



Université de
Bourgogne



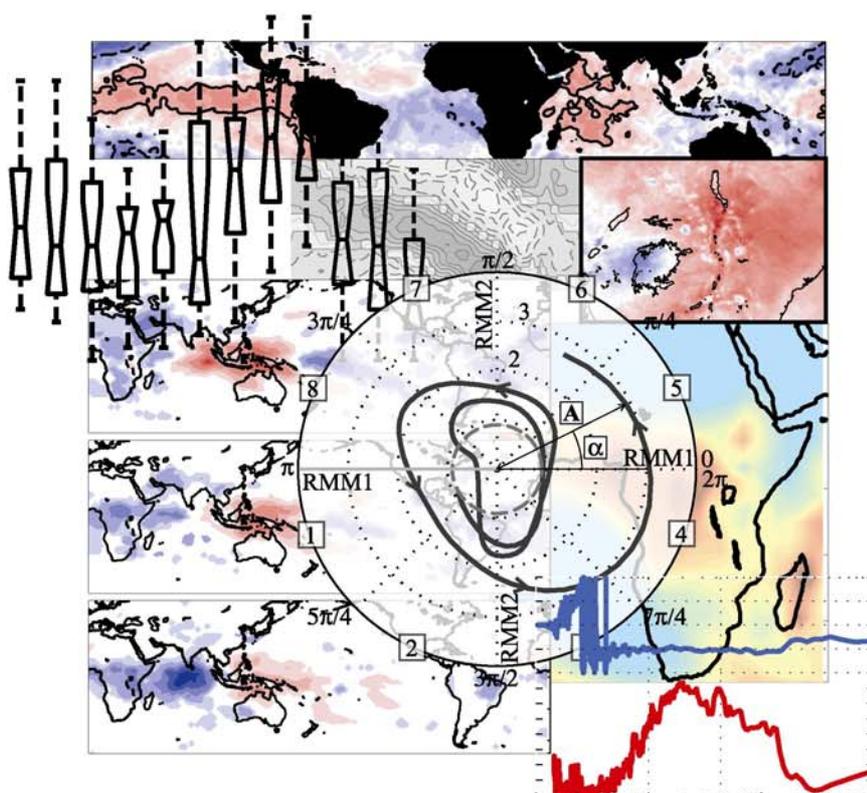
THESE

Présentée pour l'obtention du titre de

DOCTEUR

Discipline : Géographie - Option : Climatologie

L'Oscillation de Madden-Julian et la variabilité pluviométrique régionale en Afrique Subsaharienne



Présentée et soutenue publiquement le 03 juillet 2007 par

Benjamin POHL

Devant le jury composé de :

Gérard BELTRANDO

Pierre CAMBERLIN

Jean-Philippe DUVEL

Bernard FONTAINE

Serge JANICOT

Rapporteur

Directeur de Thèse

Examineur

Examineur

Rapporteur

Remerciements

Et voilà un nouveau chapitre qui se termine, et ce mémoire en est en quelque sorte l'aboutissement ! Durant ces 3 ans de thèse j'ai reçu l'aide, les encouragements, le soutien de toutes les personnes avec lesquelles j'ai travaillé, ou que j'ai tout simplement croisées ou bien plus longuement fréquentées. Qu'elles en soient ici vivement remerciées !

Mes pensées vont tout d'abord à Pierre Camberlin, qui guide mes pas depuis la maîtrise avec toujours cette même gentillesse, cette même disponibilité sans faille et cette même patience que nous lui connaissons tous. Ce travail se fait très largement le reflet de ses remarques, de son implication, de son intérêt. Cela fait 5 ans que nous travaillons ensemble, et je souhaite pour ma part pouvoir continuer à apprendre encore de lui pendant de longues années !

Merci naturellement à Bernard Fontaine, pour m'avoir accueilli pendant tout ce temps au CRC. Je me sens aujourd'hui très flatté de la présence du "grand patron" dans mon jury !

J'en profite également pour remercier les personnes qui m'ont témoigné leur intérêt professionnel et ont accepté de me consacrer une partie de leur temps. Je pense en particulier à Jean-Philippe Duvel, qui m'a accueilli à deux reprises au LMD pour m'expliquer, puis me ré-expliquer, le principe de sa fameuse LMA ! Un grand merci aussi à Gérard Beltrando et à Serge Janicot, pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail. Merci aussi à Adrian Matthews, pour son implication dans certaines parties de ce mémoire, et pour ses encouragements constants. Une pensée enfin pour Jérôme Vialard, dont les quelques discussions et commentaires m'ont été bien profitables dès le début de ce travail.

