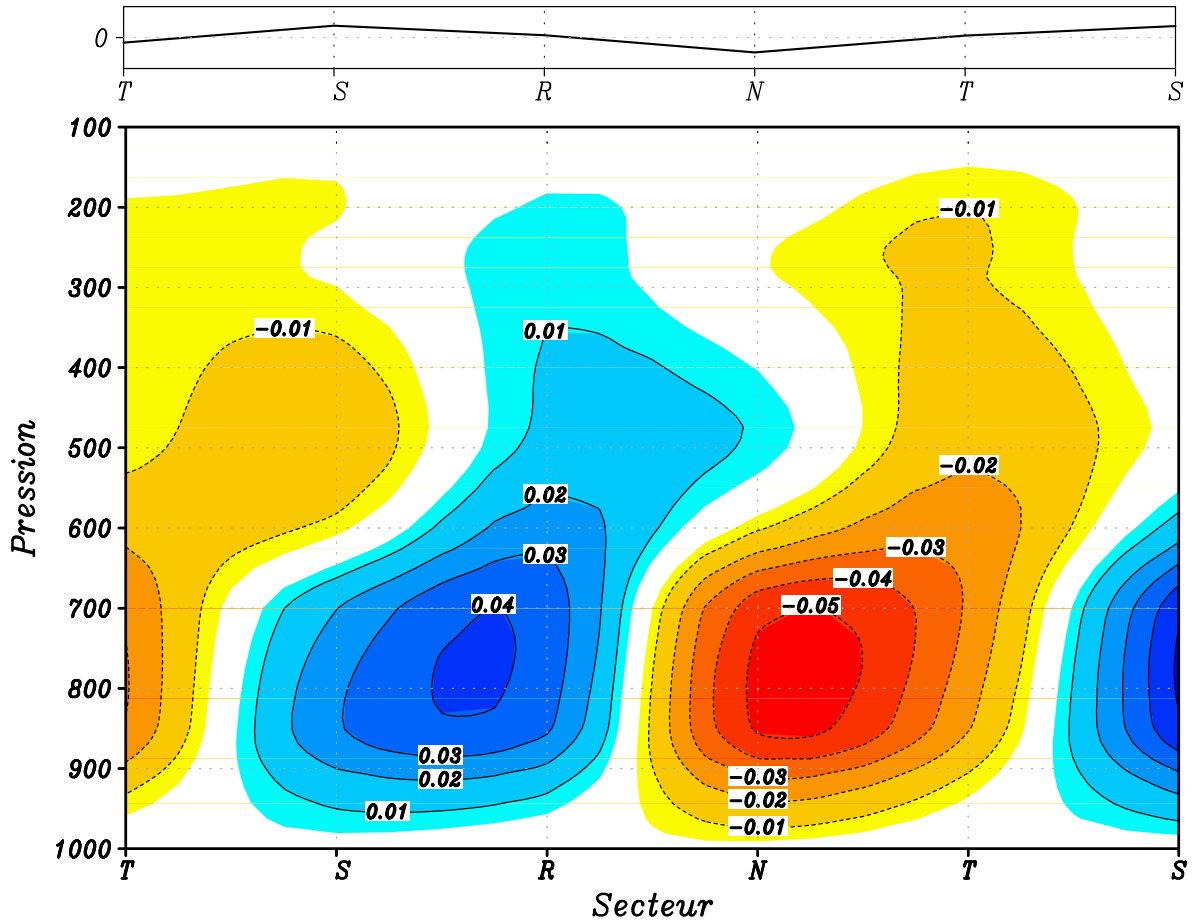


FIG. 9.7: Profil vertical des vitesses verticales suivant les secteurs sur la maille de Niamey (en $Pa.s^{-1}$). Les secteurs sont identifiés par le vent meridien (**haut**)

La figure 9.7 permet de visualiser les anomalies de vitesses verticales suivant les secteurs. Bien que nous travaillons à de grandes échelles, une étude récente (Mapes *et al.* 2006) ont montré qu'il était possible d'observer à grande échelle une activité convective à partir les vitesses verticales ou la divergence malgré le fait qu'un système convectif comprend une partie ascendante ainsi qu'une partie subsidente souvent située à l'arrière et sous le système. Ainsi suivant cette figure, il est possible de constater que la principale différence entre les secteurs correspond à une augmentation surtout sous le jet des ascendance dans le secteur nord. A l'inverse le secteur sud rencontre une importante subsidence limitée entre l'AEJ et le sol. Ces résultats sont corroborés par ceux de Reed *et al.* (1977) plus au sud, Diedhiou *et al.* (1998) à 15° Nord, ou Duvel (1990) avec les réanalyses ECMWF. Cependant, il apparaît sur cette figure une légère inclinaison des

vitesse verticale suivant l'altitude qui n'est pas visible dans les autres études. Suivant des simulations numériques (Fyfe 1999, Thorncroft and Hoskins 1994a, ?) ou par des études composites (Diedhiou *et al.* 1998, Kiladis *et al.* (2005)) ne montrent pas de telles structures assez nettement inclinées.

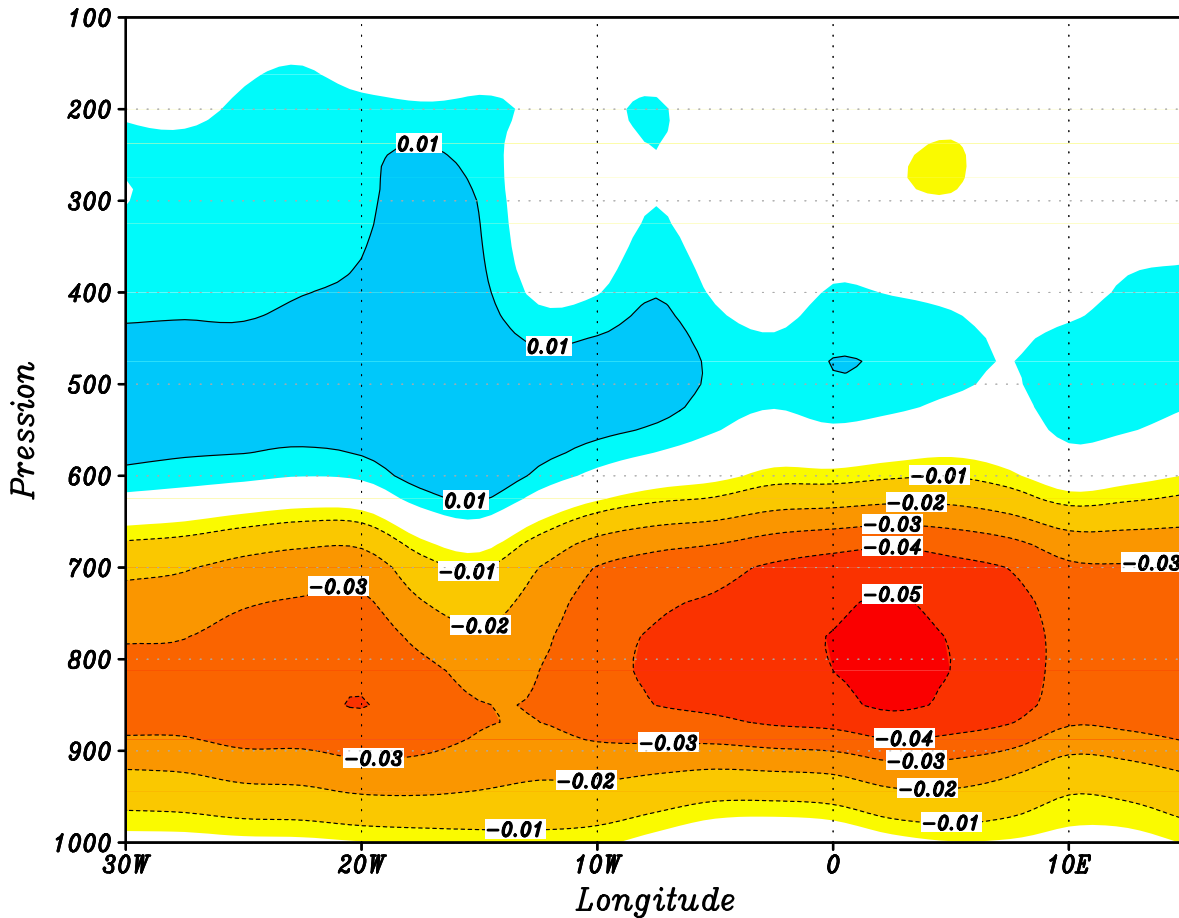


FIG. 9.8: Profil vertical des anomalies de vitesses verticales associées au secteur du flux de nord suivant la longitude, à la latitude de la maille de Niamey (en $Pa.s^{-1}$).

La comparaison des anomalies d'ascendances associées au secteur nord est possible à travers la figure 9.8. Sur cette figure on retrouve la persistance d'ascendance sous le jet comme la montré ?). Cependant sur cette figure, nous observons que les vitesses enregistrées sur la maille de Niamey constituent des valeurs maximums et que lors du décalage vers l'ouest, le flux de nord observe des intensités de vitesses moins fortes. Nous pouvons étudier plus en détail le point à 17.5° Ouest qui s'est révélé important lors du déphasage entre les vent filtré et les précipitations dans le chapitre précédent (figure 9.9. Sur ce point de grille, nous observons deux caractéristiques qui pourraient être lié au déphasage entre l'OLR ou les précipitations et le vent filtré. Tout d'abord dans les basses couches, les anomalies de vitesses ascendantes sont moins intenses dans le flux de nord. D'autre part, l'inclinaison verticale s'est accentuée. Celle - ci permet à la zone de subsidence des hautes couches (au dessus de l'AEJ) d'atteindre le secteur nord qui pourrait limiter alors les effets de ce secteur. En revanche, le talweg montre un renforcement des ascendances dans les hautes couches. Ces dernières, comme nous l'avons montré dans la figure 6.12 sont les plus liées

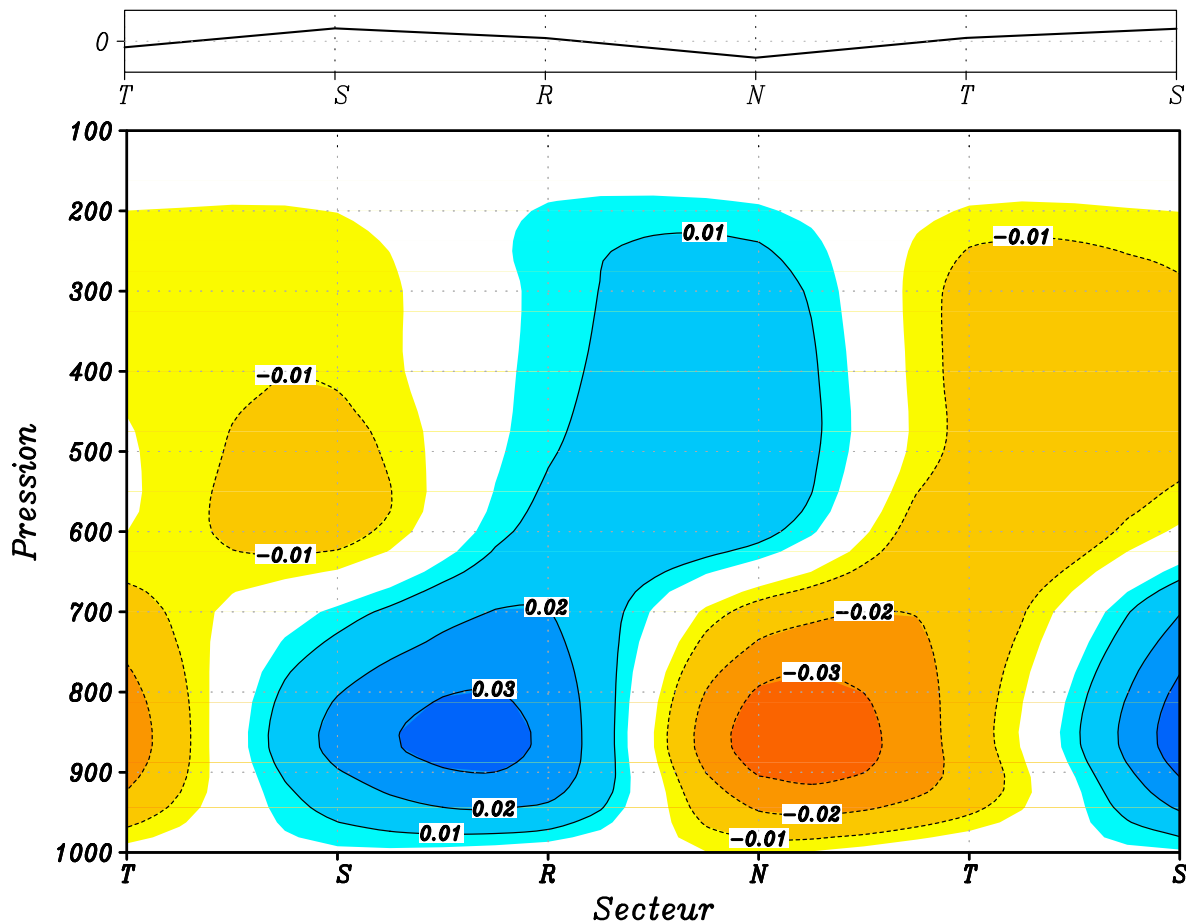


FIG. 9.9: Profil vertical des vitesses verticales totales suivant les secteurs sur le point de grille 17.5° Est, 12.5° Nord (en $Pa \cdot s^{-1}$). Les secteurs sont identifiés par le vent meridien (**haut**)

à l'OLR. Nous pouvons donc vérifier que le déphasage des anomalies d'OLR et de précipitations par rapport au vent filtré sont accompagnées d'une modification de la dynamique grande échelle de l'onde.

9.2.4 Variabilité latitudinale

Après s'être attaché à observer la variabilité longitudinale suivant la latitude de Niamey, nous allons dans cette section observer l'influence de la latitude sur le profil de vitesse verticale. Sur la figure 6.12, les vitesses verticales montrent une ascendance sous l'AEJ (600 hPa) jusqu'à plus de 20° Nord. Les latitudes où ces ascendances sont maximums se situent autour de 10° Nord. Au delà de 15° Nord, les vitesses diminuent graduellement. Cela peut s'expliquer par une diminution de l'influence des ondes, et une détection (à 700 hPa) moins adaptée. On sait qu'autour de 20° Nord la meilleure altitude de détection est au niveau de 850 hPa.

A 17.5° Nord, la figure 6.12 permet de voir qu'au dessus du jet, le flux de nord est cette fois bien associé à des subsidences alors que le flux de sud enregistre des ascendances. On retrouve dans ce cas les résultats de Duvel (1990).

9.3 Instabilité de grande échelle

Nous allons dans cette partie comparer les instabilités de grande échelle lors de la présence d'une onde sur Niamey. Cette dernière est détectée lorsque l'indice journalier de DS dépasse le seuil de $38 \text{ m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$. La distinction suivant les secteurs et les précipitations est ensuite effectuée. Seules les précipitations extrêmes, c'est à dire faibles (inférieures à $4 \text{ mm} \cdot \text{jour}^{-1}$, ou P1) et fortes (supérieures à $8 \text{ mm} \cdot \text{jour}^{-1}$, ou P3) seront prises en compte. La variabilité intra-saisonnière pourra être observée par la distinction faite entre les mois de juillet, août et septembre. Ainsi l'étude de l'instabilité à grande échelle peut être faite en croisant trois indicateurs :

- *la densité spectrale de l'analyse en ondelettes* qui détecte la présence d'ondes 3-5 jours à 700 hPa, dont certains secteurs, d'après les précédents résultats, favorisent la convection ;
- *le gradient méridien positif du tourbillon potentiel*, lié à l'ITCZ (anomalie positive de PV) et la convection sèche (anomalie négative), qui détermine aussi un critère d'instabilité important (Charney and Stern 1962).
- *l'épaisseur du flux de mousson*, détectée par le vent zonal positif dans les basses couches, permet un apport d'humidité depuis la côte Guinéenne ;

L'étude climatologique régionale a montré l'importance du gradient méridien par rapport au gradient zonal. Grâce à cette symétrie, nous pourrions utiliser des données moyennées entre 10° Ouest et 10° Est pour mettre en évidence les phénomènes de grande échelle. Afin de synthétiser ces études, nous détaillerons les cas des secteurs nord et ridge qui présentent des résultats particuliers.

Dans le secteur du flux de nord (fig. 9.10(a)), la densité spectrale est maximum autour de 12.5° Nord et tend à s'accroître lors de fortes précipitations entre 5° Nord et 15° Nord en août et septembre. Nous notons qu'au mois de juillet, l'activité des ondes diminue lors de fortes précipitations au nord de Niamey et à augmenter au sud. A partir du gradient méridien de PV, nous pouvons déterminer la latitude de l'ITCZ ainsi que celle de la Heat Low. La zone de convergence inter-tropicale correspond à la source principale de PV dans la région Sahélienne (Schubert *et al.* 1991). Le gradient méridien reste donc positif sur la partie sud de l'ITCZ, s'annule à son niveau puis devient négatif sur sa partie nord. La zone de convection sèche entraîne, au contraire, une anomalie négative de PV (Thorncroft and Blackburn 1999). Sa position correspond donc au deuxième changement de signe du gradient.

Dans ce secteur, la Heat Low est détectée autour de 20° Nord en juillet et août et redescend à $17^\circ 5$ en septembre. L'ITCZ débute entre 8° et 9° Nord au mois de juillet et atteint 11° Nord au mois d'août. L'intensité du minimum de gradient situé entre les deux zones d'ascendance et les zones de convection reste proche pour les deux types de précipitations, avec une légère intensification du gradient lors des P3 et un décalage sensible vers le nord. L'épaisseur du flux de

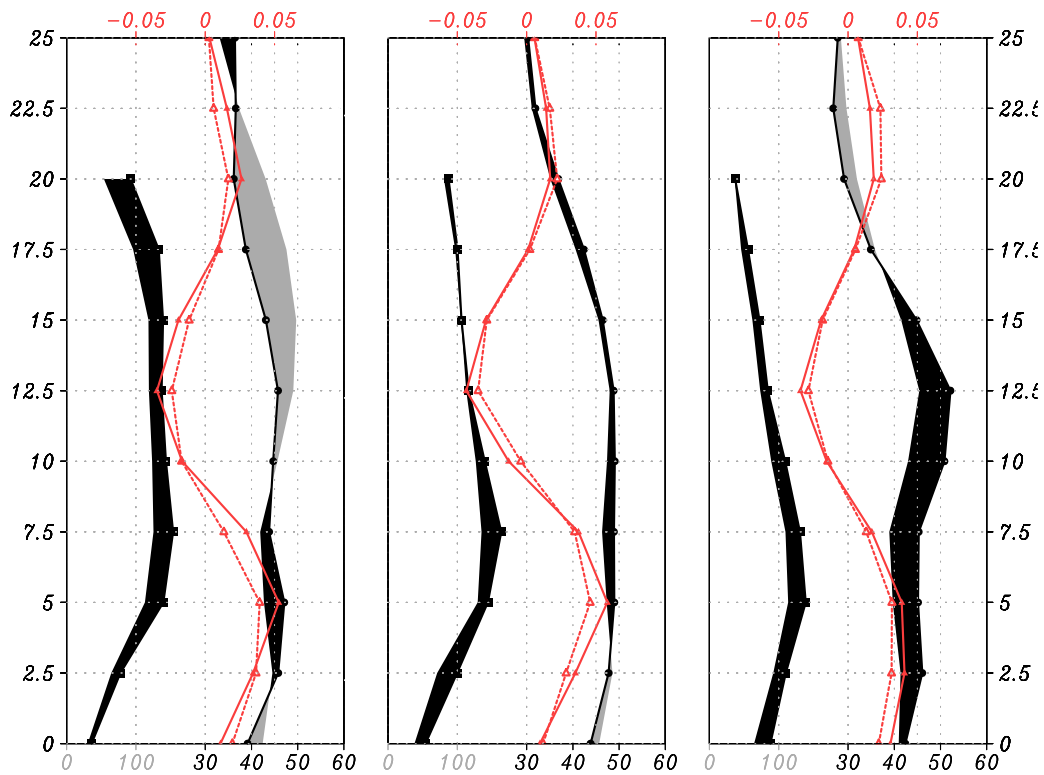
mousson, détectée par le vent dans les basses couches, tend à s'intensifier dans les cas humides permettant une augmentation de l'apport d'humidité.

Ces figures permettent de formuler des hypothèses sur différents processus à l'origine de l'observation de fortes précipitations. Ainsi en juillet il semblerait que le flux de mousson s'intensifie et génère, à la vue du gradient méridien de PV, une augmentation et un décalage vers le nord de l'ITCZ. Le rôle joué par les ondes pendant ce mois serait limité avec une diminution de l'activité sur une grande partie des latitudes. Cependant les indices de DS sont supérieurs au seuil de détection, et peuvent générer des ascendances importantes dans les basses couches où le flux de mousson apparaît comme le plus épais de toute l'année dans ce secteur (plus de 125 hPa). En septembre, une seconde hypothèse peut être émise, l'épaisseur du flux de mousson, plus important au cours des P3, reste inférieure à 100 hPa. En revanche l'activité des ondes s'intensifie (valeurs maximum de l'année) et permet une augmentation de la convergence au niveau du jet et une forte ascendance dans les basses couches. Ainsi au cours de ce mois de septembre, l'intensification des ondes pourrait compenser la diminution du flux de mousson.

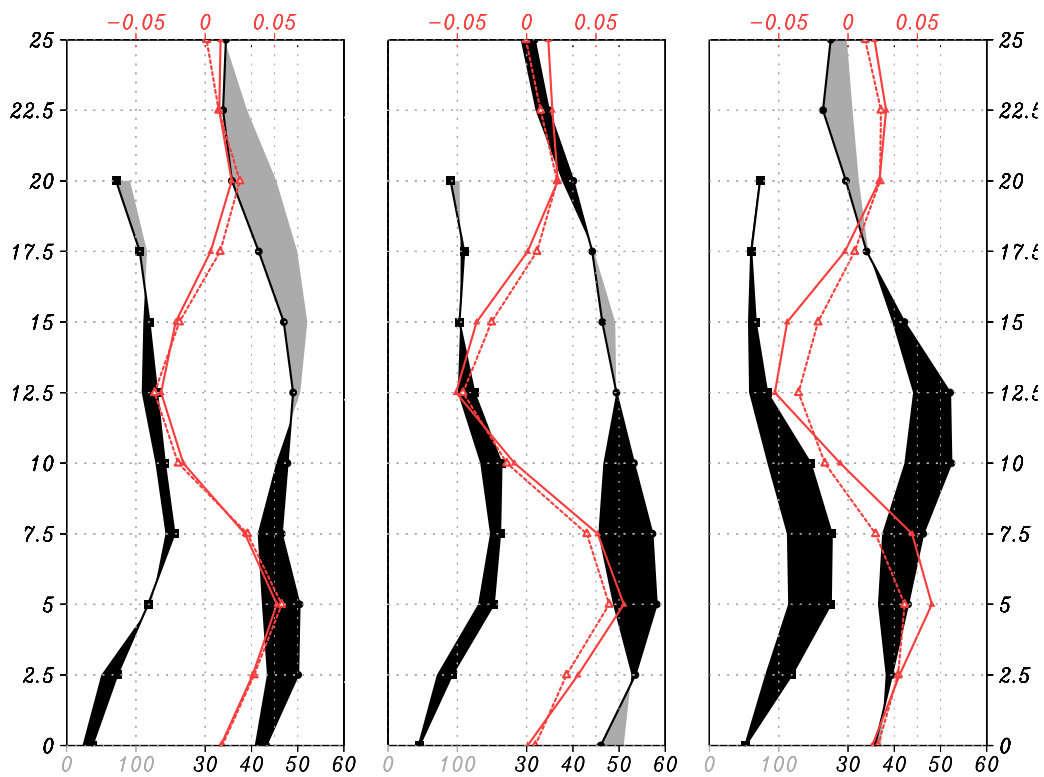
Au cours de l'autre secteur propice à la convection (talweg, non montré), les ondes se renforcent au nord de Niamey en juillet et surtout au sud en août et septembre. Comme dans le secteur du flux de nord, la latitude de Niamey est touchée par soit une augmentation du flux de mousson soit une intensification des ondes. L'hypothèse que la diminution de l'humidité dans les basses couches doit être compensée par une convergence de vent plus intense et donc des ascendances plus fortes reste ici valable.

Dans le secteur du flux de sud (non montré), l'indice de DS moyen atteint des valeurs maximums au nord de Niamey pendant le mois de juillet qui se renforce pendant les fortes précipitations associée à un fort décalage du gradient de PV traduisant une montée en bloc des zones de convection. En revanche, pendant le mois d'août, l'augmentation de l'activité concerne les latitudes au sud de Niamey. Il est possible que ce changement de profil montre une modification des rôles joués par les ondes de la partie nord ou sud de l'AEJ. Bien que le flux de mousson tend à s'épaissir légèrement pendant les pluies intenses, l'importance du flux de mousson comme source d'humidité dans ce secteur d'onde reste limitée puisque d'après l'étude faite sur les vitesses verticales en fonction de l'activité des ondes, le secteur du flux de sud possède une forte zone de subsidence sous le jet.

Contrairement aux autres secteurs, le profil de l'activité ondulatoire des ridges lors de fortes précipitations présente de grandes similarités pour les trois mois de l'étude (fig. 9.10(b)). Au cours des trois mois est présent le même renforcement de l'indice au sud de la maille de Niamey et une diminution au nord. Le gradient méridien de PV pour le secteur du ridge est deux fois remarquables. D'une part, la migration vers le nord du gradient pendant les P3 et d'autre part, l'amplitude du gradient négatif entre les deux zones d'ascendance correspondent aux valeurs les plus fortes des différents secteurs. L'épaississement du flux de mousson faible en juillet, devient net en août et septembre. Il est une nouvelle fois difficile de montrer l'origine des fortes précipitations



(a) Flux de nord



(b) Ridge

FIG. 9.10: Distribution latitudinale (moyenné entre -10° et 10° Est) de DS des Ondes d'Est (en $m^{-2}.s^{-2}$, **noir**), du gradient méridien de PV (en PVU, **rouge**) et de l'épaisseur du flux de mousson (en hPa, **gris**), au mois de juillet (a), d'août (b), et de septembre (c), pour les P1 (**pointillé**) et les P3 (**trait**).

associées à ce secteur. La concomitance du renforcement du flux de mousson, de la position septentrionale du gradient de PV et de l'augmentation de l'activité de l'onde au sud de la maille de Niamey pourrait expliquer l'apparition des précipitations de type *pluie de mousson* (*i.e.* pluies continues sans présence d'activité convective développé).

Pour comparaison, au cours des jours sans onde (non montré), le flux de mousson est plus fort que dans les secteurs propices avec une légère augmentation lors des fortes précipitations. L'évolution du gradient de PV et du flux de mousson reste assez stable autour des valeurs moyennes obtenues dans cette étude.

Ainsi cette analyse a permis de distinguer différentes origines possibles des fortes précipitations. Dans les secteurs propices le renforcement de l'activité reste un facteur déterminant. Dans ces cas, l'intensification des ondes permet une importante convergence dans les basses couches et donc des ascendances marquées. La présence d'un flux de mousson épais permet d'autant plus la présence de fortes précipitations qu'elle correspond à la source principale d'humidité. Dans les secteurs inhibiteurs, la maille de Niamey n'enregistre généralement pas d'augmentation de l'activité de l'onde (sauf en septembre pour le ridge). Les variations de l'épaisseur du flux de mousson restent une possibilité de source d'humidité, mais au vu du profil de vitesse verticale obtenu précédemment, il semblerait que les subsidences de basses couches restreignent son impact. Dans le cas du ridge associé aux fortes précipitations, mis à part le côté inhibiteur du secteur de l'onde, les autres indices révèlent une activité convective intense (gradient de PV fort et septentrional) avec un flux de mousson épais. Ces précipitations pourraient alors avoir comme origine une pluie de mousson.

9.4 Interactions entre les ondes à 700 et 850 hPa et le courant de base

9.4.1 Coupe latitudinale

L'AEJ est un important acteur de la mousson Ouest Africaine. Le cisaillement vertical qui est généré dans les basses couches permet la croissance et la maintenance des systèmes convectifs (Houze and Betts 1981). Ce courant est essentiellement géostrophique et doit son existence à la présence d'un gradient de température dans les basses couches qui s'inverse dans les plus hautes couches (Burpee 1972). Il est associé à un gradient méridien négatif de vorticité potentielle confiné entre l'ITCZ (anomalie positive de PV) (Schubert *et al.* 1991) et la convection sèche (anomalie négative de PV) (Thorncroft and Blackburn 1999, Brikas and Thorncroft 1999). D'autre part, des études numériques ont montré que l'insolation et le gradient d'humidité des sols sont aussi des facteurs clefs à sa présence (Cook 1999).