Que serais-je devenu sans l'aide indéfectible de tous les membres de l'équipe ? La thématique un peu transverse de mon travail m'a permis de travailler avec la plupart des personnes du CRC, ce qui m'a permis d'apprendre un peu de chacun. Il est temps désormais de leur exprimer toute ma gratitude. En particulier, un grand merci au "Maître" Pascal Oetli, qui a toujours résolu mes petits problèmes d'informatique, ainsi qu'à Yves Richard, Nicolas Fauchereau et Pascal Roucou, pour leur investissement et leurs conseils. Merci aussi à mes voisins de bureau, Lotfi et Romain, Malika, Nadège et Nathalie, et à tous les membres de l'équipe dont le soutien m'a été si précieux.

Merci aussi à tous les membres du département de géographie, qui avec une extrême gentillesse ont accompagné mes premiers pas en tant que moniteur. J'en profite pour remercier Agnès et Jean-Pierre en particulier, qui ont toujours été là pour moi.

A toutes les personnes aussi qui, à distance, m'ont apporté leur aide durant ces 3 ans : Hugo Bellenger, Jean-Claude Bergès, les gens de l'école doctorale Buffon et en particulier Colette Scherrer, l'équipe de l'Experimtarium, les gens du CRI, qui m'ont eux aussi dépanné lorsqu'il y a eu quelques soucis informatique.

Les gens de l'université du Cap enfin, et Mathieu Rouault et Chris Reason tout particulièrement, qui m'ont exprimé leur enthousiasme et avec qui j'espère pouvoir travailler plus régulièrement dans les mois à venir.

A ceux qui avec gentillesse et amitié ont toujours écouté et partagé mes états d'âme : et là je pense surtout à Alex et Aurore, Cyp et Odile, Seb et Anne ; mais aussi à Etienne et à Loïc, avec qui cette aventure a commencé (en béquilles pour moi), à l'amphî d'Orbigny, par un beau matin d'octobre 2003...

A mes parents, à mon frère et à ma famille, qui m'ont toujours soutenu et ont cru en moi ; et à Nîco et David pour leur hébergement 4 étoiles à Paris !

Et à Jess, évidemment.

Note

Toutes les cartes présentées dans ce document sont issues d'une projection équivalente équidistante cylindrique. La terminologie statistique employée dans ce mémoire est celle, plus répandue, de l'école anglo-saxonne.

Sommaire

Introduction	9
Chapitre 1. Données et cadre géographique	17
1.1. Données utilisées	17
1.1.1 Les précipitations	17
• Relevés pluviométriques in situ	17
• Estimations par satellites	19
1.1.2 La convection atmosphérique	19
1.1.3 Les champs atmosphériques	20
1.1.4 Les températures de surface de la mer (TSM)	21
1.1.5 Indices descripteurs du phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation)	22
1.2 Région d'étude : champs moyens, saisonnalité et variabilité	22
1.2.1 Topographie et climat moyen	23
• Les principaux reliefs	23
• Pluviométrie moyenne	25
• Saisonnalité dans le système climatique et précipitations	26
1.2.2 Variabilité climatique et pluviométrique	34
• Rappels sur El Niño Southern Oscillation (ENSO)	34
• Variabilité interannuelle des précipitations sub-sahariennes	38
• Etat des connaissances sur la variabilité intrasaisonnière en Afrique subsaharienne	42
Synthèse de chapitre	45
Chapitre 2. L'Oscillation de Madden-Julian. Identification et état des connaissances	47
Introduction de chapitre	47
2.1 Revue bibliographique	47
2.1.1 Découverte de la MJO	47
2.1.2 Vers une meilleure connaissance du phénomène	48
2.1.3 Propagation de la MJO	51
2.1.4 Interactions entre MJO et ENSO	53
2.1.5 MJO et variabilité pluviométrique	55
2.2 Extraction de la MJO par ACP	58
2.2.1 Les indices MJO du BMRC	58
2.2.2 Analyses composites de la MJO	61
2.2.3 Définition de nouveaux indices MJO : 1948-2005	69
2.2.4 Evaluation des indices MJO étendus (1948-2005)	71
2.3 L'Analyse en Modes Locaux	75
2.3.1 Les bases de l'ACP complexe	76
2.3.2 Formulation mathématique de l'Analyse en Modes Locaux	78
2.3.3 LMA multivariée et modes moyens	80
2.3.4 Application de la LMA : saisonnalité et modes propagatifs moyens	82
Synthèse de chapitre	91