D'après Burpee (1974) et Ross (1991), le jet apparaît comme la source principale d'énergie des AEWs. Par conversions barotrope et barocline une partie de l'énergie cinétique du jet peut être transformée en énergie tourbillonnaire (Burpee 1972, Reed *et al.* 1977, Norquist *et al.* 1977). A partir de modèles aux équations primitives, Thorncroft and Hoskins (1994a), Thorncroft and

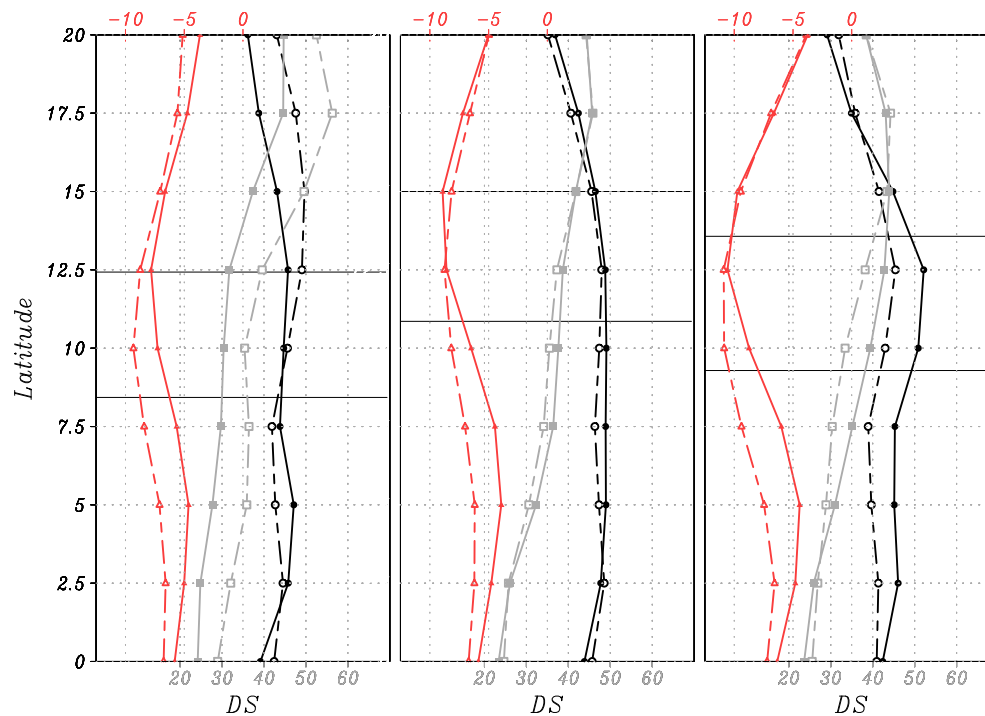
Hoskins (1994b) et Thorncroft (1995) ont vérifié ces mécanismes qui génèrent et entretiennent l'onde au cours de son évolution à travers l'Afrique de l'Ouest et l'Atlantique tropical. Hsieh and Cook (2005) montrent par une autre étude numérique qu'il est possible d'obtenir des ondes sans la présence du jet, mais que dans ce cas les ondes ne présentent pas la même structure obtenue dans les études diagnostiques. D'autre part, dans ces conditions la maintenance de l'onde est affaiblie. Hall *et al.* (2005), contrairement aux études de Thorncroft, montrent que l'environnement grande échelle de l'onde est stable. De plus, une autre différence remarquable par rapport aux travaux précédent est le gradient plus fort dans les basses couches des fonctions de courants.

La région d'apparition des ondes se situe généralement de part et d'autre de l'AEJ, soit sur la bordure sud (entre 0 et 10° Nord environ), soit sur la bordure nord (au nord de 17°5). Les altitudes où la détection de l'activité des ondes est la plus fiable varient suivant la latitude. Les ondes situées au nord ont une forte signature à 850 hPa, alors que celles au sud sont situées plus haut à 700 hPa. Dans cette partie nous allons interpréter les interactions qui existent entre les ondes situées au nord ou au sud et l'AEJ, afin d'observer une éventuelles modification de ce lien en utilisant conjointement les indices de DS calculés à 700 hPa et à 850 hPa, comme nous l'avons présenté dans la partie II, et le vent zonal brut à 700 hPa.

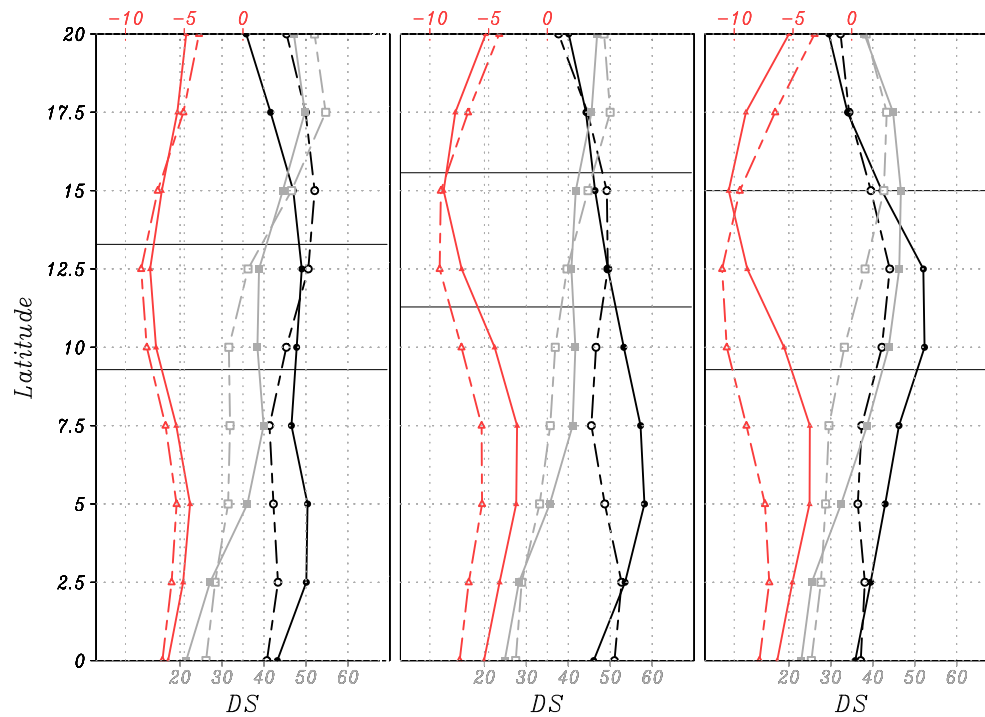
Sur les figures 9.11(a), et 9.11(b), la densité spectrale de l'analyse en ondelettes du vent méridien à 700 hPa, caractérisant les ondes sur la bordure sud de l'AEJ, est représentée par les courbes noires, les ondes de la bordure nord (850 hPa) sont affichées par les courbes grises. La courbe rouge traduit le vent zonal à 700 hPa, qui permet le positionnement et l'intensité de l'AEJ. A titre indicatif, la position de l'AEJ est indiqué entre les deux traits horizontaux. Ces graphiques tracent les cas moyens lors de fortes pluies (traits pleins) où lors de faibles pluies (pointillés) pour les mois les plus pluvieux (juillet, août et septembre) sur la longitude de la maille de Niamey.

Dans le secteur nord (fig. 9.11(a)), les fortes pluies sont généralement accompagnées d'une diminution du vent d'Est donc de l'AEJ, et de façon plus marquée dans sa partie sud. Cette réduction dissymétrique peut traduire une migration vers le nord et un confinement de l'AEJ. Les régions de la bordure nord et sud de l'AEJ, où les ondes se développent, se distinguent entre 17°5 et 20°N à 850 hPa, et entre 5 et 10° Nord à 700 hPa. Au cours du mois de juillet, l'activité des ondes augmente légèrement entre 2.5° et 10° Nord à 700 hPa avec une diminution de l'AEJ, ce qui permet de voir le lien entre l'onde et le jet. En août les deux ondes semblent se renforcer pendant les fortes pluies. Cette augmentation est accompagnée d'un rétrécissement de l'AEJ au sud lié sans doute à une transfert d'énergie du jet vers l'onde. En septembre, la partie au sud de 15° Nord correspond à un très net transfert d'énergie, cela renforce l'idée que les précipitations dans ce secteur du flux de nord sont dépendantes de l'activité ondulatoire des ondes et plus particulièrement au sud de Niamey.

Au cours du second secteur propice (non montré) les fortes précipitations enregistrent aussi un renforcement de l'activité ondulatoire à 700 et 850 hPa au nord de Niamey en juillet mais



(a) Flux de nord



(b) Ridge

FIG. 9.11: Coupe latitudinale de la moyenne, entre 10° Ouest et 10° Est : DS à 700 hPa (en $m^2 \cdot s^{-2}$, **courbes noires**) ; DS à 850 hPa (en $m^2 \cdot s^{-2}$, **courbes grises**) ; et vent méridien zonal à 700 hPa (en $m \cdot s^{-1}$, **courbes rouges**), pour les mois de juillet (**gauche**), août (**centre**) et septembre (**droite**).

an sud en août et septembre. L'intensification des ondes coïncide avec un déplacement de l'AEJ vers le sud en juillet et vers le nord en août et septembre. Alors que le rôle des ondes situées sur la bordure nord de l'AEJ n'a pas été mis en évidence dans le secteur du flux de nord, ces ondes pourraient jouer un rôle essentiel lors de fortes précipitations au cours du mois de juillet dans le secteur du talweg.

Dans le secteur du flux de sud, il existe une très nette augmentation de l'activité des ondes sur la bordure nord de l'AEJ en juillet avec les valeurs les plus importantes de l'indice à 850 hPa. Simultanément le jet d'Est décroît fortement mais sans déplacement. En août, les ondes situées au sud se renforcent (5° Nord) et l'AEJ enregistre une nouvelle fois une diminution marquée sur sa bordure sud causant une grande dissymétrie de l'anomalie. Les vitesses du jet obtenues sous 10° Nord apparaissent comme les plus basses obtenues dans les différents secteurs.

Dans le secteur du ridge (fig 9.11(b)), on remarque une nouvelle fois le transfert d'une énergie cinétique de l'AEJ vers une énergie tourbillonnaire de l'onde. Pour les trois mois, l'augmentation de l'activité ondulatoire se situe au sud de Niamey pour les ondes à 700 hPa et à 850 hPa. En conséquence, le flux d'Est tend à diminuer au sud de Niamey et jusqu'à 15° Nord.

Ces différentes coupes ont permis tout d'abord de montrer que le renforcement de l'activité ondulatoire était très nettement accompagné d'une diminution du jet lié aux conversions barotropes et baroclines. Ce fort lien est valable dans les différents secteurs et d'autant plus avec l'indice calculé à 700 hPa (même altitude que le jet). Dans les secteurs nord et talweg, le positionnement et l'intensité de l'activité ondulatoire semblent être prédominants pour la présence de fortes précipitations, avec plus régulièrement une augmentation autour de la maille de Niamey et au sud. En revanche, dans les secteurs sud et ridge la diminution de l'AEJ au cours de l'augmentation des précipitations est la plus marquée. Cette diminution du jet peut être aussi provoquée par une montée du système de mousson et donc une présence septentrionale de la zone de convergence qui augmente les précipitations au niveau de Niamey. Le secteur du ridge enregistre une augmentation permanente de l'activité des ondes dans le golfe de Guinée qui pourrait être responsable de ce décalage avec une advection plus importante de masses d'air sur le Sahel.

9.4.2 Étude moyenne des secteurs de l'onde

Afin de mieux observer l'impact des ondes à une échelle synoptique, et d'étudier comment cette interaction entre les ondes et la pluie se produit nous allons, à partir du champ de vent moyen dans chaque secteur, caractériser les propriétés des ondes pluviogènes et leur impact sur la convection.

9.4.2.1 Coupe horizontale à 700 hPa

Le graphique 9.12 correspond à l'étude moyenne des ondes associées aux précipitations intenses (figures de droite) ou non (figures de gauche) suivant les secteurs nord, talweg, sud et ridge. Les lignes de courant représentent le champ de vent filtré entre 3 et 5 jours à 700 hPa, les couleurs traduisent le rotationnel de ces lignes de courant.

Pour le secteur nord, l'axe de propagation de l'onde reste similaire autour de $12^{\circ}5$ nord pour les deux types de précipitations. Le ridge précédent semble plus fort pour les P1, avec une anomalie négative de rotationnel marquée, alors qu'à l'inverse l'intensité du rotationnel positif associée au talweg, à l'arrière du flux de nord, se renforce au cours des P3. L'autre principale différence pour ce secteur est la vitesse du flux de nord au niveau de Niamey, centré de 0° Est à 5° Est, entre l'Est malien et la côte Guinéenne. Ce flux, plus important au cours des P3, traduit la sensibilité des précipitations à l'activité des ondes dans ce secteur (cf. graphique 9.11(a)). En effet un courant de nord plus marqué indique une onde plus active et donc associée à une convergence plus forte dans les basses couches.

Au cours des P1, le talweg apparaît plus étendu. D'un premier centre dépressionnaire situé au large de la côte Guinéenne part le talweg avec une inclinaison Nord-Est Sud-Ouest qui atteint Niamey puis cette inclinaison bascule Nord-Ouest Sud-Est jusqu'à un deuxième centre au nord du Mali. Au cours des fortes précipitations, le talweg situé au sud se renforce (rotationnel plus fort) et se démarque bien entre le Ghana et le Bénin. On retrouve une cellule cyclonique marquée plus au sud pendant les P3, ce qui engendre d'une part une augmentation de l'instabilité associée à l'onde et d'autre part l'advection d'humidité à cette altitude et dans les basses couches grâce au vent de Sud-Est sur Niamey. Nous avons vérifié cela en comparant le vent brut observé au cours des deux types de précipitation et ceci a permis de mettre en évidence une importante cellule cyclonique sur l'Ouest du Burkina Faso engendrant un courant de sud sur toutes les régions situées au sud et à l'Est du Sahel. Ce deuxième secteur est donc lié à l'augmentation de l'intensité de l'onde, plus particulièrement au sud de Niamey, ce qui génère à la fois une augmentation de l'anomalie de PV positive et une augmentation de l'advection d'air humide dans les basses couches.

Au cours des fortes pluies dans le secteur du flux de sud, l'axe de l'onde s'est déplacé vers le nord ($17^{\circ}5N$ au lieu de $12^{\circ}5$ dans les P1). L'aspect barotrope (*i.e.* l'inclinaison Est au sud puis Ouest au nord de Niamey) de l'onde a diminué pendant les P3. Il apparaît un couloir bien marqué de vent de sud permettant l'advection d'humidité depuis la côte. La position plus polaire de l'onde prolonge ce courant vers les plus hautes latitudes et le courant légèrement plus intense (non montré) augmente ce flux. La diminution de l'activité de l'onde à 850 hPa tend à diminuer l'intensité du talweg à l'Ouest, permettant l'augmentation du flux de mousson dans les basses couches. Ainsi, les précipitations dans le secteur du flux de sud pourraient dépendre de l'amplification du flux de sud à 700 hPa.

Pendant les faibles précipitations, le ridge possède une dorsale très étendue, assez similaire au talweg vu précédemment, limitant l'apport d'humidité sur Niamey. Nous avons vu que les fortes précipitations, dans ce secteur, sont associées à une amplification de l'onde au sud de Niamey.

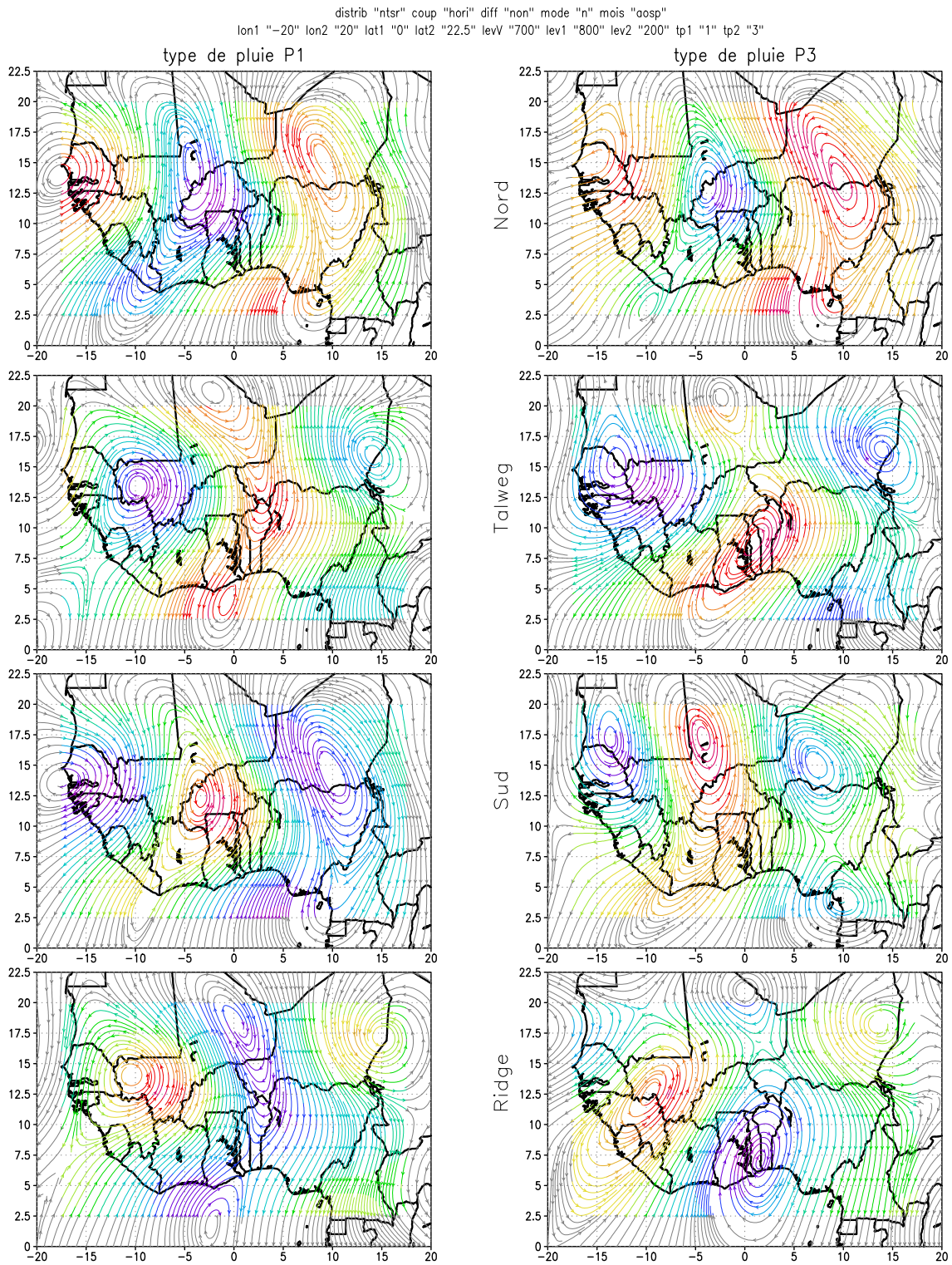


FIG. 9.12: Ligne de courant du vent à 700 hPa, filtrés, pour les pluies inférieures à 4 mm.j^{-1} (**gauche**) et supérieures à 8 mm.j^{-1} (**droite**), dans les secteurs nord, talweg, sud et ridge. A titre indicatif, les rotationnels du champ sont affichés par l'échelle de couleur.

Ainsi le renforcement du centre anticyclonique situé au sud, associé à l'affaiblissement de celui situé plus au nord améliore la pénétration du flux de sud à l'avant du talweg, dans un couloir orienté Sud Ouest - Nord Est plus étroit et augmente les précipitations journalières sur la maille de Niamey.

Les raisons de l'augmentation des précipitations au cours des AEWs peuvent être de différents types. Soit, comme on l'a vu dans les secteurs propices, elles sont dues à une augmentation de l'anomalie positive de vorticité qui favorise les ascendances dans les basses couches. Soit, elles sont dues à une amplification du flux de sud à 700 hPa associé à une humidification des couches moyennes.

9.4.2.2 Caractérisation des zones d'ascendances sur la maille de Niamey

Le vent vertical fourni par la NCEP/NCAR peut nous renseigner sur le type de convection associé aux différentes ondes.

Sur la figure 9.13, sont comparées les vitesses verticales dans chaque secteur en fonction du type de précipitation. Le secteur du flux de nord est, comme on l'a vu lors de l'étude de sensibilité, le seul à présenter une ascendance en-dessous de l'AEJ, alors que les vitesses dans le talweg sont quasiment nulles. Au dessus de 600 hPa, bien que Thorncroft and Hoskins (1994a) aient montré que la convergence liée au flux de nord à l'altitude du jet (cf fig. 9.6) générerait une subsidence dans les hautes couches, elle n'est observable ici qu'entre 600 et 700 hPa (courbe grise en pointillés).

Dans le talweg, la plus forte zone d'ascendance se situe entre 600 et 250 hPa (supérieure à $-3 Pa.s^{-1}$) avec un net renforcement pendant les fortes pluies. Dans ce cas, les pluies sont surtout sensibles à l'augmentation des ascendances au dessus du jet. Cependant, dans les basses couches, les vitesses proches de $0 Pa.s^{-1}$ laissent envisager l'existence de mouvements ascendants.

Dans le secteur du flux de sud, la zone de subsidence entre 700 et 900 hPa, et les ascendances entre 600 et 300 hPa causées par la divergence de vent au niveau du jet (Thorncroft and Hoskins 1994a) sont visibles. L'intensification des précipitations fait décroître ces subsidences et augmente l'ascendance au dessus du jet jusqu'à 500 hPa. Dans les basses couches, la présence de ces subsidences pourrait limiter l'impact du flux de mousson.

Dans le ridge, l'épaisseur de la zone d'ascendance est la plus faible et reste confinée entre 200 hPa et une base qui varie entre 500 et 600 hPa pour respectivement les P1 ou P3.

L'augmentation des précipitations est toujours associée à une augmentation des mouvements ascendants et une diminution des subsidences. Les secteurs propices enregistrent une base des ascendances plus basses que les secteurs inhibiteurs. Enfin, il semblerait que la différence entre les précipitations soit accompagnée pour les flux de nord et sud à des différences de vitesses situées surtout dans les basses couches ou dans les hautes couches et dans les cellules cycloniques et

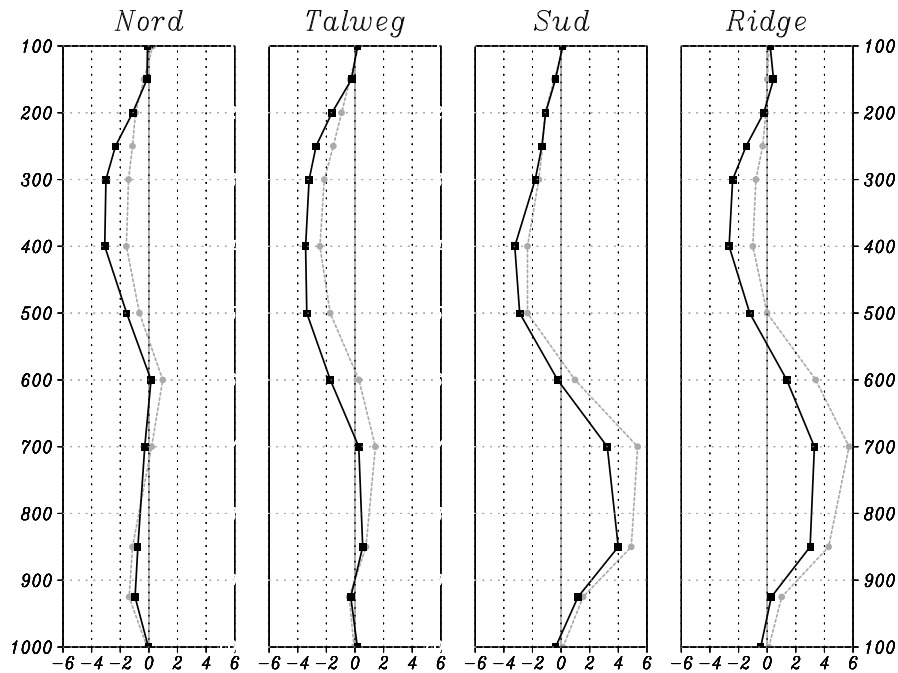


FIG. 9.13: Vitesse verticale (en $Pa.s^{-1}$) sur la maille de Niamey, lors de fortes précipitations (**noir**) ou sans précipitation (**gris**), au cours des mois de juillet, août et septembre dans les différents secteurs de l'onde.

anticycloniques au niveau du jet.

9.5 Humidité des basses couches

Les conditions d'ensoleillement de la région engendrent une grande source d'énergie susceptible de générer des ascendances. Cependant les faibles valeurs d'humidité ne permettent pas la formation systématique de systèmes convectifs. Nous allons dans cette partie observer sur la maille de Niamey les conditions d'instabilité et nous prendrons en compte l'impact de l'humidité dans les basses couches.

9.5.1 Instabilité conditionnelle

Dans le chapitre II, nous avons présenté les températures potentielles (θ) et potentielles équivalentes (θ_e). Ainsi, sur les figures 9.14 sont présentées les profils moyens observés de θ (courbe grise) et de θ_e (courbe noire) au cours des 23 saisons des pluies (fig. 9.14(a)). Les températures potentielles croissantes en fonction de l'altitude traduisent un environnement stable. Sans apport d'énergie extérieure (forçage grande échelle, forçage dynamique), aucune ascendance ne se produira. L'aspect de la courbe de θ_e révèle une importante humidité dans les basses couches (courbe très différente de celle de θ) et une importante décroissance avec l'altitude.

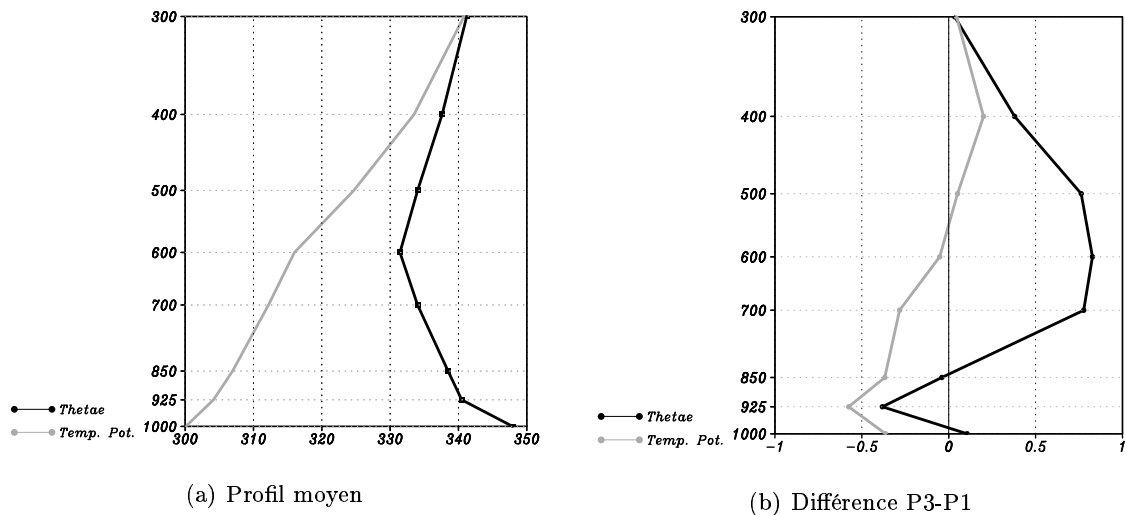


FIG. 9.14: Profil vertical de la température potentielle équivalente moyenne (θ_e , en °K) (**noir**) et de la température potentielle (θ , en °K) (**gris**) sur la maille de Niamey, **(a)**. Anomalie de θ_e (**noir**) et de θ (**gris**) lors du renforcement des précipitations (P3-P1), **(b)**.

La figure 9.14(b) permet d'observer les différences des θ et θ_e entre les jours de fortes pluies et les jours de faibles pluies (*i.e.* P3 par rapport à P1) sans considération sur les ondes. On constate que les fortes précipitations favorisent les échanges thermiques avec une diminution de θ dans les basses couches, conséquence des précipitations et du processus d'évaporation, et avec une augmentation de θ au dessus de 600 hPa, liée à l'évacuation de la chaleur au cours du processus de condensation.

La courbe de θ_e montre une importante augmentation entre 700 et 500 hPa qui traduit un accroissement de l'humidité dans ces couches moyennes troposphériques. En décomposant l'équation afin d'obtenir les différentes contributions (non montré), il s'avère que le deuxième terme (*i.e.* lié à l'humidité) est responsable de cette augmentation avec une forte anomalie (+1.2°K) entre 700 et 600 hPa. Selon Aspliden (1972), cité par Dhonneur (1985), l'augmentation des valeurs minimum de θ_e entre 700 et 500 hPa, traduit un environnement perturbé. Lorsque le minimum de θ_e est très faible, la convection se limitera à quelques cumulus sans précipitations, alors que son augmentation correspond à une convection importante (type cumulo-nimbus) associée à de fortes précipitations. Dans les basses couches, l'anomalie devient négative. Celle-ci est cette fois causée par une forte anomalie négative des températures, visible sur la courbe de température potentielle (θ).

Les effets des différents secteurs de l'onde sur la température potentielle équivalente, cette fois sans considération sur les précipitations enregistrées, sont visibles sur la figure 9.15(a). Dans les secteurs nord et talweg, les basses couches sont touchées par une augmentation du θ_e . Cette anomalie est en partie expliquée par une anomalie positive du terme de température dans les secteurs talweg et surtout nord. Nous avons observé le lien qu'il existe entre vent filtré à 700 hPa et les températures filtrées à 925 hPa, figure 9.16(a) ou à 850 hPa, figure 9.16(b). Il s'avère que le secteur nord est associé à une anomalie positive de température filtrée sous le jet, plus

particulièrement à 925 hPa (corrélation de -0.62,) et à 850 hPa (corrélation de -0.67). Au niveau du jet la corrélation entre ces deux variables diminue puis devient positive (*i.e.* anomalie négative de température) au dessus de 600 hPa avec des corrélations de -0.43 puis 0.23 (non montré). Ces anomalies suivant les secteurs ont aussi été montrées par Diedhiou (1998) et Parker *et al.* (2005). Ces derniers, à partir d'une étude composite des ondes retrouvent l'anomalie positive de température dans le secteur du flux de nord à 700 hPa au niveau de Niamey, et une propagation vers l'ouest qui est en accord avec celle de l'onde. L'anomalie du premier terme est responsable d'une augmentation de +0.75 environ pour le secteur nord à 850 et 925 hPa et d'une diminution de même grandeur pour le secteur sud. De plus, une anomalie du second terme, liée à l'humidité montre une part non négligeable de sa contribution positive dans les secteurs propices et négative pour les secteurs inhibiteurs sous le jet. Cela confirme les résultats de (Diedhiou (1998)) puisque les basses couches sont généralement plus humides dans les secteurs nord et talwegs.

Au dessus du jet vers 500 hPa, il apparaît un basculement des anomalies de θ_e (fig. 9.15(a)) avec une diminution dans les secteurs nord et talweg et une augmentation dans les secteurs ridge et surtout sud. Dans ce cas, la contribution de l'anomalie de température devient négligeable alors qu'une importante anomalie négative (positive) du terme d'humidité apparaît dans le secteur nord (sud) de l'onde, avec -1.2°K ($+1.1^\circ\text{K}$), et une seconde moins prononcée dans le secteur du talweg (ridge) avec -0.1°K ($+0.5^\circ\text{K}$). Ce résultat conforte l'idée que la source d'humidité pour les secteurs inhibiteurs est surtout située au niveau et au dessus du jet. Ainsi, lors de la distinction des secteurs, les différences dans les basses couches sont provoquées à la fois par des différences de températures et d'humidité alors qu'au niveau du jet, le terme d'humidité devient prépondérant.

Lors de l'augmentation des précipitations sur la maille de Niamey, mise à part le secteur sud, nous trouvons pour l'ensemble des secteurs (y compris les jours sans onde) une augmentation des θ_e dans les couches moyennes comprises entre 700 et 400 hPa. Comme nous l'avons vu précédemment, ce type de profil traduit une augmentation de la perturbation sur la maille de Niamey, c'est à dire à un épaissement de la couche convective. Le cas du secteur sud est très particulier car, à l'inverse des autres secteurs, il enregistre une diminution de la température potentielle équivalente de 300 hPa au sol. Les raisons de ce comportement atypique de ce secteur restent incertaines.

La décomposition des différents termes a permis de montrer que tous les secteurs enregistraient une diminution de température dans les basses couches, avec un maximum entre 1000 hPa et 600 hPa (de l'ordre de -0.5°K , non montré). Le second terme apparaît important entre 700 et 400 hPa avec des valeurs positives pour tous les secteurs sauf le secteur sud, qui conserve une anomalie négative sur l'ensemble de l'épaisseur de la couche atmosphérique. Ce dernier résultat est surprenant car il indique plutôt un assèchement des couches moyennes lors de l'intensification des précipitations.

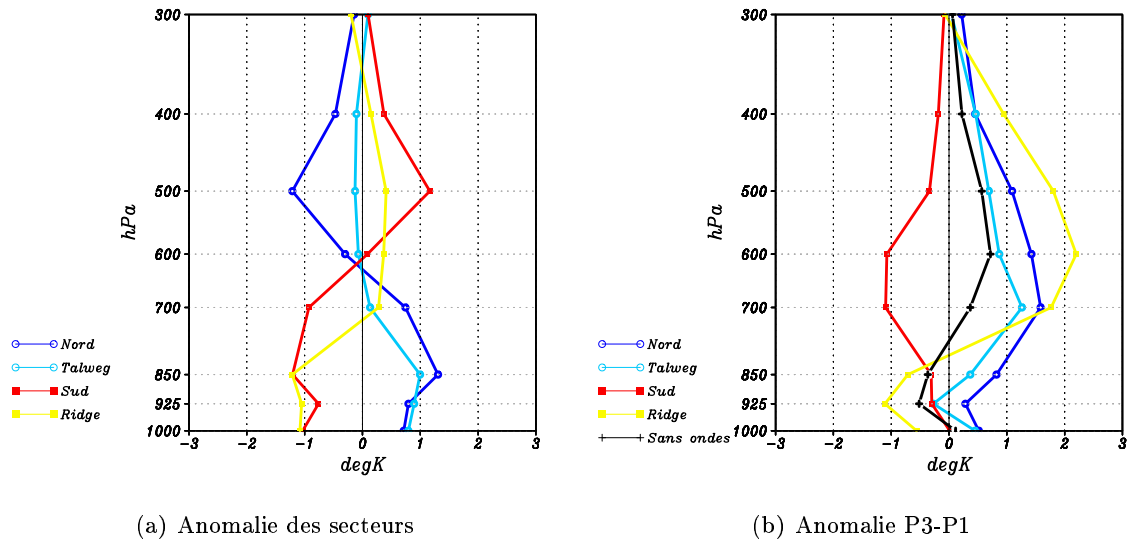


FIG. 9.15: Anomalie de la température potentielle équivalente moyenne (θ_e) suivant les différents secteurs de l'onde par rapport au profil moyen, (a). Anomalie de θ_e lors du renforcement des précipitations (P3-P1) pour chaque secteur de l'onde, (b).

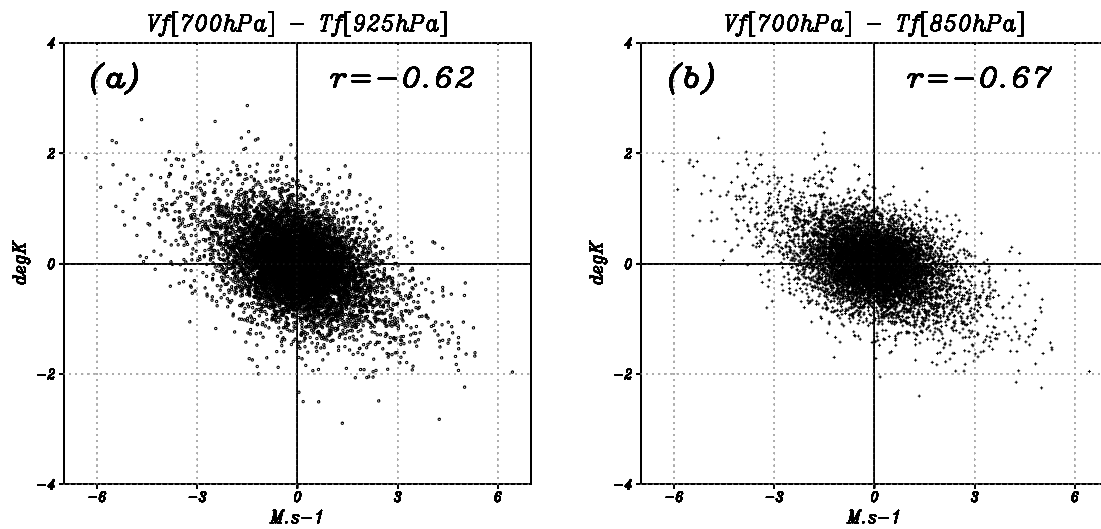


FIG. 9.16: Lien entre le vent filtré à 700 hPa et la température filtrée à 925 hPa (a) ou à 850 hPa (b) sur la maille de Niamey au cours des saisons des pluies entre 1968 et 1990.

9.6 Synthèse

Dans cette partie nous avons dans un premier temps observé comment les secteurs de l'onde pouvaient interagir avec l'activité convective. A partir d'une étude de sensibilité de la convergence dans les basses couches et au niveau de l'AEJ, il a été montré que l'augmentation de l'activité de l'onde, définie par une augmentation de DS, favorisait la convection dans les basses couches pour les secteurs nord et talweg et dans les plus hautes couches dans les secteurs sud et ridge.

A l'aide du critère de détection énoncé dans le chapitre 4, les caractéristiques grande échelle des différents secteurs ont été tracées suivant leur efficacité pluviométrique (P1 ou P3). Tout d'abord à partir de critères d'instabilité de grande échelle, où on note dans tous les secteurs de l'onde un épaissement du flux de mousson accompagné d'une migration polaire du gradient méridien de PV. En général, l'activité de l'onde à 700 hPa, dans les secteurs propices à la convection, s'intensifie au niveau ou à proximité de la maille de Niamey. Dans le signal de DS à 850 hPa, nous notons une plus faible augmentation de l'activité au niveau et au nord de Niamey. Ainsi, ces secteurs montrent l'impact dynamique des ondes sur la convection. En revanche, dans les secteurs inhibiteurs, le flux de mousson et l'intensité du gradient méridien de PV atteignent des valeurs importantes, améliorant les conditions environnantes à la formation de systèmes convectifs. L'activité des ondes se renforce plus souvent au sud de la maille de Niamey. Ainsi, dans ces secteurs, la convection ne serait pas directement causée par l'onde, mais plutôt par un environnement plus favorable conséquent de l'onde :

- Forte réduction de l'AEJ, surtout dans sa partie sud, favorisant la présence de convection profonde.
- Intensification des apports d'humidité, soit dans les basses couches (flux de mousson), soit à l'altitude du jet.
- Augmentation du gradient méridien négatif de PV.
- Migration polaire à la fois de l'ITCZ et de la Heat Low.

Bien que la détection d'une onde par la méthode de densité spectrale de l'analyse en ondelettes paraît fiable pour identifier une onde dans la région, elle ne permet pas d'en connaître la position exacte des secteurs. Or, il s'avère que ces caractéristiques apparaissent comme importantes dans l'efficacité pluviométrique de l'onde. Ainsi, nous avons pu voir que la différence entre un secteur pluviogène ou non pouvait être provoquée par un décalage de l'onde de 500 km (2 mailles de $2^\circ 5'$) vers le nord dans le secteur sud ou vers le sud pour le secteur du ridge. Le fait qu'une onde, qui ne se positionne pas exactement sur Niamey, mais qui influence la pluviométrie sur ce point de grille montre la complexité de la méthode de détection.

Les impacts de l'onde sur le point de grille ont été observés à partir de coupes verticales des températures potentielles, des zones d'ascendances et des divergences horizontales de vent et de flux d'humidité. Le profil de température potentielle équivalente a permis de montrer que les secteurs de l'onde affichaient des instabilités plus grandes dans les secteurs propices et le ridge. Lors de l'étude des vitesses verticales moyennes et des divergences des flux, la cellule convective sous le jet varie davantage dans le flux de nord. La moyenne troposphère est plus modifiée dans le

talweg et le ridge, avec l'intensification de la convergence au niveau du jet. La partie haute de la troposphère est sensible au secteur du flux de sud. Ces conclusions peuvent être schématisées par la coupe longitudinale des vents zonaux, méridiens et verticaux (figure 9.17) sur la longitude de Niamey. Celle-ci permet de distinguer deux types de circulation associés à de fortes précipitations lors des secteurs nord (haut) ou des secteurs sud (bas).

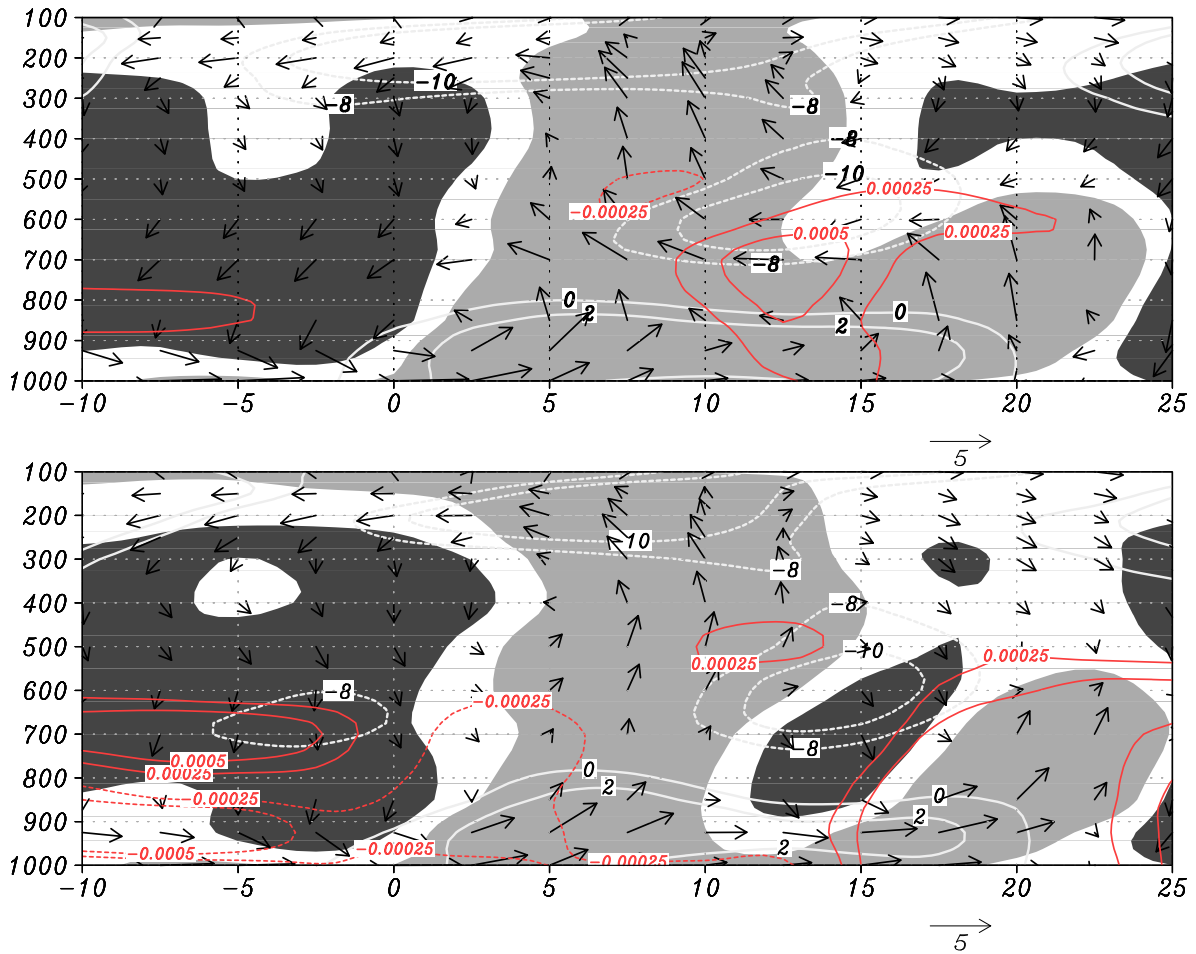


FIG. 9.17: Coupes verticales des vents zonaux (contours, en $m.s^{-1}$), méridiens et verticaux (vecteurs) sur la longitude de la maille de Niamey, pour le flux de nord (**haut**) ou le flux de sud (**bas**) lors des jours à forte efficacité pluviométrique (P3). Les zones d'ascendances (subsidence inférieures à $0.75 Pa.s^{-1}$) sont représentées en gris clair (foncé). Les contours en rouge traduisent l'anomalie d'humidité spécifique par rapport aux jours sans onde (en $Kg.Kg^{-1}$).

Dans les secteurs nord, le flux de mousson, épais, est détectable dans les basses couches par les contours du vent zonal positif. Entre 5° Nord et 12.5° Nord ce flux comprend une composante ascendante qui permet à l'humidité de cette couche de mousson d'être advectée en haute altitude avec des ascendances sur toute l'épaisseur de la couche troposphérique (zone colorée en gris clair). Il est possible d'observer une forte circulation de Hadley avec le flux de nord dans les hautes couches (200 hPa) et le flux de sud au sol au sud de l'ITCZ. Enfin la Heat Low apparaît forte et permet de maintenir un AEJ légèrement décalé au nord par rapport à la moyenne saisonnière

(non montré). L'humidité spécifique se renforce très nettement entre le flux de mousson et l'AEJ aux latitudes proches de Niamey.

Dans le cas du secteur sud, une zone de subsidence (en gris foncé) atteint la maille de Niamey sous l'AEJ. Cette zone crée une atténuation du flux de mousson par rapport aux latitudes inférieures, mais reste à une épaisseur comparable au secteur nord. L'AEJ, moins étendu que dans le secteur nord, est légèrement décalé au nord. Au dessus de ce jet apparaît une zone d'ascendance comprise entre 600 et 100 hPa, mais bien que confinée dans la deuxième moitié de la troposphère, les précipitations associées aux deux secteurs obtiennent des cumuls journaliers comparables et la principale différence reste la proportion plus grande du nombre de jours avec P3 dans le flux de nord. La détection des secteurs suivant les vents filtrés favorise une circulation située au nord de l'ITCZ autour d'un centre de rotation situé à 15°Nord vers 400 hPa. Ce centre advecte un flux de nord au niveau du jet, une ascendance sur Niamey et un flux de sud dans les hautes couches. Dans le secteur sud, un autre centre de rotation est renforcé à 5°Sud et 400 hPa. Ce centre, inversé par rapport au précédent, permet aussi un renfort de la convection au niveau de l'ITCZ. L'anomalie, par rapport aux jours sans onde, de l'humidité spécifique est positive sur le nord du Sahel (au nord de 15°), dans la Heat Low. Une seconde anomalie positive apparaît au dessus de l'AEJ, entre 600 et 500 hPa.

L'absence de fortes précipitations dans le secteur nord (figure 9.18haut), peut être due à plusieurs modifications de la circulation générale. Tout d'abord dans les basses couches, une atténuation conjointe des vents méridiens et zonaux au sud de la maille de Niamey, associée à l'amointrissement de la zone de convection, diminue l'apport d'humidité. Au nord, l'Harmattan s'accroît avec les ascendances dans la Heat Low. Le renforcement de la partie sud de l'AEJ scinde en deux parties la zone de convection sur la maille de Niamey. Le centre de rotation vu à 15°Nord s'est affaibli, associé à une diminution générale de l'intensité des vitesses ascendantes dans l'ITCZ de l'ordre de 1 m.s^{-1} . En conséquence, la circulation de Hadley diminue à 200 hPa avec une atténuation du flux de nord. De plus, le TEJ décroît en raison de la diminution de la divergence des hautes couches. Contrairement aux périodes de pluies intenses, aucune anomalie positive de l'humidité spécifique ne se développe sous l'AEJ. Au contraire, entre 15°Nord et 20°Nord sous 700 hPa ainsi qu'entre 10°Nord et 12.5°Nord à 600 hPa, deux régions d'assèchement sont présentes. L'absence de renforcement d'humidité contraint donc ces épisodes à l'absence de précipitations.

Sur plusieurs points, les anomalies dans la circulation du flux de sud lors des P1 ressemblent aux anomalies vues dans le flux de nord (fig. 9.18bas) : augmentation de l'Harmattan, diminution du vent zonal au sud et sous l'AEJ, et plus généralement diminution de la cellule de Hadley sud. La plus importante différence correspond à la forte atténuation de l'activité du centre de rotation à 5°Nord, associée à une amplification locale du vent d'Est, créant un fort flux de sud subsidant sur la maille de Niamey entre 800 et 500 hPa. La région de la Heat Low est toujours associée à une anomalie positive d'humidité. La seconde zone d'humidification juste au dessus du jet semble plus importante que dans le cas des P3 mais les vitesses ascendantes associés sont plus faibles.

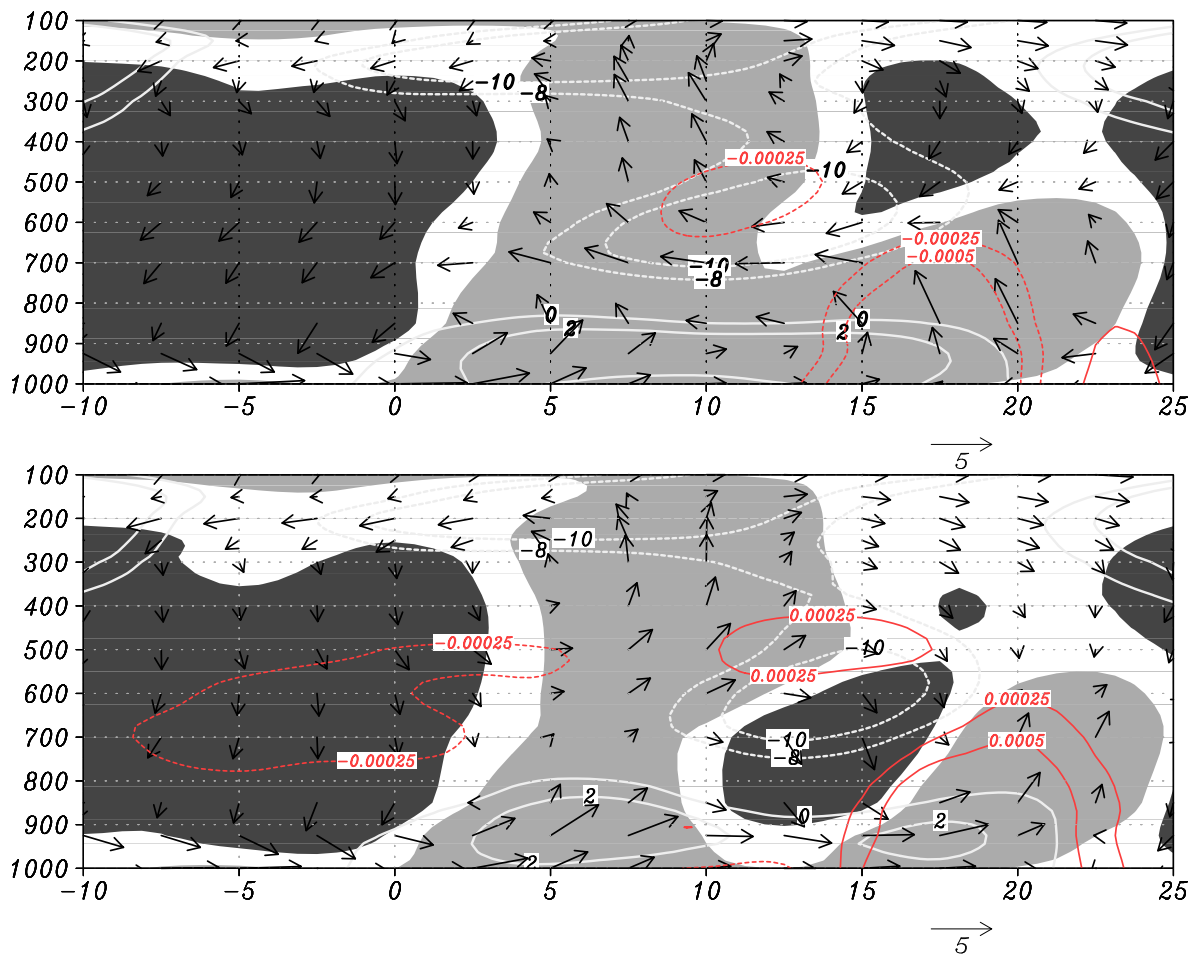


FIG. 9.18: Idem que figure 9.17 mais pour les P1.

La dernière partie de ce chapitre a permis d'observer l'impact de la convection sur la maille de Niamey à travers l'étude précise du secteur du vent du nord (le plus pluvieux). Il s'est avéré que les mouvements dans les hautes couches (au dessus de 600 hPa) influent de façon conséquente sur le type de convection. Les divergences de vent ou d'humidité, pour les deux états de convection extrêmes, montrent une augmentation des divergences dans les couches moyennes lors du renforcement des précipitations. Avec un OLR chaud, la cellule sous l'AEJ possède une importante activité, surtout lors de fortes précipitations.

Cinquième partie

Influence du flux de mousson

10

Onde et convection dans les phases actives du flux de mousson

10.1 Introduction de l'article '*African Easterly Waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African monsoon*'

Dans le chapitre précédent il a été montré que les ondes, suivant les secteurs, contribuaient à la formation de fortes activités convectives et pouvaient entraîner des précipitations importantes. Cependant, les conditions environnantes peuvent jouer un rôle inverse, pouvant inhiber la convection dans des secteurs propices ou permettre de fortes précipitations dans des secteurs défavorables à la convection. Ainsi, l'objectif de cette partie est d'analyser les effets de l'onde en prenant en compte l'environnement des ondes, notamment les conditions dans les basses couches, avec les phases de renforcement ou d'atténuation du flux de mousson.

10.1.1 Phases actives et inactives du flux de mousson

Au cours de la saison des pluies il existe une grande variabilité haute fréquence du signal de pluie, allant de la variabilité diurne à la variabilité journalière. A plus basse fréquence, d'autres modes de variabilité ont été identifiés dans la partie III, notamment ceux correspondant aux périodes comprises entre 10 et 25 jours ou entre 25 et 60 voire 85 jours. En isolant ces modes à partir de filtrages, Sultan (2002) a montré qu'il s'agissait d'une anomalie de la circulation générale à grande échelle traversant l'Afrique de l'Ouest d'Est en Ouest en une quinzaine de jours. Une étude a été faite comparant les phases actives humides, lorsque les précipitations filtrées présentent un renforcement, aux phases actives sèches, séquences d'atténuation des précipitations filtrées.

Pour illustrer ces mouvements de grande échelle, nous traçons sur la figure 10.1 l'anomalie entre les phases humides et les phases sèches (détecé le jour J) du rapport de Bowen (fig.

10.1gauche) et de l'énergie statique humide (fig. 10.1droite) à J-5, J et J+5. Le premier terme correspond au rapport entre le flux d'énergie sensible et le flux d'énergie latent. A J-5, une anomalie négative se situe à l'Est du Niger aux latitudes comprises entre 15°Nord et 20°Nord. Cela traduit une augmentation du flux d'énergie latent et une diminution du flux d'énergie sensible au cours des phases humides. Cette anomalie se propage vers l'Ouest, se trouve centrée au Nord de Niamey les Jours J des anomalies maximums, et poursuit sa propagation pour atteindre les côte Mauritanienne 5 jours plus tard. Associée à cette modifications des flux, l'énergie statique humide enregistre une propagation quasi similaire (non montré). Ainsi le gradient du MSE (fig. 10.1droite) enregistre une importante augmentation du gradient de part et d'autre de l'amplification de cette énergie. Eltahir and Gong (1996) ont montré que ce gradient se renforçait les années humides, en lien avec un refroidissement de la SST de l'Atlantique Tropical et en présence de végétation sur le continent. Cette entropie dans la couche limite permettrait une régulation dynamique de la mousson africaine. La circulation zonale entre J-5 et J+5 est concomitante à celle observée avec le rapport de Bowen. Sur ces mêmes figures sont ajoutées les anomalies de la circulation dans les basses couches (vecteurs). Une dépression, peu visible au nord du Tchad à J-5 va s'intensifier, et apparaît très nettement au niveau de la côte Mauritanienne le jour J. Cette circulation va accentuer l'intrusion du flux de mousson sur l'Afrique de l'Ouest en augmentant conjointement les vents zonaux et méridiens. Au temps J+5 la circulation dans les basses couches présente une anomalie du vent du nord sur la maille de Niamey, mais le gradient méridien de MSE reste positif, traduisant un environnement toujours favorable à la convection. Ainsi nous avons pu observer que le passage de telles perturbations de grande échelle influera la région Ouest Africaine sur plusieurs jours et correspond donc à une séquence de renforcement ou d'atténuation de grande échelle.

10.1.2 Problématique et méthodologie

Quelles influences vont avoir les séquences de renforcement ou d'atténuation du flux de mousson sur l'activité convective, et quel impact auront les ondes dans ces environnements plus ou moins favorables à la convection ?

A partir des précipitations filtrés entre 10 et 85 jours, définies comme des variations intra-saisonnières (méthode détaillée dans la partie III) et les précipitations filtrées supérieures à 85 jours, caractérisant le signal saisonnier, nous établissons un indice défini par Sultan (2002) :

$$I = \frac{P_{10-85\text{jours}} + P_{>85\text{jours}}}{P_{>85\text{jours}}}$$

Le jour, où cet indice est maximum (minimum) et dépasse 1.3 (inférieur à 0.7), est défini comme jour J d'une phase humide (sèche). Les bornes des séquences seront ensuite fixées en cherchant le première jour où I est supérieur (inférieur pour une phase sèche) à 1 ou si sa dérivée s'annule à l'avant et à l'arrière du jour J. Les périodes, en dehors de ces phases actives (humides ou sèches), seront définies comme les phases inactives du flux de mousson. Ces dernières ne possèdent pas de modulations importantes dans des gammes de périodes comprises entre 10 et 85 jours, mais

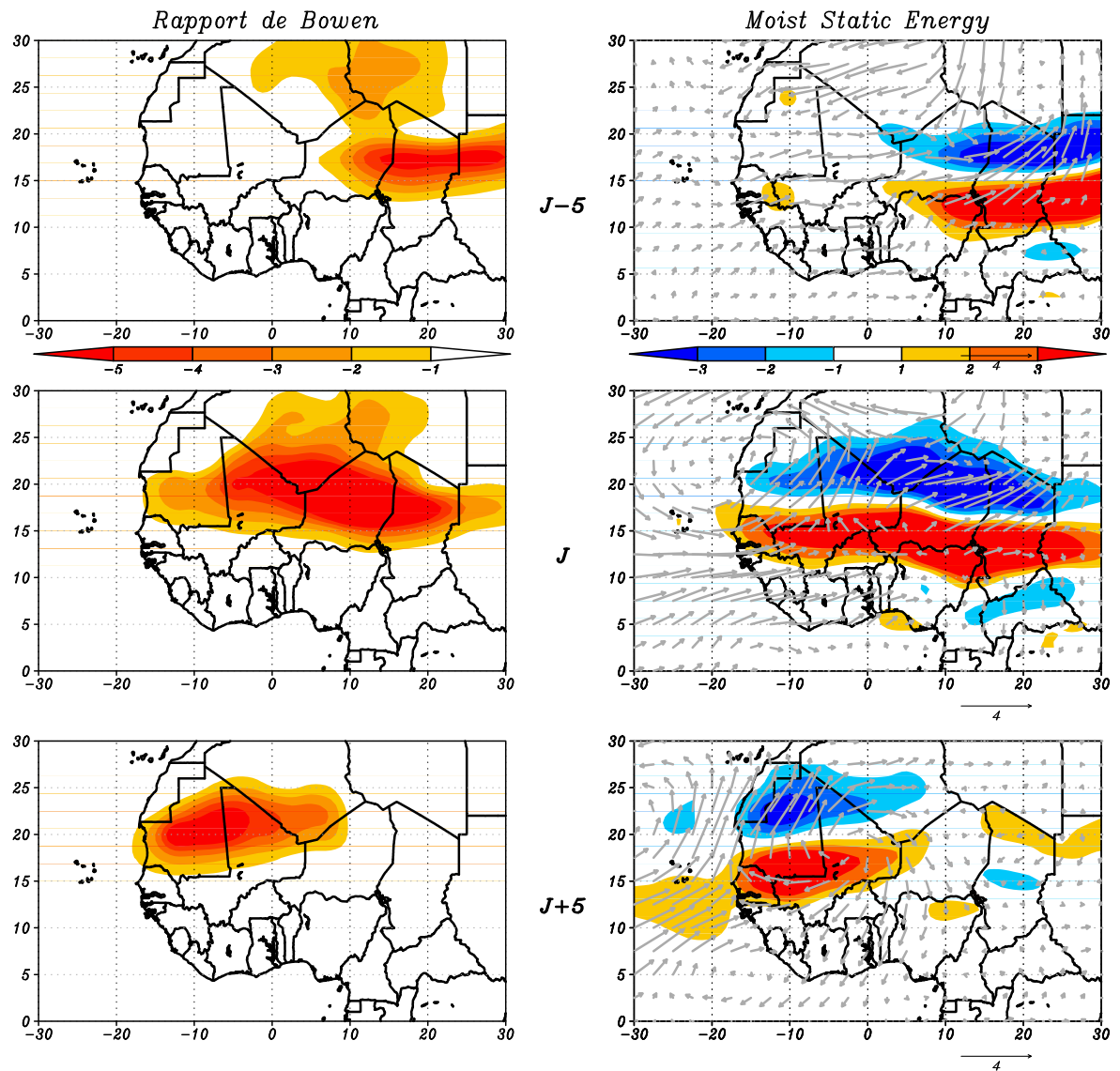


FIG. 10.1: Anomalie (phase humide - phase sèche) du rapport de Bowen et du gradient méridien d'énergie statique humide (MSE) entre les séquences humides et sèches du flux de mousson : 5 jours avant la détection des séquences (**haut**), le jour des détections (**centre**), et 5 jours après (**bas**).

peuvent toutefois enregistrer de fortes précipitations issues de convections locales ou de lignes de grains isolées dont les durées sont bien inférieures à 10 jours.

A partir des bases de données obtenues par la détection des différentes phases et par la détection des ondes, nous pouvons les croiser avec les réanalyses et les données satellites pour observer comment ces différentes phases influent sur l'activité convective et sur l'activité ondulatoire.

10.1.3 Principaux résultats

La répartition du nombre de jours, dans les différentes séquences, est assez constante chaque année et ne peut être liée à la variabilité interannuelle du cumul de pluie. Annuellement, le nombre de jours dans les séquences humides est inférieur au nombre de jours dans les séquences sèches. Inversement, le cumul des précipitations est généralement plus important dans les séquences humides. Ces cumuls ne présentent pas de lien avec le cumul annuel des précipitations, en revanche, les précipitations moyennes journalières, qui correspondent en moyenne à $4.25 \text{ mm.jour}^{-1}$ et 2.5 mm.jour^{-1} dans les séquences humides et sèches, apparaissent bien corrélées au cumul annuel des précipitations.

Les ondes sont plus courantes dans les séquences humides que dans les séquences sèches et tendent à augmenter les précipitations journalières moyennes dans les trois séquences. La contribution du cumul des AEWs, dans les différentes séquences, correspond en moyenne à 42% et 29% du cumul des séquences humides et sèches. Cette contribution est légèrement supérieure à la contribution du nombre de jours, respectivement 40% et 27%. Enfin, l'activité des ondes montre une sensible augmentation (diminution) dans les deux types de séquences actives au cours des années humides (sèches).

L'activité convective est renforcée au cours des séquences humides. Ceci est dû notamment au nombre de jours, deux fois plus importants, de fortes convections (OLR inférieur à 225 W.m^{-2}). Ainsi la différence de cumul annuel entre les séquences humides et sèches peut être liée à l'augmentation du nombre d'évènements convectifs. Au cours de forts évènements convectifs, les précipitations journalières sont différentes, suivant dans quelle séquence elles se produisent. Ainsi il existe un rapport compris entre 1.5 et 2 entre les précipitations dans les séquences humides et sèches. Donc les différences constatées entre les cumuls dans les différentes séquences sont dues à la fois à une différence du nombre de système mais aussi à une différence de leur efficacité pluviométrique moyenne. L'importance de ces évènements convectifs a pu être vérifiée avec la contribution des jours qui représente 34 % (14 %) du nombre de jour total alors que la contribution des précipitations sur le cumul atteint 55 % (31 %) dans les séquences humides (sèches).

Enfin une étude composite entre J_{-10} et J_{+10} a été faite sur la maille de Niamey pour les deux séquences actives. Celle-ci a permis de montrer que l'environnement grande échelle apparaissait plus favorable à la convection, lors des séquences humides, avec conjointement une diminution du gradient méridien de PV, une augmentation de l'activité ondulatoire moyenne, une diminution

du cisaillement dans les basses et hautes couches. Ainsi l'augmentation de l'activité convective à J_{-5} est accompagnée d'une augmentation des précipitations journalières qui persiste jusqu'à J_{+5} . L'examen des vents zonaux à 700 hPa et 200 hPa a permis de déterminer la position et l'intensité de l'AEJ et du TEJ. L'AEJ montre une diminution et un déplacement vers le nord du maximum au cours de la séquence humide, alors que dans les séquences sèches, nous observons une intensification du flux à partir de J_4 . A 200 hPa, contrairement aux séquences sèches, le TEJ est plus fort dans les séquences humides, lié à une augmentation de la circulation divergente des hautes couches, au cours des activités convectives importantes.

10.2 African Easterly Waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African monsoon

African Easterly Waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African Monsoon

CHRISTOPHE LAVAYSSE⁽¹⁾, ARONA DIEDHIOU⁽²⁾, HENRI
LAURENT⁽¹⁾ AND THIERRY LEBEL⁽¹⁾

⁽¹⁾*LTHE, BP 53, 38041, Grenoble, France*

⁽²⁾*IRD-Niger, BP 11416, Niamey, Niger*

Manuscript submitted to

Climate Dynamics

Revised version - February 2006

Corresponding author address: Dr. Henri LAURENT,
LTHE, BP 53, 38051 Grenoble Cedex 9. France.
email: henri.laurent@hmg.inpg.fr

Abstract

Janicot and Sultan (2001) and Sultan et al. (2003) showed evidence of an intraseasonal signal of Sahelian rainfall corresponding to wet and dry sequences of the West African Monsoon. Using NCEP/NCAR reanalysis, NOAA Outgoing Longwave Radiation (OLR) and observed daily rainfall over West Africa from 1968 to 1990, this paper investigates the variability of 3-5-day African Easterly Waves (AEWs), convection and their relationship with rainfall in these wet and dry sequences. The mean daily value rainfall during wet sequences is twice the mean value during dry sequences but the number of dry or wet sequences per year is not correlated with the annual rainfall. Wet sequences account for 39% of the annual accumulated rainfall while dry sequences account for 22%.

The number of 3-5-day AEWs increases during wet years in wet sequences and the activity tends to be larger during wet years in both wet and dry sequences. These AEWs explain 40% of the accumulated rainfall during wet sequences whereas they contribute to 26% of the accumulated rainfall observed during dry sequences. Generally, they contribute to the increase of rainfall during these sequences.

Mean convection is stronger and there are twice as many low OLR days ($<225 \text{ W.m}^{-2}$) during wet than dry sequences. The mean rainfall for days with high convective activity (convective days) is also twice as great during wet sequences. Rainfall that occurs during days without low OLR (weak convection with warm cloud tops or isolated deep convection) contributes to 69% of the total rainfall during dry sequences and 45% during wet sequences.

A composite study was performed from day D_0-10 to day D_0+10 in each sequence. Wet (dry) sequences of the African monsoon start with a decrease (slight increase) of the negative meridional Ertel Potential Vorticity (PV) gradient at 700 hPa, associated with an increase (decrease) of the spectral density of AEWs. During the wet sequence, the African Easterly Jet (AEJ), detected by 700 hPa zonal wind, decreases and moves northward, whereas the Tropical Easterly Jet (TEJ), detected at 200 hPa, increases and shifts southward. Convective activity increases from D_0-6 to D_0-3 and remains high for 4 days in wet sequences. The daily rainfall increases (decreases) between D_0-6 and D_0 and returns to the mean value at D_0+4 for wet (dry) sequences.

1. Introduction

Several studies have analysed the rainfall variability over West Africa. Janicot and Sultan (2001) and Sultan et al. (2003) showed that on intra seasonal time scales (10-60 days period) there are large and coherent fluctuations in the wind field at 925 hPa and in the rainfall, over the Sahel. With a composite analysis, they found wet and dry sequences in the West African monsoon corresponding to dates of maximum (minimum) of a regional rainfall index and that these sequences belong to a quasi periodic signal of about 20 days. These wet (dry) sequences in the West African monsoon are associated with a westward propagation of cyclonic (anticyclonic) circulation in the wind field at 925 hPa consistent with positive (negative) rainfall anomalies over the Sahel and with a stronger (weaker) moisture advection over West Africa. The origin of such fluctuations in the West African monsoon and the interaction with synoptic disturbances such as 3-5-day African Easterly Waves are not well understood.

The African Easterly Waves (AEWs) are known to be important features of the West African climate with a maximum impact on convection and rainfall during summer (Burpee 1972, Duvel 1990, Diedhiou et al. 1998, Diedhiou et al. 1999). AEWs propagate westward with a wavelength of about 3000 km and a 3-5-day period. They can provide a favourable environment for generating rainfall in particular by contributing to the organisation of squall lines or mesoscale convective systems (Burpee 1974, Reed et al. 1977, Fink and Reiner 2003, Mathon et al. 2002a). According to Grist (2002), the period of wave activity tends to be longer during wet years. Using data from stations based in West Africa between 1953 and 1978, Taleb and Druyan (2003) showed that rainfall associated with the AEWs accounted for 30-40% of total rainfall. The total precipitation at each station was uncorrelated with the number of days affected by the AEWs and with rainfall associated with these days. There are several examples of drought years with many AEWs and of wet years with relatively few AEWs suggesting that the link between waves and rainfall is not direct at the inter-annual timescale.

Previous studies have shown that mesoscale convective cloud systems can explain up to 90% of the total rainfall over the Sahel (D'Amato and Lebel 1998, Laurent et al. 1998, Mathon et al. 2002b). Convective systems are known to interact with synoptic atmospheric disturbances such as the AEWs and to be located mainly in and ahead of the wave trough at these latitudes (Diedhiou et al. 1999, Mathon et al. 2002a, Fink and Reiner 2003) or mainly in the south sector more poleward (Duv

1990, Taylor et al. 2005, Gu et al. 2004). At the inter-annual timescale, Le Barbé and Lebel (1997) showed that the rainfall variability over the Sahel is explained by the change in the number of convective systems whereas the average rainfall per rainy convective event does not change. Lebel et al. (2003) showed that the change in the number of convective rainy systems between the wet and the dry period over the Sahel (1950s *vs.* 1980s) is not associated with a change in the number of AEWs.

This study aims to investigate the variability of AEWs, convective activity and their relationships with rainfall in wet and dry sequences of the West African Monsoon using NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) reanalysis, Outgoing Longwave Radiation (OLR) from National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) and observed daily rainfall database of Institut de Recherche pour le Développement (IRD) over West Africa from 1968 to 1990. The physical characteristics and the impact of these sequences are investigated at interannual and intra seasonal time scales.

Figure 1 shows West Africa and the study area. The highlighted grey rectangle area shows the Sahel region as defined by Janicot and Sultan (2001) and the highlighted black rectangle area indicates the Niamey grid box at 2.5° resolution.

The data and methodology used for AEWs detection used are presented in the next section. Section 3 distinguishes the wet and dry sequences of the West African monsoon using wavelet transform analysis of observed rainfall. Section 4 aims to analyse, in each phase, the variability of AEWs in terms of number and activity and how they are associated with the rainfall. In the following section, the convective activity approximated from NOAA OLR is analysed in each sequence and in section 6, a mean temporal study is performed to analyse interactions between AEW, convective activity and rainfall in wet and dry sequences of the West African monsoon.

2. Datasets and methodology

a. Datasets

Independent and consistent datasets have been used in this study.

The National Center for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) have completed a reanalysis project with a constant version of the Medium-Range forecasting model (Kalnay et al. 1996). This

dataset consists of a reanalysis based on the global observational network. In this study, meridional, zonal and vertical wind components and temperature are used. Daily data is reported on a 2.5° grid box resolution, with 17 pressure levels from 1000 to 10 hPa covering the period from 1968 to 1990.

Daily rainfall data were obtained from the Institut de Recherche pour le Développement (IRD), the Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA) and the Comité Interafricain d'Études Hydrauliques (CIEH). These data, available for the period 1968-1990, include more than 1300 stations for the period 1968-1980 and between 700 to 860 stations for the period 1981-1990 (Sultan et al. 2003). These daily rainfall station data are interpolated onto the NCEP/NCAR grid by assigning each station value in the nearest grid point and averaging all the values in each grid point (Diedhiou et al. 2001). Each raingauge gives a daily value calculated between 0600 and 0600 local time the next day.

Since 1974, polar orbital NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) satellites have been measuring outgoing longwave radiation (OLR), at the top of the atmosphere. The daily OLR is obtained from two daily values averaged over a 2.5° to 2.5° grid since 1974 (Gruber and Krueger 1974). The interpolated OLR dataset provided by the Climate Diagnostic (Liebmann and Smith 1996). In this study, the period 1974-1990 is used (without 1978, not available). In tropical areas, deep convection, associated with high top clouds, can be detected by low OLR. This radiation can be associated with large mesoscale convective activity known to explain more than 90% of rainfall over the Sahel (D'Amato and Lebel 1998, Laurent et al. 1998, Mathon et al. 2002b).

b. Methodology

The Wavelet analysis method with Morlet mother wavelet described by Torrence and Compo (1998) or Weng and Lau (1994), is used to decompose in time and frequency the daily meridional component of the NCEP/NCAR reanalysis wind field at 700 hPa performed on the Niamey grid box. In this study, only the variability of 3-5-day period of AEWs known to be active during the rainy season is considered. 6-9 day period waves that occur mainly in the beginning and at the end of the rainy season (Diedhiou et al. 1999) are not considered. The daily energy of the wavelet transform averaged between 3 and 5 day period and the associated standard deviation are computed. Days with wavelet energy on the Niamey grid box larger than

the average plus the standard deviation are supposed to be affected by AEWs. This selection is close to that obtained with the method of significant energy values in the wavelet transform modulus as done by Torrence and Compo (1998) and easier to compute. The spatial and temporal evolution of the spectral density have been studied showing that each grid box reflects a good space-time correlation. This local detection can evaluate the AEWs activity which is defined at the synoptic scale. A more regional analysis of AEWs (i.e. mean spectral density over the Sahel area, for instance) would select wave events not affecting the Niamey region.

During the rainy seasons of the 1968-1990 period (2829 days), on the Niamey grid box, 973 days were associated with spectral density larger than the threshold and called hereafter AEW. The mean number of AEWs per year (42) is comprised between those found previously by Diedhiou et al. (1999) in NCEP/NCAR and in ECMWF reanalysis (29 days per year) and those found by Taleb and Druyan (2003) using radiosounding data (70 days per year). As the aims of this study are to compare, between wet and dry sequences, the global impact of AEWs and the activity of AEWs, wave sectors have not been distinguished. We verified that there is a quasi equitable distribution between favourable convection sector at 12.5°N (northward flux and talweg) and the others wind sectors (Southward flux and ridge).

3. Wet and dry sequences of the Monsoon flow

The active sequences of the monsoon flow in West Africa are computed considering studies of Janicot and Sultan (2001) and Sultan et al. (2003) which have evidenced a large fluctuation in the precipitation field at the intra-seasonal time scale (10-60 days period) over the Sahel (10°W - 10°E , 12.5° - 15°N). However their criteria of selection have been adapted here by modifying the filtering band.

Wavelet Analyse method with Morlet mother wavelet is used to exhibit the time and frequency distribution of the rainfall signal. Figure 2 shows the wavelet analysis of rainfall at the Niamey grid box (12.5°N , 2.5°E) for two distribution of spectral density: year 1989, top of figure and year 1986, bottom of figure. Note that these distribution are typical, in the 25-100 day period, for two groups of years; 1972, 1973, 1977, 1978, 1984 and 1987 for **(a)**; 1969, 1970, 1975, 1979, 1980, 1981, 1983, 1985, 1988 and 1990 for **(b)**. These year distribution in two groups is not linked with the annual accumulated rainfall. The distribution of 10-85 day spectral density are very close in 1978, wettest year in the Niamey grid box, and in 1984, the driest

year.

The annual cycle is depicted on figure 2 with a period larger than 150 days for the two types of distribution. In the first group of years (and especially in 1989), a maximum is located between 10 and 60 days. Thus, the boundary between annual and interannual cycle chosen by Janicot and Sultan (2001) is well suited to these years. Nevertheless, in the second group (with 1986), a second maximum appears between 60 and 85 days. Janicot and Sultan (2001) carried out their wavelet analysis with the average of daily rainfall over the whole Sahel domain and they obtained a weak signal in the 60-85 day band. But when wavelet analysis are performed over each grid box of the Sahel domain, we note, some years and on some grid box, that there is a clear and strong signal in this band period. Thus, we consider 60-85 day period signal, large during 11 years in the Niamey grid box, as an intra seasonal signal.

Daily observed rainfall in the domain 10°W-10°E and 12.5°N-15°N from June to October is filtered between 10 and 85 days, with Kaiser-Bessel windows, and the output signal ($Rain_{10-85day}$) is considered as the intra seasonal cycle. The filtered signal for periods greater than 85 days ($Rain_{>85day}$) is the seasonal cycle. From these two filtered signals, the index of monsoon activity (I) as defined by Janicot and Sultan (2001) and Sultan et al. (2003) becomes:

$$I = \frac{(Rain_{10-85day} + Rain_{>85day})}{Rain_{>85day}} = \frac{Rain_{10-85day}}{Rain_{>85day}} + 1$$

This index varies approximately from 0 to 2; a value of 1 is the average of this ratio and indicates no intra-seasonal signal. This index has a quasi symmetrical distribution around 1. We define date of wet (or dry) sequence of the monsoon flow when this index reaches a maximum larger than 1.3 (respectively a minimum smaller than 0.7). Outside the rainy season (before 1 June or after 30 September), the rainfall seasonal signal is too weak to correctly detect any sequence. Thus, dates of sequences are analysed only over the 1 June 30 September period.

Due to the change of the filtering band, the number of sequences have been slightly increased in comparison with Janicot and Sultan (2001). We found 96 wet sequences compared to 89 and 113 dry sequences compared to 110 between 1968 and 1990. The dates of the sequences are basically the same. The start and the end of the wet (dry) sequences are defined by the crossing of the rainfall index at I=1 before and after the date of the maximum (minimum), or in case of a break or

change in the index evolution.

Figure 3 shows, for the year 1971, the mean observed rainfall over the Sahel (from 10°W to 10°E and from 12.5° to 15°N, black bar at the top of figure), the filtered signal for periods longer than 85 day (annual cycle, grey line), the rainfall index (black curve) and wet and dry sequences (grey bar). A wet sequence occurs when the rainfall index is maximum and larger than 1.3 (observed in 1971 on 19 June, 5 July and 25 August). Note that an observed rainfall peak due to squall lines for example is not systematically associated with a wet sequence (e.g., August 1st). These wet sequences of the West African monsoon are due to a large scale signal associated with several rainy days while dry sequences are associated with strong and sustained reduction of rainfall (e.g., 25 July with weak rainfall during 9 days). Note that on the 18 July, the beginning of a dry sequence was shifted according to a change of the index evolution.

For the 23 year period, the probability of wet and dry sequences during the rainy season were computed at 15 day time step (fig. 4a). 55 % of dry sequences occur around the beginning and the end of the season and maximum probability of presence in wet sequence is 40 % between 15 August and 1 September. The 80 % confidence level (error bars on figure 4a) computed on the 23 years, show that two fortnights have a significantly larger probability of presence of dry sequence than wet sequence ([15 June-30 June] and [15 Sept-30 Sept]). However, during the other period of the rainy season, differences are not significant enough to show a trend in distribution and suggest that the repartition of the two active sequences during the rainy season is quite random, with 31 % and 37 % mean probability of having a wet or a dry sequence in each fortnight, respectively.

The number of sequences is about 4-5 per year for each sequence and the mean duration is similar, about 9.5 days for both wet and dry sequences. Note that the duration of a sequence corresponds to the half of the period of oscillation. The inter-annual variability of the frequency of wet and dry sequence days per rainy season is shown on Figure 4. The annual frequency of days per rainy season varies from 0.18 to 0.53 (0.24 to 0.62) for wet (dry) sequences. The mean number of days in inactive sequences (neither wet or dry sequence) is about 40 per year (1/3 of rainy season, not shown). The number of days in dry sequences is larger because the occurrence of dry sequences and their duration are larger, except for 5 of the 23 years (1974, 1979, 1985, 1986 and 1990). The inter-annual variability of the frequency of days per rainy season in each sequence is not linked with the rainfall variability (black curve

on fig. 4) as shown previously by Sultan (2002). Some wet years (1975, 1978 and 1988) have a large number of dry sequences or weak wet sequences. Between 1 June and 30 September in the 1968-1990 period, 1051 days occurred in dry sequences and 869 days in wet sequences. Thus, 68% of 2829 days are affected by these active sequences. The large number of days affected by the different monsoon sequences during the rainy season illustrates the importance of the dynamics of the West African monsoon at intraseasonal timescales. On average for the 23 year period, the mean daily rainfall in wet sequences was 5.0 mm/day, the dry sequences produced 2.3 mm/day and the inactive sequences 3.7mm/day (39 %, 22 % and 29% of the annual accumulated rainfall respectively). The average rainfall in wet sequences is 2.1 times greater than in dry sequences, which is in agreement with Sultan et al. (2003). The ratio of mean rainfall in wet sequences to mean rainfall in dry sequences can vary from 1.3 to 3.6 (respectively in 1973 and 1970, not shown).

In general, the accumulated rainfall is weakly linked with the mean daily rainfall in inactive sequences ($r=0.53$) but quite well linked with the mean daily rainfall in the two active sequences (correlation coefficient of 0.69 and 0.78 for wet and dry sequences). Four of the five wettest years (1969, 1974, 1978 and 1988) have a mean daily rainfall in wet and dry sequence larger than the mean on the 23 years of each active sequence. The four driest years (1973, 1983, 1984 and 1987) have the weakest mean daily rainfall in the two active sequences.

4. African Easterly Waves in wet and dry sequences

The observations of AEWs interaction with active sequences on the monsoon flow are analysed in the Niamey grid box. Table 1 gives the probability of presence of days affected by AEWs or not, during each sequence in the summer season (1 June to 30 September) on the Niamey grid box. AEWs are more frequent during wet than dry sequences (12.4% vs. 10.2%) but on the interannual timescale some wet sequences have many AEWs (1978 and 1988) and during three other wet years (1969, 1975 and 1976) the AEWs occurrences are weak and sometimes smaller than the average of the 23 years (not shown). Between two wet years (e.g. 1969 and 1988), this number can be very different (8 and 16 respectively) and the AEWs number during dry sequences can be larger in a dry year than in a wet year.

When considering the total number of days in each sequence, Table 2 shows that 40% of days in wet sequences are affected by AEWs and only 27% of days in dry sequences. The proportion of AEWs in inactive sequence is similar to the mean

proportion of the whole rainy season (around one-third of the total number of days).

In summary, whereas the occurrence of AEWs has a great interannual variability and is generally quite similar in wet, dry and inactive sequences, the proportion of days affected by the AEWs, in comparison with total wet or dry sequence days, is larger in wet sequences than in dry sequences. This tendency has been confirmed with a significativity test based on 100 000 random distribution of 973 or 1856 days (representing days with or without AEWs respectively) in three groups (WET/DRY/INACTIVE). We obtain a mean difference of days in these groups very close to 0 and the 80 % confidence level of the difference equal to 32 and 44 days for days with AEWs and days without AEW respectively. Thus, except the difference of days between wet and inactive sequences for days with AEWs (Table 1, 17 days), the differences of days are significant.

At the inter-annual timescale, correlations between occurrences of AEWs and annual accumulated rainfall are weak (0.22 and 0.18 respectively for wet and dry sequences, not shown). This weak correlation between the AEWs number during the monsoon sequences and the annual accumulated rainfall means that the AEWs number cannot explain the rainfall variability both at the intra seasonal and inter-annual scale. This is also in agreement with the results of Taleb and Druyan (2003).

The mean daily rainfall associated with wet and dry sequences is given in Table 3. During wet sequences, AEWs generate 6.46 mm.day^{-1} and days without AEW, 5.96 mm.day^{-1} . There is an increase of 0.5 mm.day^{-1} (+8%). The difference in mean daily rainfall between days with or without AEW in dry sequences is 0.32 mm.day^{-1} , which corresponds to a 10% increase. This difference is even smaller during inactive sequences: $+0.27 \text{ mm/day}$, i.e. 6% increase. During the summer season considered here (123 days per year), the accumulated rainfall during AEWs or not shows a difference of about 0.7 mm.day^{-1} (+14%); this difference means 86 mm.year^{-1} . Thus, the AEWs tend to increase the average mean daily rainfall, especially during wet sequences. These results are confirmed by a significance test. 100 000 random distributions were made of daily rainfall for each sequence, in two groups (AEWs/NO AEW). The size of the two groups were similar to the proportion of days obtained in Table 1. The mean difference of daily rainfall between the two groups, after 100 000 draws, is very close to 0 and the standard deviation is lower than our results in the wet sequence, the dry sequence and the total period (the standard deviation of the random distribution were 0.41 mm, 0.25 mm and 0.21 mm compared to 0.5 mm, 0.32 mm and 0.7 mm respectively in the composite study). Thus, we consider that the differences are significant. During inactive sequences, the

standard deviation of the difference between 100 000 random distribution of mean daily rainfall in two groups is larger than our results (0.38 mm compared to 0.27 obtained) showing that this result is not significant in this case.

Even if the number of AEWs can not explain the interannual and intra seasonal variability of accumulated rainfall in the Niamey grid box, a significant increase of rainfall days associated with these AEWs is observed.

Figure 5 shows the long term period anomaly, from 1968-1990 average, of AEWs activity estimated from the spectral density of meridional wind at 700 hPa. The mean activity of days associated with AEWs during the 23 years is rather similar during wet and dry sequences of the West African monsoon (42.4 and 40 m^2/s^2 respectively). At the inter-annual timescale, the AEWs activity in each sequence is not correlated with the total accumulated rainfall (respectively $r=0.31$ and 0.12). Nevertheless the AEWs activity in the two active sequences tends to be larger than the average during wet year (1969, 1974, 1977, 1978) and smaller during dry years (1972, 1973, 1982, 1983, 1984, 1987).

The contribution of accumulated rainfall during AEWs in wet or dry sequence to the accumulated rainfall during each active sequence is plotted in figure 6. The mean contribution of these AEWs represents 29% of dry sequences and 42% of wet sequences. Rainfall contribution of AEWs in wet sequences is closely linked to the AEWs number. 1971, 1973 and 1982 have the weakest contribution of accumulated rainfall during AEWs and the weakest days number of AEWs. On the contrary, 1980, 1986 and 1988 show high values in the two cases. The number of days in wet sequence is the largest in 1974 (fig. 4b). That is why the contribution of AEWs is low this year whereas the numbers of AEWs is important. In 1977 there was a large contribution of accumulated rainfall during AEW in the dry sequences rainfall (78%) due to a large number of AEWs (28 days, not shown).

In summary, the activity of AEWs, as well as the number of AEWs, has a great interannual variability which is not significantly correlated with the annual accumulated rainfall. Moreover a significant portion of annual rainfall is associated with the AEWs in the two active sequences in the Niamey grid box. During wet sequences, the number of AEWs is larger than during dry sequences and when AEWs are detected, the daily rainfall tends to increase.

5. Convective activity in wet and dry sequences of the monsoon flow

Figure 7a shows the mean convective activity using NOAA-OLR data (OLR axis is reversed) during wet or dry sequences of the West African monsoon from 1975 to 1990, except 1978 (OLR data are not available for this year). During this period, the satellite overpass was at 0730UTC and 1930UTC most of the time (Waliser and Zhou 1997). The raingauges give the daily rainfall between 0600UTC and 0600UTC the next day. As the rainfall over Niamey shows a maximum at the end of the night (at Day+1) due to the propagative nature of mesoscale convective systems (Mathon et al. 2002b), the rainfall recorded on D day is associated with the convection recorded on D day and D+1 day. In order to match OLR and rainfall, we decided to replace the daily OLR on D day by the average over D and D+1 days.

OLR in wet sequences is always smaller than in dry sequences meaning that convection is deeper. This confirms results shown by Janicot and Sultan (2001), Sultan et al. (2003). The mean OLR during inactive sequences (not shown) remains close to the average of the both active sequences. At the inter-annual time scale, there is a weak correlation between the annual rainfall and the mean radiation during wet sequences ($r=-0.3$) and also during dry sequences ($r=-0.4$). In 1976, the mean OLR in wet sequences presents high values ($245 W/m^2$) showing that rainfall in a wet sequence is not only due to deep clouds with cold top but rather that the contribution of shallow convection or monsoon clouds to this mean OLR is significant. The rainfall efficiency is calculated in the next part.

The days dominated by deep convection, also called convective days hereafter, are selected as those when OLR is smaller than $225 W/m^2$. This threshold has been chosen following Matthews (2004) ($210 W.m^{-2}$) and Dickinson and Molinari (2002) ($220 W.m^{-2}$) adapted for the 2 days averaged values. This threshold selects 33 % of the strongest daily convection during northern summer. The number of convective days per sequence is given in Figure 7b. It is larger in wet than in dry sequences. The number of days with large convective days in inactive sequences stays between that in wet and dry sequences (not shown). The inter-annual variability of the number of convective days is well linked with the mean OLR in both active sequences ($r=-0.85$ and -0.75 respectively in wet and dry sequences). The number of events in wet sequences is, on average, twice the number in dry sequences; this relation reaches 5 in 1977. This value is consistent with the difference of contribution to the

mean rainfall between wet and dry sequences. Five years with large convective days (1975, 1977, 1980, 1988 and 1989) show large mean daily rainfall (not shown). Thus, the difference in rainfall contribution for the two sequences can be explained in part by the number of convective days. Le Barbé and Lebel (1997) concluded that at the inter-annual time scales the difference between a wet and a dry year is explained by a different number of rain events. The number of days with small OLR represents 34% (14%) of the total number of days in wet (dry) sequences. This figure allows us to conclude that, at the intra seasonal timescale, the difference between wet and dry sequences can be partly explained by the number of large convective systems.

The mean daily rainfall per convective day and associated mean standard deviation in wet and dry sequences of the West African Monsoon are plotted on figure 8. When a convective day occurs during a wet sequence, its associated mean daily rainfall is generally larger than when it occurs during a dry sequence. Mean event rainfall in the inactive sequences is generally between mean event rainfall in wet and dry sequences (not shown). At intra seasonal time scales the mean contribution to the rainfall of wet and dry sequences is not only explained by the number of systems as previously shown but also by the mean daily rainfall per event. The inter-annual variability is not well marked, as the mean rainfall per event does not change much between wet and dry years: when considering the average of the 15 years, the mean daily rainfall is around 8 mm/day for an event in a wet sequence and 5 mm/day in a dry sequence. This is in agreement with Le Barbé and Lebel (1997) when they compare the mean rain event amount between years 50s (wet) and years 80s (dry). For some years, the difference between the two active sequences are not significant and two years are particular: the results for 1984 show the same mean daily rainfall value in wet and dry sequence; and those for 1987 has a larger mean rainfall in dry sequence compare to the wet sequence.

Deep convective days account for around 55% of rainfall in the wet sequences and around 31% of rainfall in the dry sequences (not shown). This is due to both larger number and larger rainfall efficiency of convective days in wet sequences compared to dry sequences. Daily rainfall with high OLR ($OLR > 225 \text{ W.m}^{-2}$) can represent an important contribution to the accumulated rainfall inside those sequences. They represent 45% and 69% in wet and dry sequences respectively. The origin of large contribution of daily rainfall with large OLR is not well defined. It can be produced either by large and relatively shallow convection or by isolated deep convective sys-

tems.

6. Composite study of wet and dry sequences

A composite study of atmospheric and rainfall related parameters is presented in Figure 9. It allows us to investigate the interactions between AEWs, convective activity and rainfall during mean wet and dry sequences considered from day D_0-10 to day D_0+10 , D_0 being the date for which the index (I) is maximum (wet sequences) or minimum (dry sequences). This composite study results from an average of all sequences from 1968 to 1990 except for OLR, available from 1975 to 1990 (without 1978).

Hoskins et al. (1985) showed that the Saharan Heat Low, in the north flank of the African Easterly Jet (AEJ), reduces the Ertel potential vorticity (PV), while the ITCZ, in the south flank of the AEJ, increases the static stability and thus the PV (Schubert et al. 1991). These two convection cells establish a large meridional gradient of PV. The composite evolution of the mean meridional PV gradient at 700 hPa (about 315 K) is shown in figure 9a. It is the mean gradient between the PV maximum (close to the ITCZ) and PV minimum (close to the Saharan Heat Low). As soon as D_0-4 , there is a decrease of negative meridional PV gradient for the wet sequence (black line). The value stays small between D_0-2 to D_0+3 and begins to increase again at D_0+4 . Thorncroft and Blackburn (1999) showed that the AEJ core is mainly located in the area of negative meridional PV gradient. A decrease of this negative value during the wet sequence is associated with a decrease of the magnitude of the AEJ due to conversion of energy from the AEJ to the AEWs by barotropic and baroclinic instabilities.

This is consistent with the evolution of AEWs activity in wet sequence depicted from wavelet analysis on the meridional wind field at 700 hPa (Figure 9b). The AEWs activity corresponds here to the average energy of wavelet transform in the 3-5-day band. An increase appears at D_0-4 . The AEWs reaches its maximum activity at day D_0+2 and returns to the average at D_0+7 . This evolution is very close to the PV gradient evolution.

Figure 9c shows the composite study of the zonal wind shear between 925 and 700 hPa for the two sequences. The 925-700 zonal wind shear depends on the monsoon flow at 925 hPa and the AEJ at 700 hPa. According to Weisman and Rotunno (2004), the vertical wind shear in low level allows to modulate deep convection. Redelsperger et al. (2002) describe a reference case of a Sahelian weather system

during the HAPEX-SAHEL experiment in August 1992, at synoptic and convective system scales. They observe a decrease of the AEJ in the active wave and convective area. Rowell and Milford (1993) show the impact of squall line passages on the wind profile throughout the troposphere. Differences between before and after the squall line are decreases in the monsoon and AEJ magnitudes. A decrease of the 925-700 hPa wind shear is observed as a consequence of the squall line passage. In figure 9c, the decrease of the 925-700 hPa wind shear in a wet sequence starts at day D_0-4 , corresponding to the increase of the AEW activity. This decrease of the shear continues until D_0+1 . This minimum value may correspond to a maximum of squall line crossing the area. The return to average value is at D_0+4 .

The 925-200 hPa wind shear is showed in figure 9d. The mean value is about 10.5 m.s^{-1} . A large anomaly starts to increase at D_0-10 in wet sequence and reaches a maximum during 8 days (11.5 m.s^{-1} between D_0-8 to D_0-1). One day before the date of maximum rainfall index, the 925-200 hPa wind shear decreases rapidly until D_0+2 . According to Redelsperger et al. (2002) convection occurs during a decrease of the wind at 200 hPa in the convection area. Rowell and Milford (1993) reach the same conclusion, i.e. a decrease of the 200 hPa zonal wind after the squall line crossing. The 925-200 wind shear evolves similiary, showing a decrease after deep convective systems crossing.

Figure 9e shows the mean evolution of convective activity considered in a first approximation as reverse OLR (y axis in fig. 9e is reversed). In wet sequence, convective activity increases at D_0-6 . Maximum of convective activity occurs between days D_0-2 and D_0+1 when the environmental conditions become favourable. Between D_0+2 to D_0+4 , convective activity returns to average values.

In figure 9f, the mean evolution of the observed rainfall of the West African monsoon is plotted against time. Rainfall starts to increase as soon as day D_0-6 in a wet sequence, in agreement with the increase of convective activity. Maximum daily rainfall, at D_0 , reaches 8 mm.day^{-1} , and remains high (more than 6 mm.day^{-1}) between D_0-1 to D_0+2 . This is coherent with the decrease of the 925-700 and 925-200 hPa wind shears and with the evolution of dynamical factors (increase of AEWs activity and minimum of PV gradient). Then rainfall decreases until average at D_0+4 .

During the composite of a dry sequence, the meridional PV gradient stays stationary between D_0-3 and D_0+3 . Between D_0-4 to D_0+5 the PV value is higher

during dry sequences compared to wet sequences. This is consistent with the evolution of the mean energy of AEWs, showing a decrease between D_0-4 and D_0+2 . The dry sequence shows an increase of 925-700 wind shear at D_0-5 and stays at a maximum value between D_0-3 to D_0+3 . The 925-200 hPa zonal shear increases between D_0-6 to D_0+3 . This evolution differs from that of a convective system crossing scheme (Redelsperger et al. 2002, Rowell and Milford 1993). Between D_0-6 to D_0+2 , figure 9e shows an increase of OLR from 235 to 250 $W.m^{-2}$ meaning weak convective activity. At the same time, daily rainfall decreases and stays at a minimum value (2 mm.day^{-1}) from D_0-2 to D_0+2 .

In summary, figure 9 shows the evolution of dynamical factors as large and coherent fluctuations during the time of wet and dry sequences (about 10 days).

The zonal wind shear during wet and dry sequences on the Niamey grid box do not allow to conclude on the AEJ and TEJ evolution. Figure 10 shows the composite study of latitude cross section of the mean zonal wind at the longitude of Niamey ($1.25-3.75^\circ\text{East}$) between D_0-10 to D_0+10 . The AEJ is visible with the minimum of zonal wind at 700 hPa (fig. 10(a)) during wet (1) or dry (2) sequences. At D_0-6 AEJ tend to increase in the dry sequence and decrease in wet sequence. The location of the AEJ is more southward during dry than wet sequence. Figure 10(b) shows the evolution of TEJ (zonal wind at 200 hPa) for wet (1) or dry (2) sequences. This Jet seems to be enhanced by the high level divergent circulation associated with the increase of convective activity in the wet sequence. These results obtained at the intra seasonal scale are very similar to results obtained at the inter annual scales. Newell and Kidson (1984) show the same difference of zonal flows for 1958-1962 (wet period) and 1970-1973 (dry period). Also in a case study, Redelsperger et al. (2002) observe a decrease of AEJ and an increase of TEJ resulting from a squall line during the HAPEX-SAHEL experiment.

7. Summary

Using NCEP/NCAR reanalysis, NOAA OLR and observed IRD rainfall over West Africa from 1968 to 1990, the variability of AEWs, convective activity and their relationships with rainfall were investigated in wet and dry sequences of the West African Monsoon.

The number of wet and dry sequences per year remains constant and is not related to the inter-annual variability of rainfall. Generally, the accumulated rainfall during the wet sequences is larger than during the dry sequences but there is a weak correlation to the annual rainfall at the inter-annual timescale. The mean daily rainfall per sequence is well correlated with the annual rainfall. In agreement with Sultan et al. (2003), the mean daily rainfall in wet sequences is twice the mean daily rainfall in dry sequences (4.25 mm/day for the wet sequences against 2.5 mm/day for the dry sequences).

The wave-days number in the wet sequences is larger than wave-days number in the dry sequences and its inter-annual variability in each sequence is not associated with the inter-annual rainfall variability. Daily rainfall associated with AEWs is larger than daily rainfall without AEW in the three sequences. The AEWs activity during wet years increases in the two sequences, and tends to decrease in dry years. The contribution of rainfall associated with AEWs reaches respectively 40 and 30% in wet and dry sequences. Thus this study highlights the link between rainfall and AEWs, with an increase of rainfall efficiency of days associated with AEWs and the increase of AEWs activity during a wet sequence. The cumulated rainfall for days with AEWs are large but do not explain the interannual variability of accumulated rainfall in the Sahel area.

Mean convective activity in wet sequences is larger in magnitude than in dry sequences although peaks of convection can occur at anytime. The number of deep convective days in the wet sequences is approximatively twice the number in the dry sequences. Differences in accumulated rainfall between the wet and the dry sequences are partly explained by an increase of the number of convective system events. Besides, the convective system events produce approximately 1.5 to 2 times more rain when they occur in wet sequences compared to dry sequences. Thus, the difference between rainfall in wet and dry sequences is also explained by an enhancement of the convective system rainfall efficiency in the wet sequences. The days with high convective activity constitute 55% (31%) of rainfall in the wet (dry) sequences, but they represent 34% (14%) of total numbers of days in the wet (dry) sequence. Rainfall occurring during days with low convective activity (large OLR) constitutes 45% (69%) of total rainfall during the wet (dry) sequences. Convection associated with this rainfall is not well defined. It is either large shallow convection with weak rainfall efficiency or a few small-sized deep convective systems.

A composite study illustrates the interactions between AEW, convective activity and rainfall during the wet and dry sequences considered from day D_0-10 to day D_0+10 . It shows for the wet sequences a decrease of the negative values of meridional PV gradient at 700 hPa consistent with the increase of AEWs activity and decrease of the wind shear between 925 hPa and 700 hPa as soon as day D_0-5 . This means that the environmental conditions in the wet sequence are more favourable to developing deep convection.

At the inter-annual timescale there is no clear relationship between rainfall in these sequences and the annual rainfall. However it seems that at the intra seasonal timescale, these fluctuations of the West African monsoon can modulate AEWs, convection and are important features of the rainy season over West Africa.

8. Conclusion

This study shows evidence of the role of wet sequences (dry sequences) of the West African Monsoon in a coherent enhancement (reduction) of convective activity and associated dynamical forcing.

The AEWs are larger, and tend to increase daily rainfall, in wet sequences compared to dry sequences.

Acknowledgments:

The authors are very thankful to Climate Diagnostics Center (NOAA, Boulder, CO) for providing the NCEP/NCAR Reanalysis dataset. Authors also thank ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et en Madagascar) and African National Meteorological and Hydrological Services for collecting the rainfall data and IRD for the ORE AMMA-CATCH database.

References

- Burpee, R. W. (1972). The origine and structure of easterly waves in the lower troposphere in North Africa. *J. Atmos. Sci.*, 29:77–80.
- Burpee, R. W. (1974). Characteristics of North African easterly waves during the summers of 1968 and 1969. *J. Atmos. Sci.*, 31:1556–1570.
- 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. *International Journal of Climatology*, 18:955–974.
- Dickinson, M. and Molinari, J. (2002). Mixed rossby-gravity waves and Western Pacific Tropical cyclogenesis. partI: Synoptic evolution. *J. Atmos. Sci.*, 59:2183–2196.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., and de Félice, P. (1998). Evidence of two regimes of easterly waves over West Africa and the tropical Atlantic. *Geophys. Res. Let.*, 25:2805–2808.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., and de Félice, P. (2001). Composite patterns of easterly waves disturbances over West Africa and the tropical Atlantic: A climatology from the 1979-95 NCEP-NCAR reanalysis. *Climate Dynamics*, 18:241–253.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., de Félice, P., and Laurent, H. (1999). Easterly waves regimes and associated convection over West Africa and the Tropical Atlantic: Results from the NCEP-NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamics*, 15:795–822.
- 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.
- Fink, A. H. and Reiner, A. (2003). Spatio-temporal variability of the relation between African esterly waves and west African squall lines in 1998 and 1999. *J. Geophys. Res.*, 108.
- Grist, J. P. (2002). Easterly waves over Africa. part I: The seasonal cycle and contrasts between wet and dry years. *Mon. Wea. Rev.*, 130:197–211.
- Gruber, A. and Krueger, A. F. (1974). The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65:958–962.

- Gu, G., Adler, R. F., Huffman, G. J., and Curtis, S. (2004). African easterly waves and their association with precipitation. *J. of Geophys. Res.*, 109:D0401, doi:10.1029/2003JD003967.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., and Robertson, A. W. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 111:877–946.
- Janicot, S. and Sultan, B. (2001). Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 28(3):523–526.
- Kalnay, E., Kanamitsu, R., Kistler, R., Collins, W., and al (1996). The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77:437–471.
- Laurent, H., D’Amato, N., and Lebel, T. (1998). How important is the contribution of the mesoscale convective complexes to the Sahelian rainfall. *Phys. Chem. Earth*, 23:629–633.
- Le Barbé, L. and Lebel, T. (1997). Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrology*, 188:43–73.
- Lebel, T., Diedhiou, A., and Laurent, H. (2003). Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *J. Geophys. Res.*, 108(D8).
- Liebmann, B. and Smith, C. A. (1996). Description of a complete (interpolated) Outgoing Longwave Radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77:1275–1277.
- Mathon, V., Diedhiou, A., and Laurent, H. (2002a). Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel. *Geophys. Res. Let*, 29(8). 1216.
- Mathon, V., Laurent, H., and Lebel, T. (2002b). Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology*, 41:1081–1092.
- Matthews, A. (2004). Intraseasonal variability over tropical africa during northern summer. *J. Climate*, 17:2427–2440.
- Newell, R. E. and Kidson, J. W. (1984). African mean wind changes between Sahelian wet and dry period. *J. Climatology*, 4:1–7.
- Redelsperger, J. L., Diongue, A., Diedhiou, A., Ceron, J. P., Diop, M., Gueremy, J. F., and Lafore, J. P. (2002). Multi-scale description of a Sahelian synoptic

- weather system representative of the West African monsoon. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 128:1229–1257.
- 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. Wea. Rev.*, 105:317–333.
- Rowell, D. P. and Milford, J. R. (1993). On the generation of African squall lines. *J. Climate*, 6:1181–1193.
- Schubert, W. H., Ciesielski, P. E., Stevens, D. E., and Kuo, H. C. (1991). Potential vorticity modeling of the ITCZ and the Hadley circulation. *J. Atmos. Sci.*, 48:1493–1509.
- Sultan, B. (2002). *Etude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'Ouest et de la variabilité intra - saisonnière de la convection. Application à la sensibilité des rendements agricoles*. PhD thesis, Université Paris 7.
- Sultan, B., Janicot, S., and Diedhiou, A. (2003). The West African Monsoon dynamics. part I: Documentation of intraseasonal variability. *J. Climate*, 16(21):3389–3406.
- Taleb, E. H. and Druyan, L. M. (2003). Relationships between rainfall and West African wave disturbances in station observations. *Int. J. Climatol.*, 23:305–313.
- Taylor, C. M., Parker, D. J., Lloyd, C. R., and Thorncroft, C. D. (2005). Observations of synoptic-scale land surface variability and its coupling with the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131:913–937.
- Thorncroft, C. D. and Blackburn, M. (1999). Maintenance of the African easterly jet. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 125(555):763–786.
- Torrence, C. and Compo (1998). A practical guide to Wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79:61–78.
- Waliser, D. E. and Zhou, W. (1997). Removing satellite equatorial crossing time biases from the olr and hrc datasets. *J. Climate*, 10:2125–2146.
- Weisman, M. and Rotunno, R. (2004). "a theory for strong long-lived squall lines" revisited. *Journal of Atmospheric Sciences*, 61(4):361–382.

Weng, H. and Lau, K. M. (1994). Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western pacific. *J. Atmos. Sci.*, 51(17):2523–2541.

List of Figures

- 1 Map of the study area in West Africa. The highlighted grey rectangle area shows the Sahel region as defined by Sultan and Janicot (10° West to 10° East and 12.5° North to 15° North), the highlighted black rectangle area indicates the Niamey grid box (11.25° - 13.75° North; 1.25° - 3.75° East). 27
- 2 Modulus of the wavelet transform of the daily rainfall ($m^2.s^{-2}$) at the Niamey grid box for two different distributions: **(a)**; 1989, **(b)**; 1986. 28
- 3 Distribution during summer 1971 of the mean daily rainfall in the Sahel area (black bar, top of figure), associated filtered signal for periods greater than 85 days (grey curve). Monsoon index is indicated by the black curve, positive (negative) bars represent wet (dry) sequences of the West African monsoon. Grey straight at 1.3 and 0.7 indicate the threshold detection of the active sequence (refer text for detail). . . . 29
- 4 **(a)** The intra-seasonal distribution of days in wet (black line) or dry (grey line) sequences and the 80 % confidence level of 23 years is indicate (error bars). Outside of the 1 June - 30 September period, the seasonal signal is too low to correctly detect wet or dry sequences, thus only 1 June - 30 September is kept. **(b)** Frenquecy of days in each sequence per year from 1968 to 1990: wet sequences (black bar) and dry sequences (grey bar), and annual accumulated rainfall in the Sahel area (in mm, black curve). 30
- 5 Long term mean spectral density anomaly ($m^2.s^{-2}$) of meridional wind at 700 hPa filtered between 3 and 5 days from 1968 to 1990 at the Niamey grid box, in wet (dark grey bar) and dry sequences (light grey bar, in $m^2.s^{-2}$). The black line represents anomaly of long term mean of annual accumulated rainfall at the Niamey grid box (in mm). 31

6	Contribution (%) of days associated with AEWs to the accumulated rainfall inside the sequence from 1968 to 1990 at the Niamey grid box: wet sequence (dark grey bar) and dry sequence (light grey bar). The black line represents the annual accumulated rainfall (in mm) at the Niamey grid box.	32
7	(a) Mean Outgoing Longwave Radiation (in $W.m^{-2}$) from 1975 to 1990: in wet (dark grey bar), in dry sequence (light grey bar) and annual accumulated rainfall (black curve , in mm) at the Niamey grid box. (b) Number of convective events ($OLR < 225 W.m^{-2}$) per sequence from 1975 to 1990, in wet (dark grey bar), in dry sequences (light grey bar) and ratio between the number of systems in each sequence (black curve).	33
8	Mean daily rainfall (in mm/day) per convective day ($OLR < 225 W.m^{-2}$) from 1975 to 1990, in wet (black line) and dry sequences (grey line) at the Niamey grid box. The 80 % confidence level are indicate by error bars.	34
9	Composite study from day D_0-10 to day D_0+10 of (a) Mean meridional gradient of Ertel potential vorticity at 700 hPa (in PVU), (b) Mean energy of wavelet transform in the 3-5-days period (in $m^2.s^{-2}$) over Niamey grid box, (c) zonal wind shear between 925 hPa and 700 hPa (in $m.s^{-1}$) over Niamey grid box, (d) zonal wind shear between 925 hPa and 200 hPa (in $m.s^{-1}$) over Niamey grid box, (e) OLR (in $W.m^{-2}$, reversed y axis) over Niamey grid box and (f) Mean daily rainfall (in mm) over Niamey grid box, during wet sequence (black line) and dry sequence (grey dashed line).	35
10	Latitude cross section (y axis, from Equator to $20^\circ N$) of composite study from day D_0-10 to day D_0+10 at the longitude of the Niamey grid box ($1.25^\circ E-3.75^\circ East$): (a) AEJ (U 700hPa) and (b) TEJ (U 200hPa) during wet sequences (1) or dry sequences (2)	36

Sequence	Days with AEWs	without AEW	Total
Wet sequence	12.4 (351)	18.3 (518)	30.7 (869)
Dry sequence	10.2 (288)	27.0 (763)	37.2 (1051)
Inactive sequence	11.8 (334)	20.3 (575)	32.1 (909)
Total	34.4 (973)	65.6 (1856)	100 (2829)

Table 1: Probability of presence (total number) of days with or without AEWs, in different intraseasonal sequence between 1 June and 30 September

Sequence	Days with AEWs	without AEW	Total
Wet sequence	40	60	100
Dry sequence	27	73	100
Inactive sequence	37	63	100
Total	34	66	100

Table 2: Distribution in % of days in each sequence associated or not with AEWs, between 1 June and 30 September

Sequence	Days with AEWs	without AEW	Total
Wet sequence	6.46	5.96	6.16
Dry sequence	3.04	2.72	2.81
Inactive sequence	4.88	4.61	4.71
Total	4.91	4.21	4.45

Table 3: Distribution of mean daily rainfall (in mm) associated or not with AEWs in each sequences between 1 June and 30 September

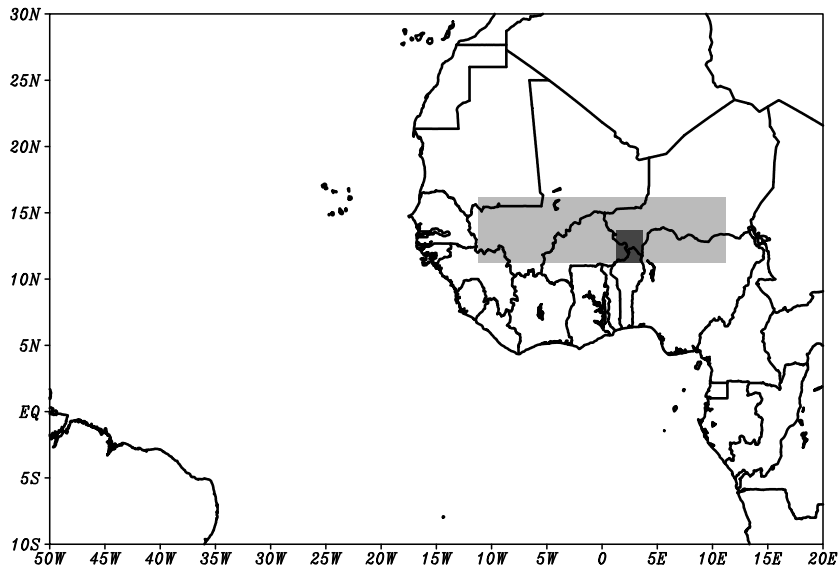


Figure 1: Map of the study area in West Africa. The highlighted grey rectangle area shows the Sahel region as defined by Sultan and Janicot (10° West to 10° East and 12.5° North to 15° North), the highlighted black rectangle area indicates the Niamey grid box (11.25° - 13.75° North; 1.25° - 3.75° East).

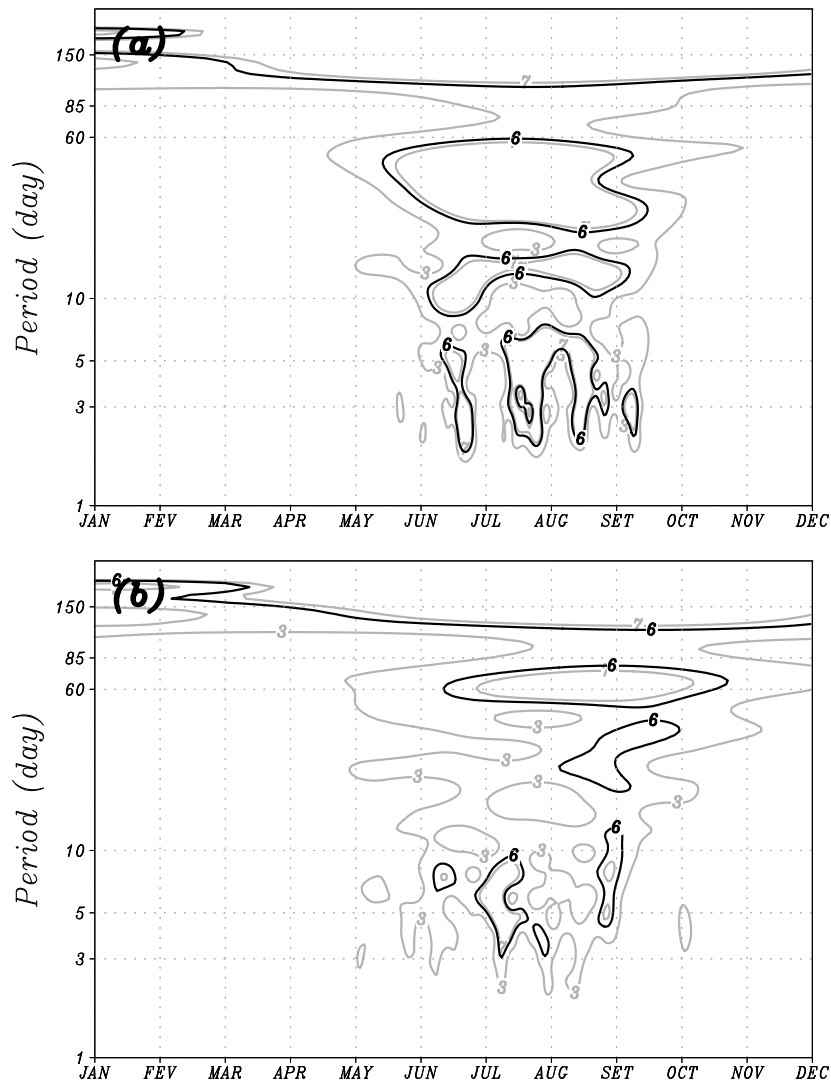


Figure 2: Modulus of the wavelet transform of the daily rainfall ($m^2.s^{-2}$) at the Niamey grid box for two different distributions: (a); 1989, (b); 1986.

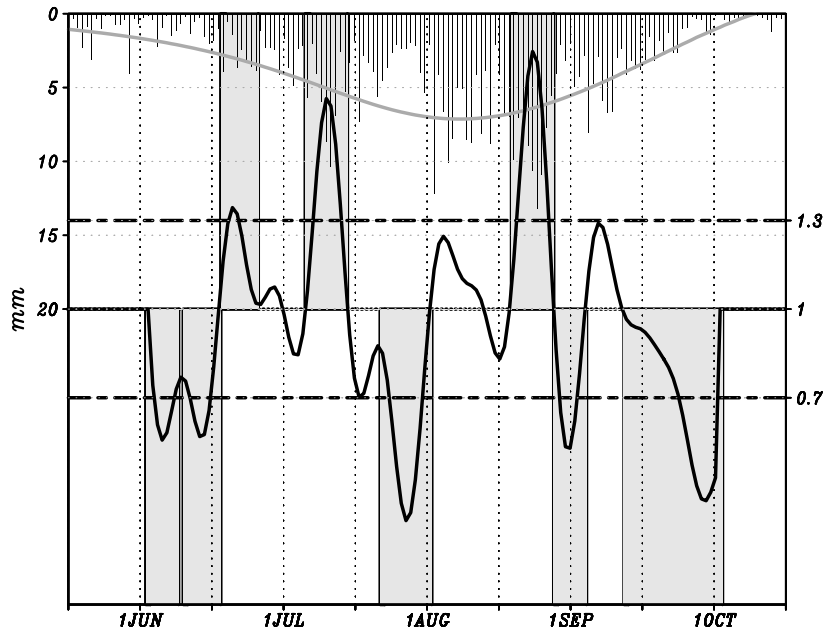


Figure 3: Distribution during summer 1971 of the mean daily rainfall in the Sahel area (black bar, top of figure), associated filtered signal for periods greater than 85 days (grey curve). Monsoon index is indicated by the black curve, positive (negative) bars represent wet (dry) sequences of the West African monsoon. Grey straight at 1.3 and 0.7 indicate the threshold detection of the active sequence (refer text for detail).

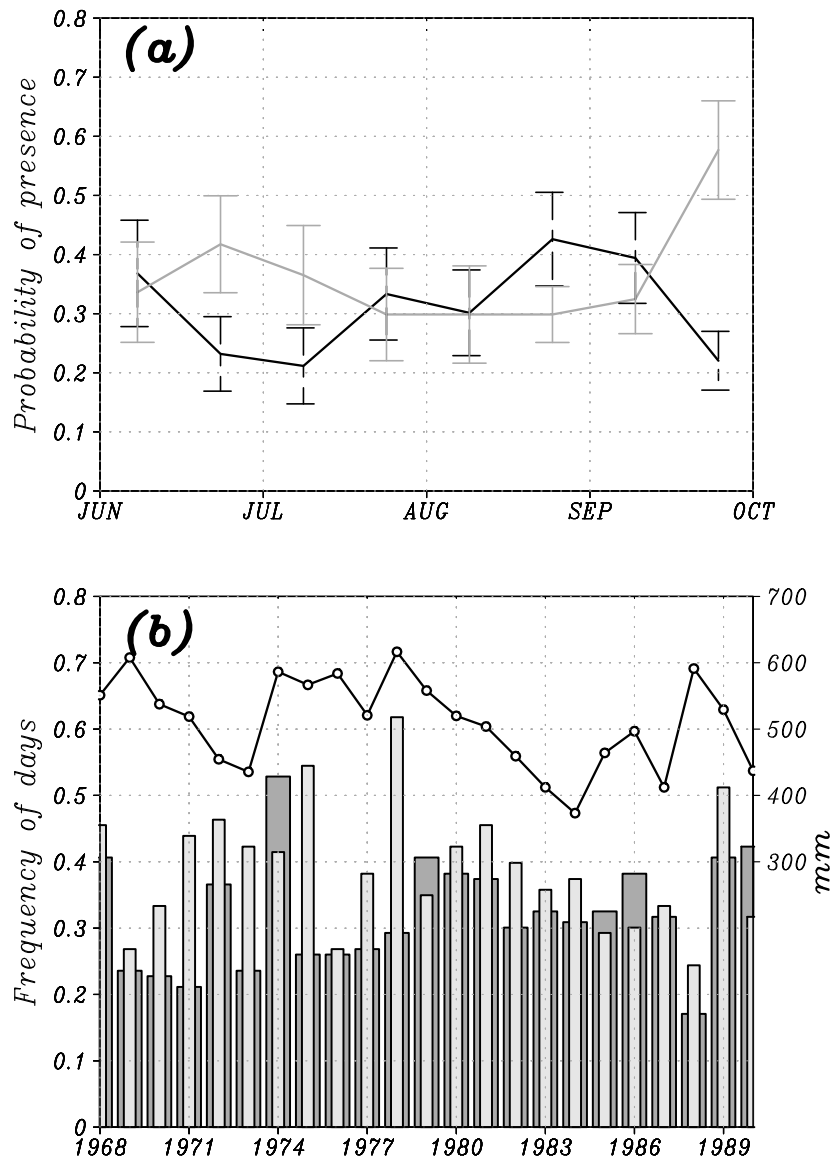


Figure 4: (a) The intra-seasonal distribution of days in wet (black line) or dry (grey line) sequences and the 80 % confidence level of 23 years is indicate (error bars). Outside of the 1 June - 30 September period, the seasonal signal is too low to correctly detect wet or dry sequences, thus only 1 June - 30 September is kept. (b) Frenquency of days in each sequence per year from 1968 to 1990: wet sequences (black bar) and dry sequences (grey bar), and annual accumulated rainfall in the Sahel area (in mm, black curve).

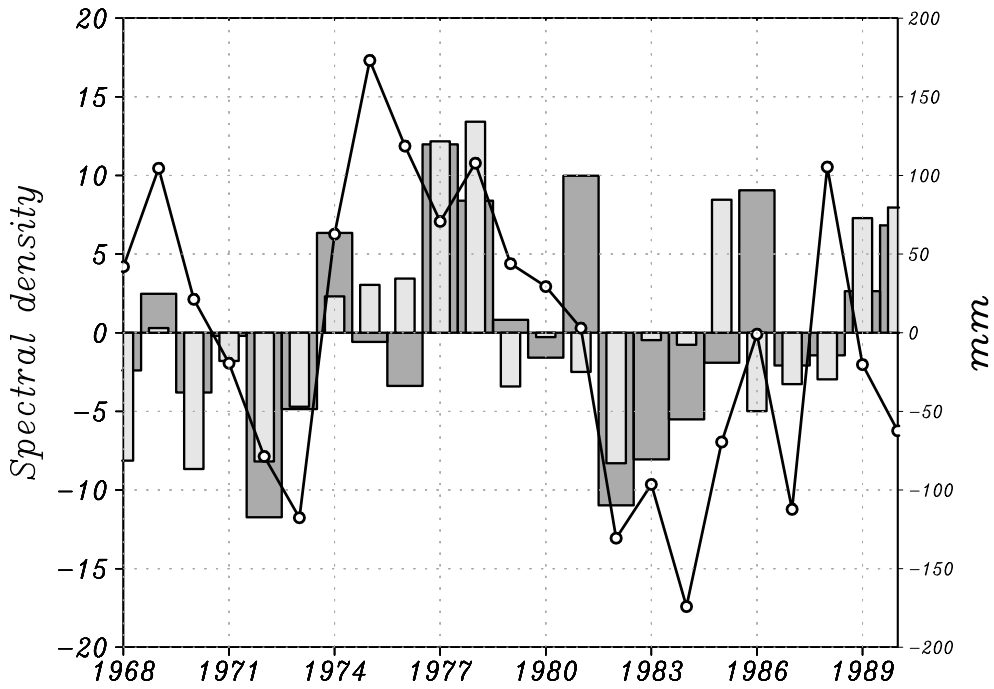


Figure 5: Long term mean spectral density anomaly ($m^2.s^{-2}$) of meridional wind at 700 hPa filtered between 3 and 5 days from 1968 to 1990 at the Niamey grid box, in wet (dark grey bar) and dry sequences (light grey bar, in $m^2.s^{-2}$). The black line represents anomaly of long term mean of annual accumulated rainfall at the Niamey grid box (in mm).

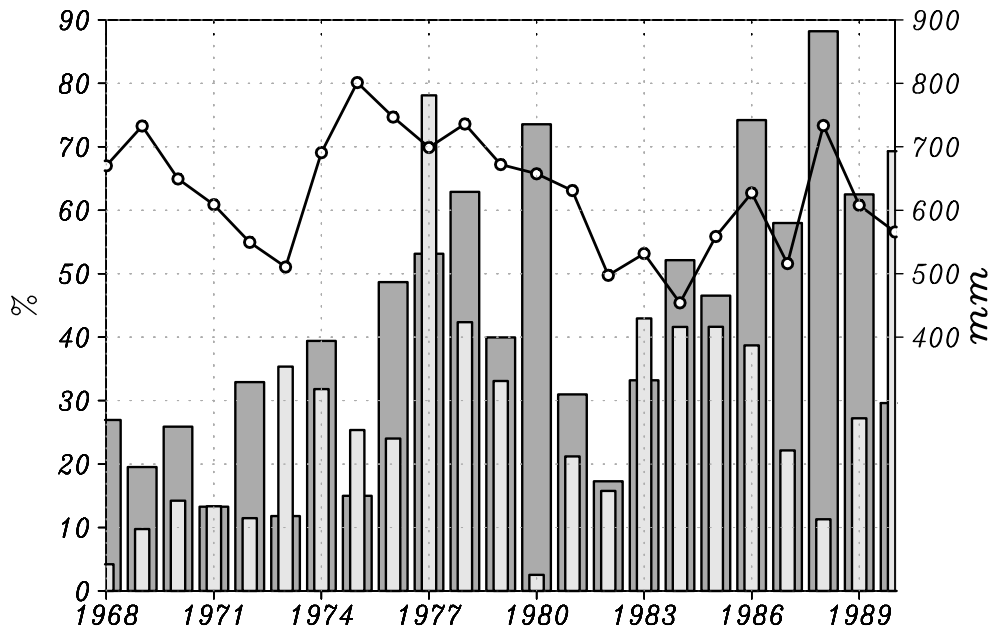


Figure 6: Contribution (%) of days associated with AEWs to the accumulated rainfall inside the sequence from 1968 to 1990 at the Niamey grid box: wet sequence (dark grey bar) and dry sequence (light grey bar). The black line represents the annual accumulated rainfall (in *mm*) at the Niamey grid box.

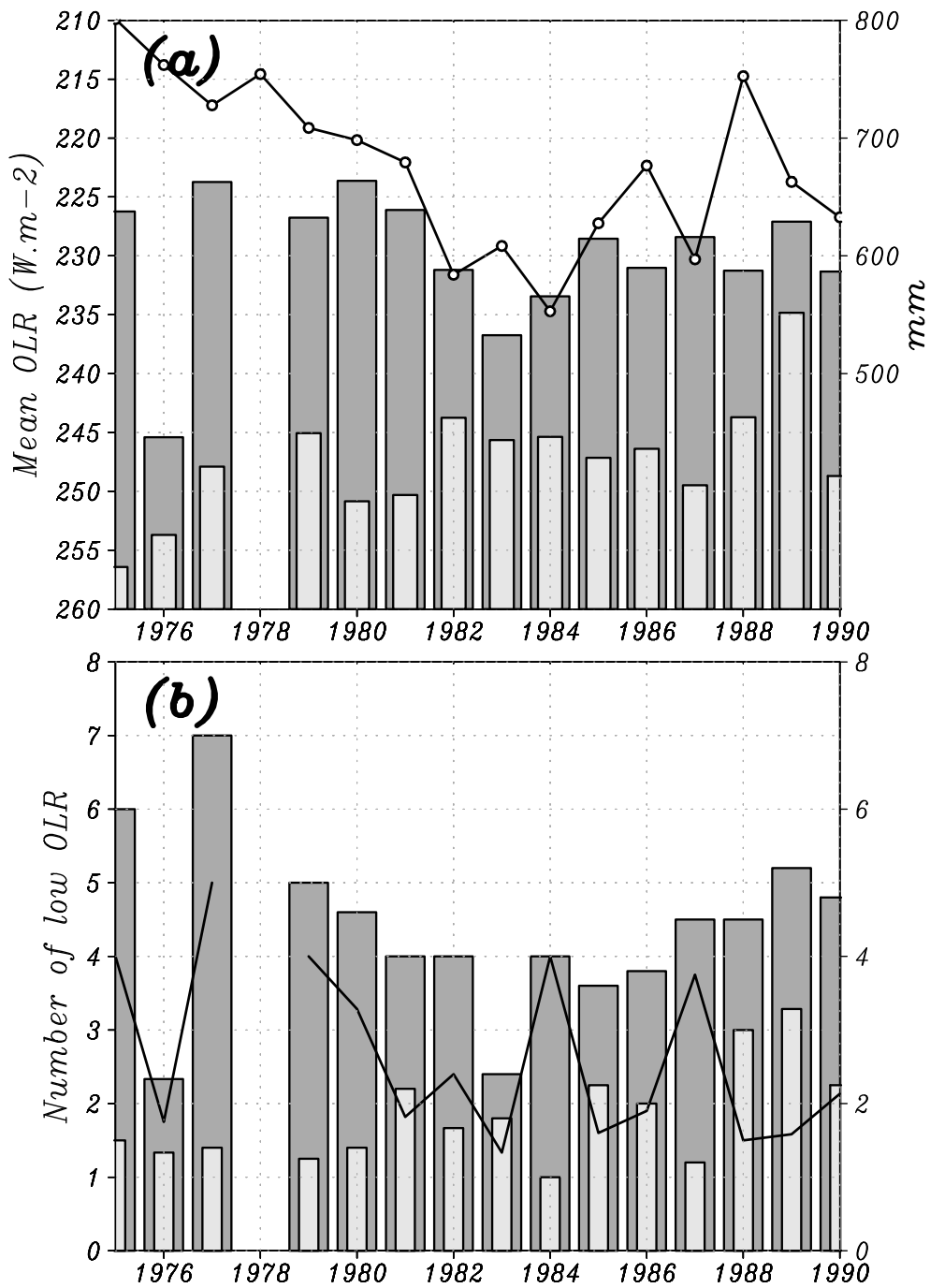


Figure 7: (a) Mean Outgoing Longwave Radiation (in $W.m^{-2}$) from 1975 to 1990: in wet (dark grey bar), in dry sequence (light grey bar) and annual accumulated rainfall (black curve, in mm) at the Niamey grid box. (b) Number of convective events ($OLR < 225 W.m^{-2}$) per sequence from 1975 to 1990, in wet (dark grey bar), in dry sequences (light grey bar) and ratio between the number of systems in each sequence (black curve).

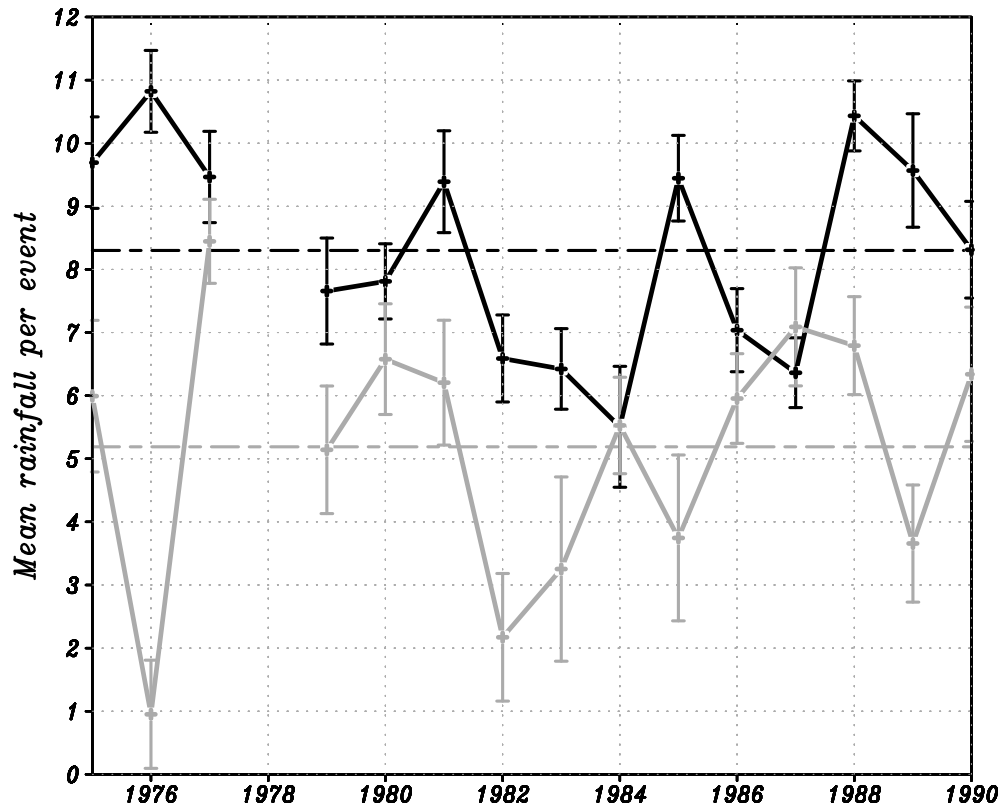


Figure 8: Mean daily rainfall (in mm/day) per convective day ($OLR < 225 W.m^{-2}$) from 1975 to 1990, in wet (black line) and dry sequences (grey line) at the Niamey grid box. The 80 % confidence level are indicate by error bars.

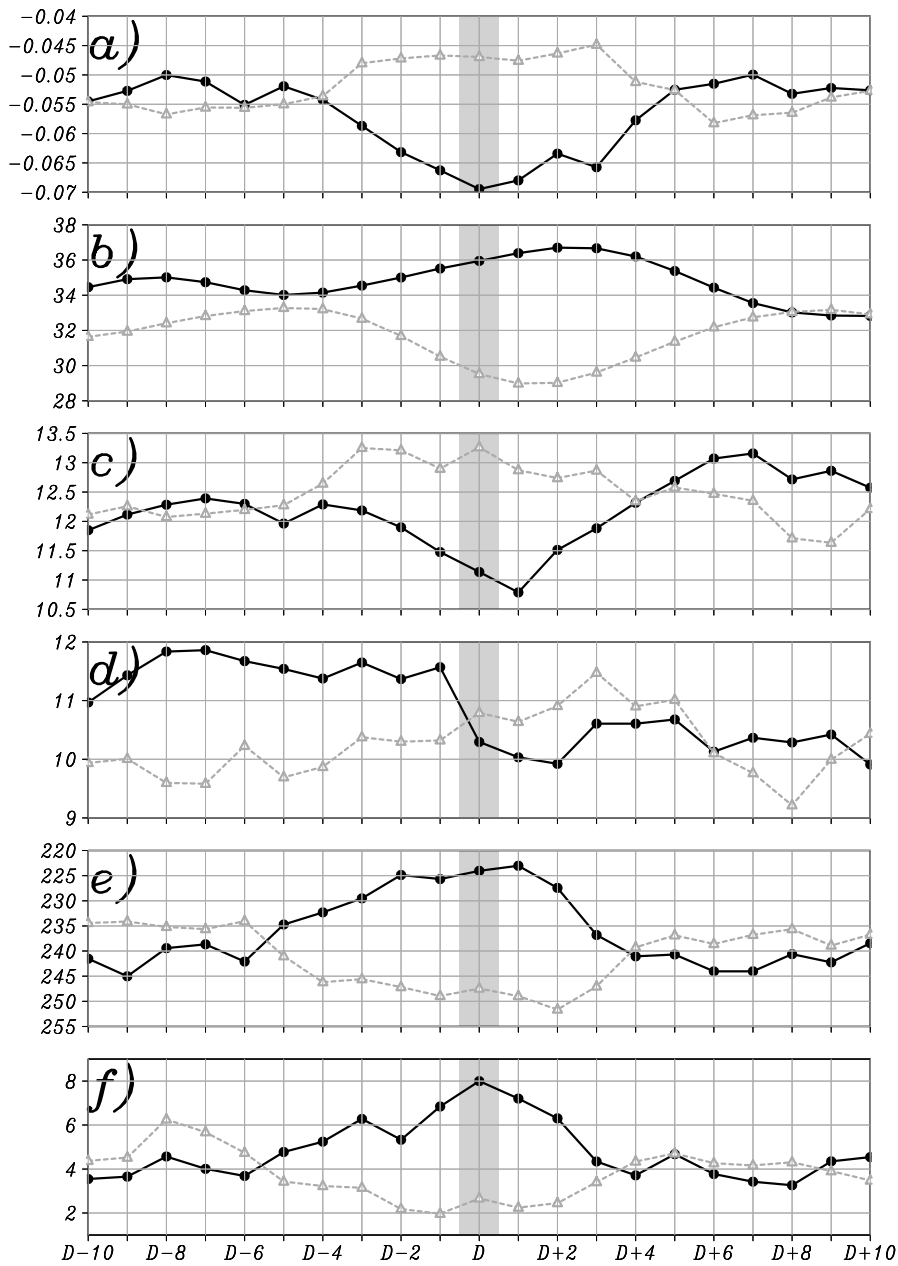
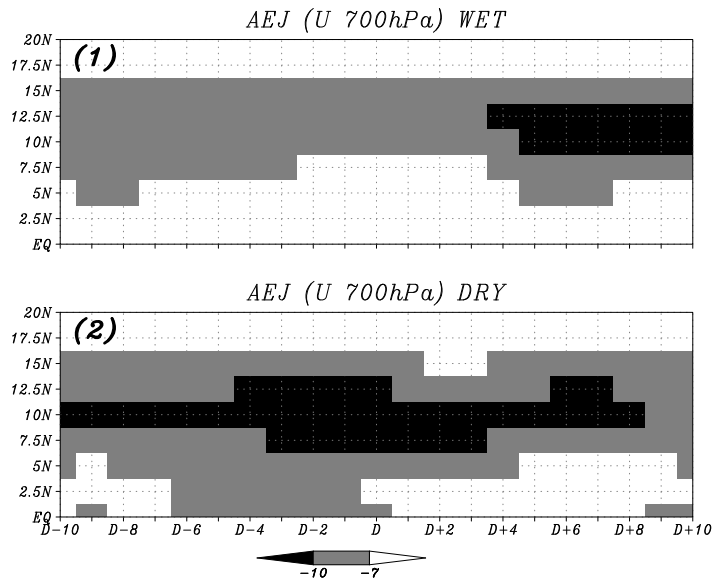
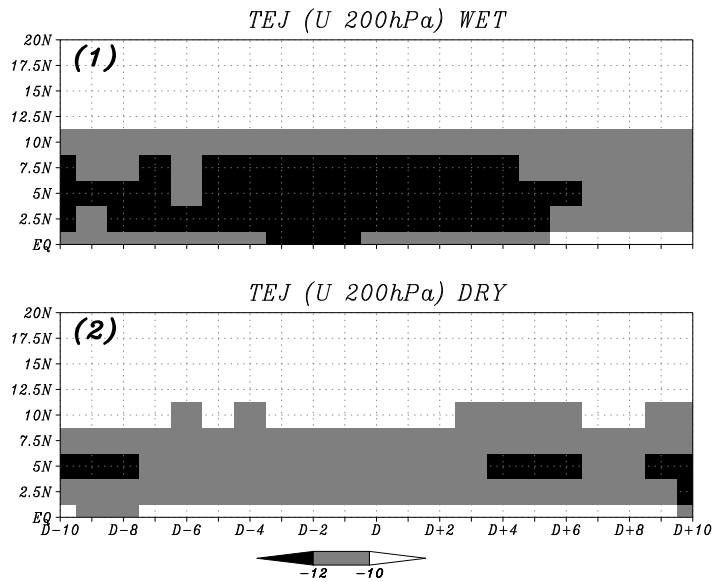


Figure 9: Composite study from day D_0-10 to day D_0+10 of (a) Mean meridional gradient of Ertel potential vorticity at 700 hPa (in PVU), (b) Mean energy of wavelet transform in the 3-5-days period (in $m^2.s^{-2}$) over Niamey grid box, (c) zonal wind shear between 925 hPa and 700 hPa (in $m.s^{-1}$) over Niamey grid box, (d) zonal wind shear between 925 hPa and 200 hPa (in $m.s^{-1}$) over Niamey grid box, (e) OLR (in $W.m^{-2}$, reversed y axis) over Niamey grid box and (f) Mean daily rainfall (in mm) over Niamey grid box, during wet sequence (black line) and dry sequence (grey dashed line).



(a) African Easterly Jet



(b) Tropical Easterly Jet

Figure 10: Latitude cross section (y axis, from Equator to 20°N) of composite study from day D_0-10 to day D_0+10 at the longitude of the Niamey grid box (1.25°E-3.75°East): **(a)** AEJ (U 700hPa) and **(b)** TEJ (U 200hPa) during wet sequences **(1)** or dry sequences **(2)**

11

Variabilité de l'efficacité pluviométrique dans les secteurs d'onde

Après l'extraction des ondes dans les phases humides ou sèches, nous intégrons dans cette partie l'information sur leur secteurs. Cet examen permet, d'une part, de quantifier l'impact des secteurs suivant les phases et, d'autre part, d'observer la structure de grande échelle de l'onde.

11.1 Variabilité de la pluie et contribution des secteurs d'ondes en phase active

Au cours de chacune des phases actives du flux de mousson, les ondes ont été réparties suivant leur efficacité pluviométrique (pluies faibles : P1, à pluies fortes : P3), celle-ci est montrée sur le tableau 11.1. Le nombre total de jours dans cette séquence atteint 869 jours, dont 518 qui ne sont pas associés à une onde. Les 351 jours restants se répartissent quasi équitablement dans les secteurs nord, sud et talweg (environ 90 jours) et moins régulièrement dans les ridges (72 jours).

Phase humide	Jours avec AEW				Jours sans AEW	Total
	<i>Flux de nord</i>	<i>Talweg</i>	<i>Flux de sud</i>	<i>Ridge</i>		
P1 (P < 4 mm)	41 %	46 %	54 %	35 %	51 %	48 %
P3 (8 mm < P)	43 %	33 %	21 %	27 %	27 %	29 %
Nombre de jours	97	92	90	72	518	869

TAB. 11.1: Distribution des jours suivant la présence d'onde (seuil de DS supérieur à $38 \text{ m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$) et le type de précipitation associé au cours des phases humides du flux de mousson.

L'efficacité pluviométrique des différents secteurs peut être appréhendée par l'observation des pourcentages de jours de P3 (fortes précipitations) par rapport aux P1 (faibles précipitations). Les jours sans influence de l'onde possèdent une contribution majoritaire des P1, et 1/4 des jours

enregistrent de fortes précipitations. Sous l'influence d'un secteur d'onde propice, la contribution des P3 augmente sensiblement et devient égale à celle des P1 pour le flux de nord (plus de 40 %). En revanche, le pourcentage des P3 dans les autres secteurs reste stable ou diminue légèrement dans le cas du flux de sud (21 %).

Lors des phases sèches du flux de mousson (tab. 11.2), le nombre de jours total correspond à 1051, dont 763 se trouvent non affectés par les ondes, soit plus de 72 %. En comparaison avec les 59 % dans les phases humides, on peut donc vérifier que les ondes sont moins présentes dans les phases sèches. Les dissymétrie des répartitions, dans les secteurs, se fait plus sentir avec une diminution de 34 jours des talwegs et 21 jours dans le secteur nord. Alors que le nombre de jours dans les secteurs propices était, dans les phases humides, majoritaire (53 % des jours avec ondes), dans les phases sèches il devient minoritaire (47 %).

La contribution totale des P3 dans les phases sèches diminue de 29 % à 10 %. Cette chute est

Phase sèche	Jour avec AEW				Jour sans AEW	Total
	Flux de nord	Talweg	Flux de sud	Ridge		
P1 ($p < 4$ mm)	66 %	54 %	79 %	87 %	76 %	75 %
P3 ($8 \text{ mm} < p$)	18 %	22 %	7 %	4 %	9 %	10 %
Nombre de jours	76	58	90	64	763	1051

TAB. 11.2: Contribution des jours suivant la présence d'onde (seuil de DS supérieur à $38 \text{ m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$) et le type de précipitation associé lors d'une phase sèche du flux de mousson.

causée par les diminutions de l'ensemble des contributions des P3 dans tous les secteurs ainsi que durant les jours sans ondes. Le nombre de fortes pluies dans des secteurs inhibiteurs devient très faible avec 4 % et 7 % pour respectivement le ridge et le flux de sud alors que la proportion des P1 s'intensifie (de 54 % et 35 % à 79 % et 87 %). Les secteurs propices de l'onde sont aussi touchés par ces décroissances avec les P3 qui passent de 43 % à 18 % dans les flux de nord et de 33 % à 22 % pour les talwegs. En comparaison avec les contributions moyennes des P3 dans les différentes séquences, il s'avère que ces secteurs propices sont moins touchés par le changement de phase. En effet, au cours des séquences humides les flux de nord et talwegs sont 1.48 et 1.13 fois plus souvent touchés par des P3 que la moyenne des jours dans ces séquences. Au cours des séquences sèches ces rapports deviennent 1.8 et 2.2. Ainsi, bien que ces secteurs propices soient touchés par les conditions environnantes défavorables à la convection, il semble que leur caractère propice diminue cette sensibilité. Dans les secteurs inhibiteurs, les rapports de P3 ont tendance à diminuer dans les séquences sèches liés à la dépendance de ces secteurs à l'environnement grande échelle.

Si le nombre de ces événements change, leur efficacité évolue elle? Pour répondre à cette question, nous avons étudié la moyenne des précipitations dans chacune des classes (P1, P2 et P3) lors de différents séquences. Cette étude a permis de montrer que les événements dans la classe de pluie la plus faible restaient à des cumuls faibles et constants (autour de $1 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$). Cette régularité apparaît aussi, dans les P2, confinée entre 4 et $8 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$ (non montré). Dans le cas des fortes précipitations, les résultats sont donnés tab. 11.3. Au cours des phases humides,

nous obtenons 14 mm.j^{-1} dans les secteurs nord et talweg et des valeurs très proches dans les secteurs inhibiteurs. Les événements les plus pluviogènes enregistrés dans une phase sèche et dans le secteur du flux de nord restent donc à des cumuls voisins (14.4 mm.j^{-1}). Dans les autres secteurs, une diminution des cumuls moyens apparaît, entre 2 et 3 mm.j^{-1} .

Les précipitations moyennes journalières obtenues dans les différents secteurs de l'onde prend en

		Jour avec AEW				Jour sans AEW	Total
		<i>Nord</i>	<i>Talweg</i>	<i>Sud</i>	<i>Ridge</i>		
Phase humide	Moy. des P3	14	14	13.8	13.4	13.4	13.6
	Precip moy.	7.8	6.6	5.4	6.3	5.6	6
Phase sèche	Moy. des P3	14.4	11.1	11	11	11.9	12.1
	Precip moy.	4.4	4.6	2.3	1.8	2.8	2.9

TAB. 11.3: Moyenne des précipitations journalières (en mm.jour^{-1}) au cours des P3 et au total pendant les phases humide ou sèche du flux de mousson, suivant la présence et le secteur d'une onde (seuil de DS supérieur à $38 \text{ m}^{-2}.\text{s}^{-2}$).

compte la totalité des précipitations. Celles-ci sont généralement plus fortes dans le secteur du flux de nord (augmentation de l'ordre de 1.5 mm.j^{-1}). La moyenne des P3 étant proche pour chaque secteur, les différences constatées des nombres de jours seraient donc le facteur déterminant de ces différences. Au cours des phases sèches, la diminution des précipitations journalières est plus marquée dans les secteurs inhibiteurs (entre -3.5 et -5 mm.j^{-1}) et la différence des précipitations moyennes entre les secteurs se voit augmenter, autour de 2 mm.j^{-1} . Les jours sans influence d'onde évoluent entre les secteurs propices et les secteurs inhibiteurs.

Il paraît une nouvelle fois difficile d'imputer la différence de pluviométrie journalière des séquences à la diminution de l'efficacité des événements les plus forts, puisque la diminution de la moyenne des précipitations dans le flux de nord s'accompagne d'une augmentation des précipitations moyennes dans les P3. La diminution du nombre des forts événements (entre 50 et 80 %, vu précédemment) paraît être à l'origine de ces changements.

Si la variabilité intra-saisonnière des précipitations se traduit par une faible diminution des cumuls journaliers des forts événements, la diminution du nombre de ces événements prend alors beaucoup d'importance (Le Barbé *et al.* 2002). Cette diminution du nombre de jours engendre la diminution des précipitations journalières moyennes dans chacune des phases. Afin d'établir le poids des différents secteurs de l'onde et notamment dans les événements pluviogènes, nous avons calculé le cumul total des P3 dans chaque secteur et chaque séquence (tab. 11.4).

Pendant les phases humides, près de 3500 mm ont précipité au cours de la saison des pluies (JJAS) de 1975 à 1990, dont 65 % (2259 mm) sous formes d'événements intenses (P3). Bien que la contribution du nombre de jours sans influence d'AEWs soit majoritaire (environ 60 %), le cumul des pluies se produit équitablement au cours des périodes avec ou sans activité ondulatoire. En absence d'onde, l'apport des P3 sur le cumul total représente 63 % (soit 1150 sur 1812 mm), ce résultat est proche de la moyenne des phases humides (65 %). Lors de la présence d'ondes, l'apport total des secteurs propices est plus important que dans les secteurs inhibiteurs, entre 539

		Jour avec AEW				Jour sans AEW	Total
		<i>Nord</i>	<i>Talweg</i>	<i>Sud</i>	<i>Ridge</i>		
Phase humide	P3 ($P > 8 \text{ mm.j}^{-1}$)	420	308	193	188	1150	2259
	Total	539	440	354	328	1812	3473
Phase sèche	P3 ($P > 8 \text{ mm.j}^{-1}$)	144	89	44	22	475	774
	Total	243	172	139	82	1235	1871

TAB. 11.4: Cumul des précipitations au cours des P3 et au total pendant une phase humide ou sèche du flux de mousson, suivant la présence et le secteur d'une onde (seuil de DS supérieur à $38 \text{ m}^{-2}.\text{s}^{-2}$).

mm.jour^{-1} dans le flux de nord (environ 15 % du cumul des phases humides) à 328 mm.jour^{-1} dans les ridges. Dans ces mêmes secteurs, les événements intenses se révèlent important de part leurs cumuls atteint(respectivement 420 et 308 mm) mais aussi par leurs contributions sur le cumul de ces secteurs (78 et 70 %). En revanche, les secteurs inhibiteurs enregistrent à la fois des cumuls totaux plus faibles et une contribution plus faible des P3 (54 et 57 %). Ces différences sont causées à la fois par une diminution du nombre d'évènements intenses (tab. 11.1 et tab. 11.2) mais aussi par une diminution de leur efficacité (tab. 11.3).

Dans les phases sèches, le cumul total perd près de 50 % (diminution de 1600 mm). Il s'agit principalement d'une diminution des P3 (-1485 mm, chute de 65 %) responsable de près de 90 % de la différence des cumuls entre les phases humides et les phases sèches sur la maille de Niamey. Les jours sans onde paraissent les moins sensibles à cette variabilité intra-saisonnière (-577 mm soit -32 % entre les deux séquences) et deviennent la source principale des précipitations (66 % du cumul total) dans les phases sèches malgré la très nette diminution des P3 (de 1150 à 475 mm, soit -59 %).

La diminution des cumuls de chaque secteur d'onde entre les deux phases actives est considérable (entre 250 mm et 300 pour le secteur nord). Dans les secteurs inhibiteurs, cette décroissance est accompagnée d'une forte réduction de la contribution des P3 correspondant à moins de 1/3 des jours (32 et 27 % pour respectivement les secteurs sud et ridge). La réduction du cumul des secteurs nord et talweg (ici 243 e 172 mm) est aussi accompagnée d'une diminution des P3, cependant ces épisodes intenses restent l'apport principal dans les deux secteurs (60 % et 52 %).

Le lien avec les systèmes convectifs de grande échelle est fait à l'aide des pourcentages de jours avec des rayonnements OLR inférieurs à 225 W.m^{-2} par rapport au nombre total de jours (tableau 11.5). La variabilité interannuelle de la convection, observée dans le chapitre 10, est visible ici avec des écarts importants entre les pourcentages de jours à OLR froid dans les phases humides et dans les phases sèches. Il existe une seconde disparité suivant les secteurs de l'onde. Au sein des secteurs nord et talweg les pourcentages d'OLR sont toujours plus importants par rapport aux pourcentages moyens dans chacune des phases : respectivement +9 % et +5 % dans les phases humides, +5 % et +7 % dans les phases sèches. Les secteurs inhibiteurs enregistrent une diminution de la part des OLR froid par rapport à ces mêmes moyennes.

	Jour avec AEW				Jour sans AEW	Total
	<i>Flux de nord</i>	<i>Talweg</i>	<i>Flux de sud</i>	<i>Ridge</i>		
Phases humides	55 %	51 %	38 %	35 %	46 %	46 %
Phases sèches	25 %	27 %	20 %	9 %	20 %	20 %
Saison	44 %	41 %	29 %	26 %	31 %	33 %

TAB. 11.5: Pourcentage des jours avec un rayonnement OLR froid (inférieur à $225 W.m^{-2}$ suivant la présence d'onde (seuil de DS supérieur à $38 m^{-2}.s^{-2}$) et le type de phase.

La modulation intra-saisonnière, supérieure à 10 jours, des précipitations tend donc à faire varier le nombre de forts évènements qui apparaît responsable à 90 % de la diminution des cumuls totaux. Les jours avec des pluies faibles ou modérées (P1 et P2), moins sensibles à cette variabilité, peuvent devenir prépondérants au cours des phases sèches dans les secteurs inhibiteurs ou pour les jours sans ondes. Dans les secteurs propices de l'onde les forts évènements restent pour toutes les séquences majoritaires. Les faibles précipitations, associées à des évènements convectifs isolés ou des systèmes faiblement développés, deviennent majoritaires lorsque l'environnement de grande échelle apparaît défavorable à la convection (*i.e.* séquences sèches).

11.2 Environnement grande échelle des ondes dans les phases

Nous avons pu observer que la modulation intra-saisonnière des précipitations avait un impact conséquent sur le nombre d'évènements fortement pluvio-gène, et plus modéré sur l'efficacité pluviométrique de ceux-ci. L'atténuation simultanée du nombre et de l'efficacité des ondes dans tous les secteurs tend à réduire l'impact joué par les ondes sur le cumul des phases et donc sur le cumul annuel. Cependant ces ondes ont-elles des caractéristiques dynamiques différentes ?

L'examen des vents zonaux et méridiens filtrés entre 3 et 5 jours à 700 hPa (fig. 11.1 et 11.2) nous permet de constater la position et l'intensité des ondes lors de faibles (**gauche**) ou fortes (**droite**) précipitations dans les différents secteurs, pendant les deux phases actives du flux de mousson, au cours des mois de juillet, août et septembre. Cette étude permet d'observer les différentes ondes afin de déceler une éventuelle modification des caractéristiques des ondes au cours des phases. Seuls les vents dépassant les 80 % de confiance sont affichés.

Dans les secteurs du flux de nord, l'aspect de l'onde lors de faibles précipitations est assez semblable au cours d'une phase humide ou d'une phase sèche. Le flux maximum se trouve dans les deux séquences au nord de 12.5° Nord et à l'Ouest de la maille de Niamey. Cela peut donc traduire une onde peu active et légèrement excentrée. Lors de fortes précipitations dans les séquences humides le flux de nord est centrée sur Niamey et forcé avec des vents dépassant les $4 m.s^{-1}$ au sud de la maille. Le renforcement de l'onde augmente ainsi l'instabilité associée à l'anomalie positive du rotationnel. Au cours des phases sèches, le flux de nord paraît encore plus fort. Dans ce cas, le renforcement du flux de nord est d'autant plus nécessaire au déclenchement ou à

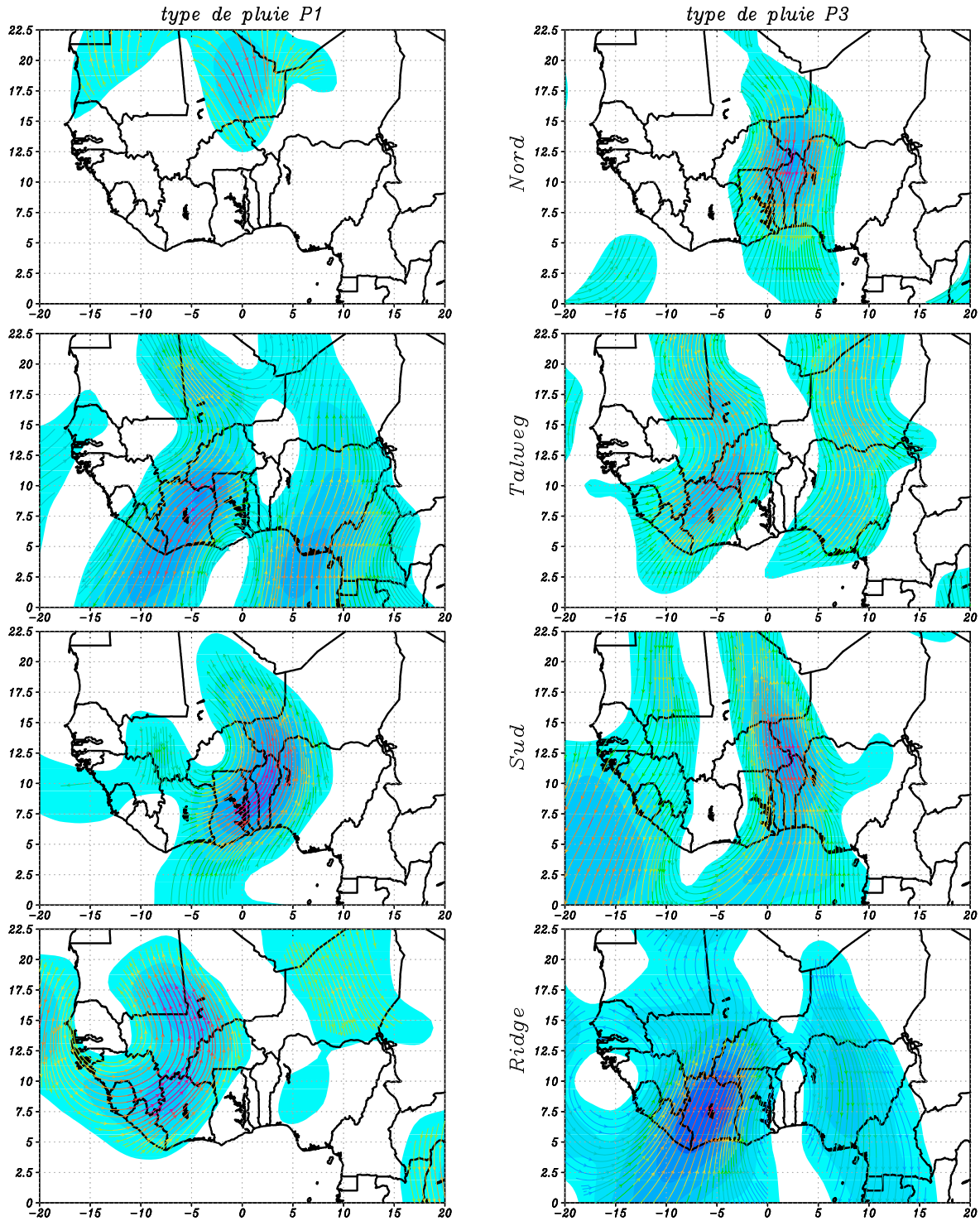


FIG. 11.1: Etude composite des vents zonaux et méridiens filtrés entre 3 et 5 jours à 700 hPa au cours des phases humides pendant de faibles précipitations sur la maille de Niamey (**gauche**) ou pendant de fortes précipitations (**droite**). Les vents ne sont affichés que lorsqu'ils dépassent le seuils de 80 % de confiance.

la maintenance d'une activité convective que l'environnement grande échelle est moins favorable à la convection.

Lors des faibles précipitations dans les deux séquences, le talweg situé au sud de Niamey est affaibli, alors que celui positionné nord s'est renforcé, générant des régions de vents très faibles (12.5° Nord, 2.5° Est). Les vents obtenus sur Niamey proviennent donc plutôt du nord et montrent de grandes singularités avec les cartes du flux de nord pluvigène décalés vers l'Ouest. Lors de P3, le talweg apparaît de façon très claire avec une inclinaison Ouest - Est puis Est - Ouest, caractéristique d'un cisaillement barotrope. Il pourrait s'agir d'une onde forte bien positionnée au niveau de Niamey et qui favorise une activité convective par une anomalie positive de tourbillon potentiel. Au cours des phases sèches, l'onde est moins visible, il apparaît une activité forte au sud de Niamey et un plus important cisaillement barotrope. Le vent du sud à l'arrière du centre dépressionnaire s'est amplifié et permet un apport supplémentaire d'humidité dans un environnement sec (*i.e.* dans une phase sèche). Le talweg pluvigène, dans ce cas là, ne dépendrait pas seulement de l'intensité de l'onde et de l'instabilité qui en découle, mais aussi d'une humidification de la région grâce à l'augmentation du flux de sud.

Dans le secteur sud, il semble qu'à l'inverse du talweg, la présence d'un cisaillement barotrope dans le flux perturbe la convection. Ainsi dans la phase humide, les jours sans fortes précipitations ont un flux très incliné Est-Ouest qui atteint des vitesses importantes au sud de Niamey. Ces mêmes constatations, d'inclinaison et d'intensité, sont aussi valable au cours des phases sèches. En revanche, lors de P3 dans les phases humides, le flux possède une forte extension polaire plus faible en intensité mais plus régulier entre 5° Nord et 15° Nord.

Lorsque l'environnement grande échelle apparaît favorable à la convection mais qu'un ridge important couvre toute la région autour de Niamey cela implique peu ou pas de précipitations (fig 11.1gauche). En revanche, si le ridge s'affaiblit, et laisse circuler un courant de sud, sud - ouest sur Niamey, cela à tendance à augmenter l'humidité dans la région et peut générer une activité convective associé à des P3. Un ridge bien centré sur Niamey, associé à une séquence sèche, rend d'autant plus rare la présence de convection ou de précipitations.

11.3 Synthèse

L'information supplémentaire sur les secteurs de l'onde a été apportée dans ce chapitre et a permis de montrer dans un premier temps la sensibilité des secteurs aux phases de renforcement ou d'atténuation du flux de mousson.

Au cours des phases humides, bien que les secteurs propices restent plus régulièrement associées aux précipitations intenses (près de 1 jour sur 2), les secteurs inhibiteurs enregistrent 1/4 des jours des P3, soit autant que les jours sans présence d'AEWs. Lors de conditions grande échelle plus défavorables, le nombre de pluies intenses chute dans tous les secteurs. La nouvelle

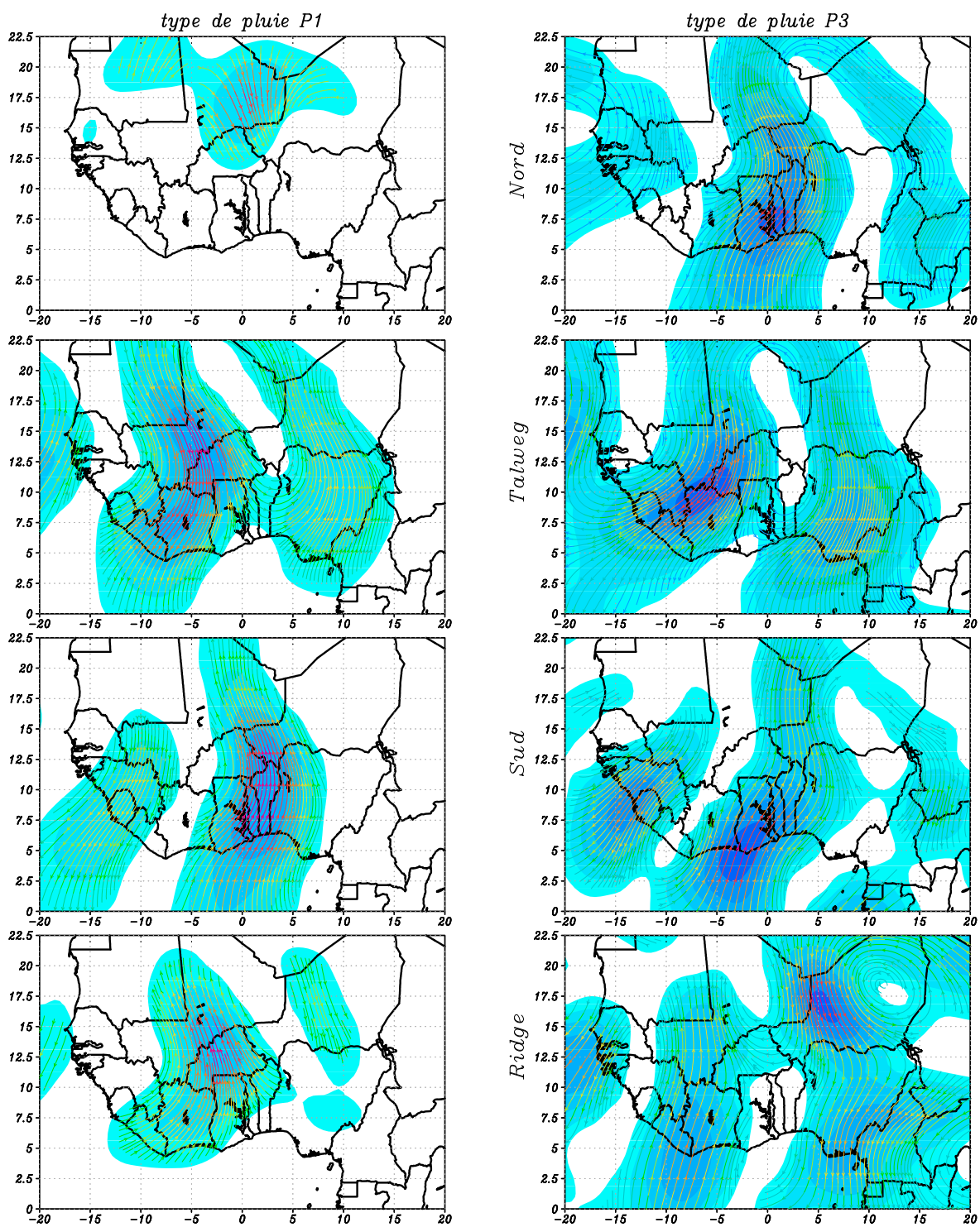


FIG. 11.2: Idem que fig.11.1 mais pendant les phases sèches.

répartition des P3 montre alors que les secteurs nord et talweg arrive à garder 1/5 des jours avec des P3 alors que les secteurs sud et ridges enregistrent seulement 7 et 4 % de P3.

Le changement de nombre d'événements intenses apparaît donc nettement. L'étude de ces événements intense a révélé que les cumuls journaliers étaient aussi touchés par les différentes phases. Dans le secteur nord, le cumul moyen des P3 augmente entre les phases humides (14 mm) et les phases sèches (14.4 mm) mais décroît dans les autres secteurs (en moyenne de 3 mm).

Au cours des phases humides 48 % des précipitations se produisent dans les ondes et plus généralement dans les secteurs propices (58 %). Les secteurs propices favorisent les précipitations intenses puisqu'elles correspondent à 75 % du leur cumul, contre 65 % en moyenne dans les phases humides. Dans les phases sèches, le cumul des ondes et la part de ces ondes sur le cumul total chutent à moins de 34 % (soit 636 mm). Les secteurs propices enregistrent la diminution la moins importante et correspondent maintenant à plus de 65 % de cumul des ondes. Enfin les précipitations intenses sont moins importantes avec 47 % du cumul des ondes et 39 % du cumul total. L'état de l'activité convective a été comparé suivant les phases et les secteurs. On retrouve la plus forte activité convective dans les secteurs propices. La principale différence reste cependant la variabilité intrasaisonnière associée aux phases humides ou sèches.

Les différences entre les phases humides et sèches correspondent donc à une diminution des ondes et des précipitations les plus intenses. Les secteurs d'onde n'évoluent pas de manière identiques avec des secteurs inhibiteurs plus sensibles à l'état de l'environnement grande échelle et donc les différences sont plus marquées entre les deux phases actives du flux de mousson.

Une étude composite a été effectuée suivant les secteurs de l'onde et les précipitations enregistrées au cours des phases humides et sèches. L'environnement grande échelle de celles ci montrent certaines différences significatives, comme un aspect plus barotrope lors des secteurs talwegs au cours des fortes précipitations, ou au contraire un flux direct et homogène dans le secteur sud. Globalement, cette étude montre aussi l'importance de la position de l'onde par rapport à la maille de Niamey (position au nord dans le secteur nord sans fortes précipitations par exemple).

12

Synthèse générale et perspectives

Le travail de cette thèse s'est articulé en trois étapes. Dans une première étape, une méthode de détection des Ondes d'Est Africaines (AEWs) a été mise en place puis validée. La modulation de la convection et des précipitations par les ondes suivant les secteurs a ensuite été étudiée. Une troisième partie a établi l'interaction des ondes avec la variabilité intra-saisonnière atmosphérique de grande échelle. Ces travaux ont été effectués à partir de trois jeux de données indépendants, les réanalyses NCEP/NCAR fournissant les données de vent, d'humidité et de géopotentiel, les rayonnements de grande longueur d'onde (OLR) de la NOAA, et les précipitations observées de l'IRD sur la période entre 1968 et 1990.

Après un rappel de la climatologie Ouest Africaine, la **partie 2** de ce travail a permis d'exposer une méthode de détection des Ondes d'Est Africaines (AEWs) basée sur la somme de densités spectrales issues de l'analyse en ondelettes du vent méridien à 700 hPa. Ces indices ont été calculés pour chaque point de grille dans la région Ouest Africaine et l'Océan Atlantique. La validité de cette détection a été étudiée à partir de la comparaison avec d'autres méthodes de détection existantes comme le seuillage du vent filtré à 700 hPa ou les intervalles de confiance à 95 % de l'analyse en ondelettes de ce même vent. Les différentes périodes de présence d'onde se regroupent suivant les méthodes utilisées permettant de valider cette démarche. En outre, la méthode de l'indice de DS permet de mieux observer les phases de renforcement de l'activité de l'onde et ainsi de caractériser les principaux modes de variabilité des ondes sur la fenêtre [Afrique de l'Ouest - Atlantique Tropical].

La détection des AEWs reste une problématique majeure. La position exacte des centres dépressionnaires et anticycloniques s'avère influencer sur l'efficacité pluviométrique des ondes. Or, la méthode de détection de notre étude reste encore trop lâche à ce niveau. En perspective, la prise en compte de la position des tourbillons et de leur intensité (amplitude du rotationnel associée) permettrait d'appréhender dans l'espace quels sont les noyaux de convection ou de pluie qui sont véritablement en interaction avec cette perturbation synoptique. Cela suppose pour la suite de disposer d'une longue série de données de haute résolution spatiale.

Le cycle saisonnier des ondes 3-5 jours à 700 hPa et à 850 hPa, et des ondes 6-9 jours à 700 hPa a été étudié. Dans le cas des ondes 3-5 jours, une détection à 850 hPa limite la possibilité de détection des ondes situées sur la bordure nord de l'AEJ donc à des latitudes supérieures à 15°Nord. En revanche, la détection à 700 hPa s'est révélée bonne pour les ondes au sud de l'AEJ et cohérente avec l'évolution de l'indice calculé à 850 hPa au nord de l'AEJ. Les valeurs moyennes et les variances de l'indice au cours de la saison humide indiquent les possibilités d'interconnexion avec les précipitations. Dans le cas des ondes 6-9 jours, l'absence d'indice marqué au cours de la saison des pluies limite le rôle joué par ces ondes.

La propagation vers l'Ouest reste une des caractéristiques principales des AEWs. Cependant l'évolution de l'indice de DS a permis de montrer que les régions d'intensification de l'activité se déplacent plus lentement voire restent stationnaires. Ainsi des cycles de renforcement ou d'atténuation à des périodes au dessus de 10 jours montrent une alternance entre une forte activité sur le continent africain puis sur l'Océan Atlantique.

Les corrélations spatiales et temporelles des indices sur les points de grille ont permis de vérifier qu'il était possible de détecter ce phénomène d'échelle synoptique à partir d'une donnée ponctuelle sur une maille à condition d'utiliser un seuil significatif de détection.

Dans la **partie 3**, l'étude des modes de variabilité spatiale et temporelle aux échelles interannuelles et intra-saisonnières des précipitations a été effectuée. Différentes sinusoïdes propres au signal de pluie ont pu être identifiées et isolées à l'aide d'un filtrage passe bande. Le signal défini comme saisonnier au niveau de la bande Sahélienne a été décomposé en plusieurs caractéristiques comme les dates de début et de fin de saison, la durée de la saison, l'excentricité et la hauteur du pic du signal. La variabilité interannuelle du cumul de pluie dépend plus de la hauteur atteinte par le signal saisonnier que de la durée de la saison.

Afin d'étudier les variabilités et les incertitudes de la relation Onde - Convection - Pluie, la convection et les précipitations ont été réparties dans trois classes : P1, P2 et P3 pour respectivement les précipitations faibles, modérées et fortes, et OLR1, OLR2 et OLR3 pour la convection. Le choix des seuils a été effectué afin d'isoler les événements les plus intenses dont le nombre reste lié au cumul annuel enregistré, tout en gardant un nombre d'événements suffisamment important permettant une certaine significativité. Nous avons observé que la présence d'une onde même forte n'était pas une condition suffisante pour observer une activité convective marquée ou des précipitations fortes. Réciproquement, une convection peut se développer associée à de fortes précipitations sans une activité ondulatoire identifiée.

En reprenant cette étude mais en considérant les différents secteurs de l'onde, son influence a pu être quantifié sur les précipitations et sur la convection (**partie 4**). Sur la maille de Niamey, nous avons identifié des secteurs propices, nord et talwegs, plus régulièrement associés à une forte activité convective et à des pluies intenses (P3). L'intensification de l'onde dans les secteurs propices sur la maille de Niamey (nord et talweg) tend à augmenter significativement la contribution des P3. La majorité des précipitations intenses est associée à une activité convective forte.

Dans les autres secteurs (sud et ridge sur la maille de Niamey), il n'apparaît pas de tendance significative sur l'évolution ou la distribution des précipitations et de la convection.

Le caractère propice des secteurs nord et talwegs à 12.5° Nord peut être identifié à 700 hPa par une anomalie positive du rotationnel associé au talweg. Une importante divergence de vent dans le secteur nord au niveau du jet favorise une convergence dans les basses couches. La combinaison de la zone d'ascendance sous l'AEJ avec un épais flux de mousson peut créer une instabilité qui va permettre un développement de la convection sur toute l'épaisseur de la troposphère associé à des précipitations intenses. Cependant ces secteurs restent dépendants de la source d'humidité (*i.e.* épaisseur et intensité du flux de mousson) et de l'environnement de grande échelle : position des talwegs, orientation des vents. A l'inverse, les secteurs inhibiteurs, comme le ridge, enregistrent une anomalie négative du PV à 700 hPa donc un forçage inhibiteur à la convection. Dans le secteur sud, la forte convergence à 700 hPa induit une subsidence marquée sous le Jet d'Est Africain. Les fortes ascendances ne se limitent donc qu'au dessus de 700 hPa, confinant la convection dans les couches moyennes et hautes de l'atmosphère.

Cependant, les cumuls des évènements intenses obtenus dans ces secteurs enregistrent des valeurs identiques à ceux produits dans les secteurs propices. Le nombre de jours avec ces pluies intenses montre en revanche une grande variabilité et reste plus régulièrement associé aux secteurs nord et talweg.

Par ailleurs, les précipitations dans les secteurs nord et sud ont été étudiés de façon approfondie au cours des P1 et des P3. Les processus liés à la présence de fortes pluies fortes dans le secteur sud paraissent différents de ceux du secteur nord :

- Convection limitée aux couches moyennes et hautes
- Absence d'instabilité dans les basses couches
- Cisaillement de vent entre 700 et 925 hPa plus faible
- Anomalie positive d'humidité restreinte au dessus du jet
- Diminution plus importante de l'AEJ

Cette partie a permis de mettre en avant la variabilité de la convection et des précipitations dans les secteurs d'ondes mais à aussi montré l'influence des conditions de grande échelle (flux de mousson).

En perspective, l'utilisation de données atmosphériques de plus fines résolutions spatiales et temporelles permettrait de compléter cet examen. D'une part aux échelles spatiales, les zones propices à la convection pourront être mieux définies. D'autre part aux échelles temporelles, l'évaluation de la durée de vies des systèmes associés aux ondes, qui n'a pu être quantifiée ici, pourra être pris en compte. Enfin, dans cette étude, l'interaction des ondes et de la convection n'a pas été comparée suivant le cycle diurne. Les nouvelles ré-analyses NCEP2/DOE possèdent un meilleur traitement de l'humidité spécifique ainsi que de l'eau, qui au cours de cette thèse n'ont que faiblement été utilisées. Les données satellites de type TRMM ou les données Infrarouges pour la détection de l'activité convective permettront de mieux définir les caractéristiques de la convection et de situer plus précisément les zones de convections au sein des secteurs d'ondes.

La variabilité intra-saisonnière de grande échelle des précipitations a été intégrée dans la **partie 5**. Les séquences actives, humides ou sèches, du flux de mousson, ont été isolées à partir des travaux de Sultan (2002). L'environnement de grande échelle et notamment dans les basses couches montre un signal cohérent sur plusieurs jours associées à l'augmentation de l'activité convective et des précipitations journalières. Nous avons observé que les ondes étaient plus régulièrement associées aux phases humides. Leurs activités se renforcent les années humides et tendent à diminuer les années sèches au cours des deux séquences actives. La contribution de ces ondes par rapport au cumul des séquences est généralement plus grande dans les séquences humides que dans les séquences sèches, et peut atteindre plus de 80 %. Cependant, certaines années les contributions restent à des niveaux relativement bas (autour de 10 % en 1971, 1973 ou 1975), limitant le rôle joué par les ondes sur la présence des séquences.

L'étude de l'activité convective a permis de montrer que la convection était plus développée au cours des séquences humides. Le nombre d'événements intenses ($OLR < 225 \text{ W.m}^{-2}$) paraît être très lié à ces différences mais aussi aux variabilités interannuelles qu'enregistre l'activité convective moyenne dans les deux séquences actives. L'efficacité des systèmes convectifs est variable suivant la séquence dans laquelle il se produit. L'évolution moyenne entre J-10 et J+10 des séquences a montré que les renforcements des précipitations journalières coïncidaient avec un environnement grande échelle favorable à la convection et aux précipitations.

Dans le chapitre 11, le croisement des périodes de séquences humides et sèches du flux de mousson avec les différents secteurs de l'onde a été effectué. Cette étude nous a permis de quantifier les différents secteurs de l'onde en fonction de la variabilité intra-saisonnière. De plus, différents mécanismes menant à la présence de fortes précipitations sur le Sahel ont pu être observés suivant les secteurs avec lesquels ils étaient associés. Dans le secteur du flux de nord, l'humidification des basses couches associée à une forte instabilité permet l'apparition et la maintenance de systèmes convectifs. Lors des secteurs du flux de sud, il semblerait que les systèmes précipitants soient liés à l'humidification des couches moyennes résultant des ascendances de basses couches au sud de la maille de Niamey.

L'outil numérique, qu'il soit dynamique (shortciteNPhall05), simplifié 2D (?) ou un modèle climatique régionaux (Ramel *et al.* 2006), permettra par des études de sensibilité d'évaluer les différents processus liés aux fortes activités convectives lorsqu'on est en régime d'onde et de comprendre pourquoi il apparaît un amortissement ou un renforcement des anomalies de la convection suivant la latitude au cours de ce régime. De même que l'association faite avec les différentes phases du flux de mousson, il serait intéressant de regarder quel peut être les effets des Dry Intrusions sur l'efficacité pluviométrique et convective des secteurs d'onde. Les caractéristiques des surfaces océaniques et continentales (humidité des sols et température de surfaces des océans) devraient être prises en compte pour mieux appréhender les cycles de vie et la maintenance de ces perturbations.

Enfin, la poursuite de cette étude aux années plus récentes, notamment via le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) permettra de bénéficier d'un jeu de données complémentaires de haute résolution. Le programme AMMA deviendra ainsi une

opportunité pour valider les différentes hypothèses sur les interactions Onde - Convection - Pluie et pour comprendre le rôle de la dynamique atmosphérique régionale et à grande échelle.

Références bibliographiques

- Albignat J. P. and R. J. Reed, 1980. The origine of African wave disturbances during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.* (108), 1827–1839.
- Aspliden C., 1972. Analyse de structures énergétiques lors de BOMEX. Rapport BOMEX-NOAA, Tallahassee.
- Avila L. A. and G. B. Clark, 1989. Atlantic tropical systems of 1988. *Mon. Wea. Rev.* **117**, 2260–2265.
- Balme M., 2000. *Analyse du regime pluviométrique Sahélien dans une perspective hydrologique et agronomique. Etude de l'impact de sa variabilité sur la culture du mil*. Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Berry G. J. and C. Thorncroft, 2004. Case study of an intense African Easterly wave. *Mon. Weath. Rev.* **133**, 752–766.
- Brikas D. and C. D. Thorncroft, 1999. Maintenance of the African easterly jet. In *23d Conf. on Hurricanes and tropical meteorology*, Dallas TX 897–900. Amer. Meteor. Soc.
- Burpee R. W., 1972. The origine and structure of easterly waves in the lower troposphere in North Africa. *J. Atmos. Sci* **29**, 77–80.
- Burpee R. W., 1974. Characteristics of North African easterly waves during the summers of 1968 and 1969. *J. Atmos. Sci* **31**, 1556–1570.
- Carlson T. N., 1969a. Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.* **97**(10), 716–726.
- Carlson T. N., 1969b. Synoptic stories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes. *Mon. Wea. Rev.* **97**(10), 256–276.
- Chadwick O. A., L. A. Derry, P. M. Vitousek, B. J. Huebert and L. O. Hedin, 1999. Changing sources of nutriments during four milion years of ecosystem development. *Nature* **397**, 491–497.
- Charney J. G., 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* **101**, 193–202.
- Charney J. G. and A. Eliassen, 1949. A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies. *Tellus* **1**, 38–54.
- Charney J. G. and M. E. Stern, 1962. On the stability on internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. Atmos. Sci.* **19**, 1165–1184.
- Chen Y. L. and Y. Ogura, 1982. Modulation of convective activity by large scale flow pattern observed during GATE. *J. Atmos. Sci.* **39**, 1260–1279.
- Cook K. H., 1999. Generation of the African easterly jet and its role in determining west African precipitation. *J. Climate* **12**, 1165–1184.

- Cook K. H., C. M. Patricola and E. K. Vizy, 2004. Easterly waves in the Tropical Atlantic : Climatology and variability. *Monthly Weather Review* (submitted).
- 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. *International Journal of Climatology* **18**, 955–974.
- de Félice P., 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.
- de Félice P., A. Viltard and J. Oubuih, 1993. A synoptic-scale wave of 6-9-day period in the Atlantic tropical troposphere during summer 1981. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 1291–1298.
- Dhonneur G., 1985. *Traité de météorologie tropicale*, Volume 150pp. Météo France.
- Dickinson M. and J. Molinari, 2000. Climatology of sign reversals of the meridional potential vorticity gradient over Africa and Australia. *Mon. Weath. Rev.* **128**, 3890–3900.
- Dickinson M. and J. Molinari, 2002. Mixed Rossby-gravity waves and Western Pacific Tropical cyclogenesis. part I : Synoptic evolution. *J. Atmos. Sci.* **59**, 2183–2196.
- 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*. Ph. D. thesis, Université Paris XII. 220pp.
- Diedhiou A., S. Janicot, A. Viltard and P. de Félice, 1998. Evidence of two regimes of easterly waves over West Africa and the tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 2805–2808.
- Diedhiou A., S. Janicot, A. Viltard and P. de Félice, 2001. Composite patterns of easterly waves disturbances over West Africa and the tropical Atlantic : A climatology from the 1979-95 NCEP-NCAR reanalysis. *Climate Dynamics* **18**, 241–253.
- Diedhiou A., S. Janicot, A. Viltard, P. de Félice and H. Laurent, 1998. A fast moving Easterly wave of the West Africa troposphere. *Meteorol. Atmos. Phys.* **69**, 39–47.
- Diedhiou A., S. Janicot, A. Viltard, P. de Félice 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. *Climate Dynamics* **15**, 795–822.
- Diongue A., J. P. Lafore, J. L. Redelsperger and R. Roca, 2002. Numerical study of a Sahelian synoptic weather system : Initiation and mature stages of convection and its interactions with the large-scale dynamics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **128**, 1899–1928.
- Douville H., F. Chauvin and H. Broqua, 2001. Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. part I : Mean monsoon and daily precipitation. *J. Climate* **14**, 2381–2403.
- Druryan L. M. and T. M. Hall, 1994. Studies of African wave disturbances with the GISS GCM. *J. Climate* **7**, 261–276.
- Druryan L. M. and T. M. Hall, 1996. The sensitivity of African wave disturbances to remote forcing. *J. Appl. Meteor.* **35**, 1100–1110.
- 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.
- Eliassen A., 1983. The Charney-Stern theorem on barotropic-baroclinic instability. *Pure Appl. Geophys.* **121**, 563–573.
- Eltahir E. A. B. and C. Gong, 1996. Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J. Climate* **9**, 1030–1042.

- Farge M., 1992. Wavelet transform and their application to turbulence. *Rev. of Fluid Mechanic* (24), 395–457.
- Fink A. H. and A. Reiner, 2003. Spatio-temporal variability of the relation between African easterly waves and west African squall lines in 1998 and 1999. *J. Geophys. Res.* **108**.
- 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. and S. Janicot, 1993. L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La météorologie* **8**, 28–53.
- Fyfe J. C., 1999. Climate simulations of African Easterly waves. *J. Climate* **12**, 1747–1769.
- Gamache J. F. and R. A. Houze, 1983. Water budget of a mesoscale convective clouds in the tropical Pacific deduced from ISCCP radiances. *J. Atmos. Sci.* **40**, 1835–1850.
- Grist J. P., 2002. Easterly waves over Africa. part I : The seasonal cycle and contrasts between wet and dry years. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 197–211.
- Grist J. P. and S. E. Nicholson, 2001. A study of the dynamics factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *J. Climate* **14**, 1337–1359.
- Grist J. P. and S. E. Nicholson, 2002. Easterly waves over Africa, part II : Observed and modeled contrasts between wet and dry years. *Mon Wea. Rev.* **130**, 212–225.
- Gruber A. and A. F. Krueger, 1974. The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **65**, 958–962.
- Grueber A., 1975. Wavenumber-frequency spectra of the 200 mb wind field in the tropics. *J. Atmos. Sci.* **32**, 1615–1625.
- Gu G., R. F. Adler, G. J. Huffman and S. Curtis, 2003. Summer synoptic-scale waves over west Africa observed by TRMM. *Geophys. Res. Lett.* **30**(14), 1729, doi :10.1029/2003GL017402.
- Gu G., R. F. Adler, G. J. Huffman and S. Curtis, 2004. African easterly waves and their association with precipitation. *J. of Geophys. Res.* **109**, D0401, doi :10.1029/2003JD003967.
- Hall N., G. Kiladis and C. D. Thorncroft, 2005. A new perspective on African Easterly Waves, part II : dynamics. *J. Atmos. Sci.* (submitted).
- Holton J. R., 1992. *An introduction to dynamic meteorology*. Number 573p. 3^e édition.
- Hoskins B., 1997. A potential vorticity view of synoptic development. *Meteorol. Appl.* **4**, 325–334.
- Hoskins B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **111**, 877–946.
- Houze R. A., 1977. Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Weath. Rev.* **105**, 1540–1567.
- Houze R. A., 1989. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large scale heating. *Mon. Weath. Rev.* **115**, 425–461.
- Houze R. A. and A. K. Betts, 1981. Convection in GATE. *Rev. Geophys. Space Phys.* **19**, 541–576.
- Hsieh J. S. and K. H. Cook, 2005. Generation of African wave disturbances : relationship to the African Easterly Jet. *Mon. Weath. Rev.* **133**.
- Janicot S., 1992. Spatio-temporal variability of west African rainfall. part i : Regionalizations and typings. *J. Climate* **5**, 489–498.

- Janicot S., 1993. Variability of dynamical fields over africa (1970-1988) ; atlas for validation of general circulation models. *Tech. Note L.M.D.* **187**.
- Janicot S., A. Harzallah, B. Fontaine and V. Moron, 1998. West African Monsoon dynamics and easter Equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970-88). *J. Climate* **11**, 1874–1882.
- Janicot S. and B. Sultan, 2001. Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophys. Res. Lett.* **28**(3), 523–526.
- Jones C., N. Mahowald and C. Luo, 2003. The role of easterly waves on African desert dust transport. *J. Climate* **16**, 3617–3628.
- Kalnay E., R. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins and al, 1996. The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**, 437–471.
- Karyampudi V. M., S. P. Palm, J. A. Reagen, H. Fang, W. B. Grant, R. M. Hoff, C. Moulin, H. F. Pierce, O. Torres, E. V. Browell and S. H. Melfi, 1999. Validation of the Saharan dust plume conceptual model using lidar, Meteosat and ECMWF data. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **80**, 1045–1075.
- Kiladis G. N., C. D. Thorncroft and N. M. J. Hall, 2005. A new perspective on African easterly waves, part i : Observations. *J. Atmos. Sci.* (submitted).
- Kiladis G. N. and K. M. Weickmann, 1997. Horizontal structure and seasonality of large-scale circulations associated with submonthly tropical convection. *Monthly Weather Review* **125**, 1997–2013.
- Lafore J. P. and M. W. Moncrief, 1989. A numerical investigation of the organization and interaction of the convection and stratiform regions of tropical squall lines. *J. Atmos. Sci* **46**, 521–544.
- Lau K. M. and H. Weng, 1995. Climate signal detection using wavelet transform : How to make a time series sing. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **76**(12), 2391–2402.
- Laurent H., N. D’Amato and T. Lebel, 1998. How important is the contribution of the mesoscale convective complexes to the Sahelian rainfall. *Phys. Chem. Earth* **23**, 629–633.
- Le Barbé L. and T. Lebel, 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrology* **188**, 43–73.
- Le Barbé L., T. Lebel and D. Tapsoba, 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *J. Climate* **15**(2), 187–202.
- Lebel T., A. Diedhiou and H. Laurent, 2003. Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *J. Geophys. Res.* **108**(D8).
- Liebmann B. and C. A. Smith, 1996. Description of a complete (interpolated) Outgoing Longwave Radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**, 1275–1277.
- Machado L. A. T. and W. B. Rossow, 1993. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Mon. Weath. Rev.* **121**, 3234–3260.
- Malkus J., 1962. *Large Scale interactions*, Volume 1. M.N. Hill, New York.
- Mallat S., 1999. *A wavelet tour of signal processing*, Volume 637pp. Applied mathematics / engineering.
- Mapes B., S. Tulich, J. Lin and P. Zuidema, 2006. The mesoscale convection life cycle : building block or prototype for large-scale tropical waves ? *Dyn. Atmos. Oceans*.

- Mass C., 1979. A linear primitive equation model of African wave disturbances. *J. Atmos. Sci.* **36**, 2075–2092.
- Mathon V., 2001. *Etude climatologique des systèmes convectifs de meso - échelle en Afrique de l'Ouest*. Ph. D. thesis, Université Paris 7.
- Mathon V., A. Diedhiou and H. Laurent, 2002. Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel. *Geophys. Res. Let* **29**(8).
- Mathon V., H. Laurent and T. Lebel, 2002. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology* **41**, 1081–1092.
- Matthews A., 2004. Intraseasonal variability over tropical africa during northern summer. *J. Climate* **17**, 2427–2440.
- Meyers S. D., B. G. Kelly and J. J. O'Brien, 1993. An introduction to Wavelet analysis in oceanography and meteorology : with application to the dispersion of yanai waves. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 2858–2866.
- Miller R. L. and R. S. Lindzen, 1992. Organization of rainfall by an unstable jet with an application to African waves. *J. Atmos. Sci.* **49**, 1523–1540.
- Miller R. L. and I. Tegen, 1998. Climate response to soil dust aerosols. *J. Climate* **11**, 3247–3267.
- Mohr K., R. D. Baker, W. K. Tao and J. S. Famiglietti, 2003. The sensitivity of West African convective line water budgets to land cover. *J. of Hydrometeo.* **4**, 62–76.
- Mohr K. I., 2004. Interannual, monthly, and regional variability in the wet season diurnal cycle of precipitation in Sub-Saharan Africa. *J. Climate* **17**, 2441–2453.
- Mohr K. I. and C. D. Thorncroft, 2005. Intense convective systems in the west africa and their relationship to the African Easterly Jet. *Q. J. R. Meteorol. Soc* (submitted).
- Moncrief M. W. and M. J. Miller, 1976. The dynamics and simulation of tropical squall-lines. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **102**, 373–394.
- Newell R. E. and J. W. Kidson, 1984. African mean wind changes between Sahelian wet and dry period. *J. Climatology* **4**, 1–7.
- Nicholson S. E., 1986. The spatial coherence of African rainfall anomalies : interhemispheric teleconnections. *J. Climate and applied Meteorol.* **25**, 1365–1381.
- Nicholson S. E., 2001. Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate Research* **17**, 123–144.
- Nicholson S. E., J. Kim and J. Hoopingarner, 1988. *Atlas of African Rainfall and its interannual variability*. Number 237pp. Departement of meteorology, Thallahasee, Florida 32306.
- Norquist D. C., E. E. Recker and R. J. Reed, 1977. The energetics of African easterly wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Mon. Weath. Rev.* **105**, 334–342.
- Ouergli A. and P. de Félice, 1997. Wavelet transform technique to study the behavior of the 10-20-day and 25-50-day modes during indian summer monsoon onset. *Meteorol. Atmos. Phys.* (63), 171–178.
- Paradis D., J. P. Lafore and J. L. Redelsperger, 1995. African easterly waves and convection. part I : Linear simulations. *J. Atmos. Sci.* **52**(10), 1657–1679.

- Parker D. J., C. D. Thorncroft, R. Burton and A. Diongue-Niang, 2005. Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET 2000 experiment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**, 1461–1482.
- Payne S. W. and M. M. McGarry, 1977. The relationship of satellite inferred convective activity to easterly waves over West Africa and the adjacent ocean during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.* **105**, 413–420.
- Petersen W. A., R. Cifelli, D. J. Boccippio, S. A. Rutledge and C. Fairall, 2003. Convection and Easterly Wave structures observed in the eastern Pacific warm pool during EPIC-2001. *J. Atmos. Sci.* **60**, 1754–1773.
- Pytharoulis I. and C. D. Thorncroft, 1999. The low level structure of African easterly waves in 1995. *Mon. Wea. Rev.* **127**, 2266–2280.
- Ramel R., H. Gallée and C. Messenger, 2006. On the northward shift of the west african monsoon. *Climate Dynamics* **26**(4), 429–440.
- Redelsperger J. L., A. Diongue, A. Diedhiou, J. P. Ceron, M. Diop, J. F. Gueremy and J. P. Lafore, 2002. Multi-scale description of a Sahelian synoptic weather system representative of the West African monsoon. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **128**, 1229–1257.
- Reed R. J., A. Hollingsworth, W. A. Heckley and F. Delsol, 1988. An evaluation of the performance of the ECMWF operational system in analysing and forecasting easterly wave disturbances over African and the tropical atlantic. *Mon. Wea. Rev.* (116), 824–865.
- 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.
- Reeves R. W., C. F. Ropelewski and M. D. Hudlow, 1979. Relationships between large-scale motion and convective precipitation during GATE. *Mon. Weath. Rev.* **107**, 1154–1168.
- Rennick M. A., 1976. The generation of African waves. *J. Atmos. Sci.* **33**, 1955–1969.
- Riehl H., 1948. On the formation of typhoons. *J. of Meteorol.* **5**, 247–264.
- Roca R., J. P. Lafore, C. Piriou and J. L. Redelsperger, 2005. Extratropical dry-air intrusions into the West African monsoon midtroposphere : An important factor for the convective activity over the Sahel. *J. Atmos. Sci.* **62**, 390–407.
- Ross R. S., 1991. Energetics of African disturbances derived from the FSU Global Spectral Model. *Meteorol. Atmos. Phys.* **45**, 139–158.
- Rowell D. P., C. K. Folland, K. Maskell and M. N. Ward, 1995. Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906-1992) : observation and modeling. *Q.J.R. Meteorol. Soc* **121**, 669–704.
- Rowell D. P. and J. R. Milford, 1993. On the generation of African squall lines. *J. Climate* **6**, 1181–1193.
- Sangare M. D. and K. Sidibe, 2001. Analyse du déclenchement des systèmes convectifs au Sahel. Master's thesis, Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA).
- Schubert W. H., P. E. Ciesielski, D. E. Stevens and H. C. Kuo, 1991. Potential vorticity modeling of the ITCZ and the Hadley circulation. *J. Atmos. Sci.* **48**, 1493–1509.
- Schumacher C. and R. A. Houze, 2003. Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar. *J. Climate* **16**, 1739–1756.

- Sellers W. D., 1965. *Physical climatology*. University of Chicago press.
- Semazzi F. H. M. and L. Sun, 1997. The role of orography in determining the Sahelian climate. *Int. J. of Climatology* **17**, 581–596.
- Simmons A. J., 1977. A note on the instability of the African easterly jet. *J. Atmos. Sci.* **34**, 1670–1674.
- Sultan B., 2002. *Etude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'Ouest et de la variabilité intra - saisonnière de la convection. Application à la sensibilité des rendements agricoles*. Ph. D. thesis, Université Paris 7.
- Sultan B. and S. Janicot, 2003. The West African Monsoon dynamics. part II : The "preonset" and "onset" of the summer monsoon. *J. Climate* **16**(21), 3407–3427.
- Sultan B., S. Janicot and A. Diedhiou, 2003. The West African Monsoon dynamics. part I : Documentation of intraseasonal variability. *J. Climate* **16**(21), 3389–3406.
- Swap R., M. Garstang, S. Greco, R. Talbot and P. Kaalberg, 1992. Saharan dust in the amazon bassin. *Tellus* **44B**, 133–149.
- Taleb E. H. and L. M. Druyan, 2003. Relationships between rainfall and West African wave disturbances in station observations. *Int. J. Climatol.* **23**, 305–313.
- Taylor C. M. and T. Lebel, 1998. Observational evidence of persistent convective-scale rainfall patterns. *Mon. Weath. Rev.* **126**, 1597–1607.
- Taylor C. M., D. J. Parker, C. R. Lloyd and C. D. Thorncroft, 2005. Observations of synoptic-scale land surface variability and its coupling with the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**, 913–937.
- Thompson R. M., S. W. Payne, E. E. Recker and R. J. Reed, 1979. Structure and properties of synoptic scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the Eastern Atlantic. *J. Atmos. Sci.* **36**, 53–72.
- Thorncroft C. D., 1995. An idealized study of African easterly waves. III : More realistic basic states. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **123**, 1589–1614.
- Thorncroft C. D. and M. Blackburn, 1999. Maintenance of the African easterly jet. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **125**(555), 763–786.
- Thorncroft C. D. and K. Hodges, 2001. African easterly wave variability and its relationship to Atlantic Tropical cyclone activity. *J. Climate* **14**, 1166–1179.
- Thorncroft C. D. and B. J. Hoskins, 1994a. An idealized study of African easterly waves. I : A linear view. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **120**, 953–982.
- Thorncroft C. D. and B. J. Hoskins, 1994b. An idealized study of African easterly waves. II : A nonlinear view. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **120**, 983–1015.
- Torrence C. and Compo, 1998. A practical guide to Wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **79**, 61–78.
- Viltard A. and P. De Felice, 1979. Statistical analysis of wind velocity in an easterly wave over West Africa. *Mon. Wea. Rev.* **107**, 1320–1327.
- Viltard A., P. de Félice and P. Oubuih, 1997. Comparison of the African and the 6-9 day wave-like disturbance pattern over West Africa and the tropical Atlantic during summer 1985. *Meteorol. Atmos. Phys.* **62**, 91–99.

- Vizy E. K. and K. H. Cook, 2001. Mechanisms by which Gulf of Guinea and Eastern North Atlantic sea surface temperature anomalies can influence African rainfall. *J. Climate* **14**, 795–821.
- Waliser D. and C. Gauthier, 1993. A satellite-derived climatology of the ITCZ. *J. Climate* **6**, 2162–2174.
- Waliser D. E. and W. Zhou, 1997. Removing satellite equatorial crossing time biases from the olr and hrc datasets. *J. Climate* **10**, 2125–2146.
- Weisman M. and R. Rotunno, 2004. "a theory for strong long-lived squall lines" revisited. *Journal of Atmospheric Sciences* **61**(4), 361–382.
- Weng H. and K. M. Lau, 1994. Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western pacific. *J. Atmos. Sci.* **51**(17), 2523–2541.
- Zeng N., J. D. Neelin, K. M. Lau and C. J. Tucker, 1999. Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *science* **286**, 1537–1540.