Chapitre 3. Variabilité temporelle de la MJO	93
Introduction de chapitre	93
3.1 Variabilité interannuelle : interactions MJO – ENSO	94
3.1.1 Vitesse de propagation et période des évènements intrasaisonniers	94
• Définition de la période de la MJO	94
• Relations avec l'ENSO	95
• Fluctuations interannuelles dans la vitesse de propagation	97
3.1.2 Amplitude du signal MJO planétaire	100
• Evolution interdécennale de la MJO et des relations MJO-ENSO	100
• La MJO comme initiateur d'évènements El Niño ?	104
3.2 Variabilité inter-événement : typologie des MJO	107
3.2.1 Application de la Classification Hiérarchique Ascendante	107
3.2.2 Partitionnement en 2 types	109
3.2.3 Partitionnement en 8 types	111
• Evènements MJO d'hiver	111
• Evènements MJO de printemps	114
• Evènements MJO d'été	116
• Evènements MJO d'automne	118
• Un cas particulier : le type 8	123
Synthèse de chapitre	128
Chapitre 4. Réponse des précipitations à la MJO en Afrique Subsaharienne	129
Introduction de chapitre	129
4.1 Modes de variabilité intrasaisonnière en Afrique	130
4.1.1 Modes locaux "africains"	130
4.1.2 Modes saisonniers moyens	132
4.2 Episodes secs et pluvieux en Afrique de l'Est : Long Rains et Short Rains	133
4.2.1 Détection d'une variabilité pluviométrique intrasaisonniers en Afrique de l'Est	134
4.2.2 Anomalies pluviométriques associées aux phases MJO	139
4.2.3 Dynamique atmosphérique et processus pluvio-gènes	142
4.2.4 Spécificités des Long Rains et des Short Rains	148
4.3 Variabilité intrasaisonnière en Afrique Australe	152
4.3.1 Variabilité convective intrasaisonnière	152
4.3.2 Réponse de la pluviométrie	158
4.3.3 Dynamique atmosphérique associée	163
4.3.4 Modulation intrasaisonnière du Dipôle du sud-ouest de l'océan Indien	166
4.4 Variabilité à 40 jours de la mousson ouest-africaine	168
4.4.1 Variabilité convective intrasaisonnière	169
4.4.2 Réponse de la pluviométrie	175
4.4.3 Dynamique atmosphérique associée	178
4.4.4 Modes convectifs intrasaisonniers en Afrique de l'Ouest	185
Synthèse de chapitre	189

Chapitre 5. La MJO et les interactions d'échelle. Du cycle diurne à la variabilité interannuelle : l'exemple des Long Rains	191
Introduction de chapitre	191
5.1 Variabilité pluviométrique interannuelle : un rôle de la MJO ?	192
5.2 Variabilité journalière et interannuelle des Long Rains	194
5.2.1 Evènements pluvieux extrêmes	195
5.2.2 Dates de démarrage et de fin de la saison pluvieuse	197
5.2.3 Modulation interannuelle de l'influence de la MJO sur les Long Rains	204
5.2.4 Influence de la MJO sur la variabilité interannuelle des Long Rains	207
5.3 Etude de cas : Les Long Rains de 2005	215
5.3.1 L'activité intrasaisonnière de MAM 2005	215
5.3.2 Présentation de Météosat Seconde Génération (MSG)	223
5.3.3 Relations entre précipitations et observations satellitales	228
5.3.4 Articulation du cycle diurne et du cycle MJO	230
5.4 Eléments de prévisibilité intrasaisonnière des Long Rains	238
Synthèse de chapitre	247
Conclusion	249
Liste des Figures	271
Liste des Tables	283
Liste des Encarts	283

Introduction

La climatologie tropicale s'est depuis longtemps attachée à analyser la variabilité temporelle des précipitations, principal facteur de saisonnalité sous les Tropiques. Jusqu'aux années 1960-1970, les études ont principalement porté sur la description du cycle annuel des pluies et sur la variabilité à l'échelle synoptique, sans vraiment appréhender, malgré les travaux de Sir Walker dans les années 1930, les variations d'une année sur l'autre.

Dès les années 1970-1980, un plus grand nombre d'études a été consacré à la description et à la compréhension de la variabilité interannuelle des précipitations. L'objectif principal était alors d'expliquer les mécanismes de la variabilité climatique pour envisager de la prévoir. Au cumul pluviométrique saisonnier était plus ou moins associée l'idée de qualité de la saison pluvieuse, fondamentale pour les applications agronomiques.

Toutefois, la répartition temporelle des pluies à l'intérieur de la saison pluvieuse est aussi importante pour l'agriculture que la quantité totale enregistrée au cours de la saison elle-même. La constitution de nouvelles bases de données, regroupant à l'échelle quasi-globale des longues séries de données climatiques et disponibles à des résolutions temporelles plus fines, a donc permis récemment l'émergence d'analyses appliquées aux formes d'organisation des pluies à l'intérieur des saisons pluvieuses. Ainsi s'est graduellement développée la thématique générale de la variabilité intrasaisonnière dans les Tropiques.

L'intrasaisonnier, élément de la variabilité climatique tropicale

Afin de replacer le pas de temps intrasaisonnier dans le contexte plus général de la variabilité climatique des basses latitudes, la Figure 1 illustre les imbrications d'échelle du système climatique dans le domaine tropical. L'intrasaisonnier (ou "sub-saisonnier" sur la figure) est en position intermédiaire entre les variations lentes du système climatique (le cycle annuel, la variabilité interannuelle et interdécennale) et ses fluctuations haute fréquence (journalière, synoptique).

La plupart de ces pas de temps et de ces phénomènes seront abordés dans la suite de ce travail, sous l'angle des interactions d'échelle avec l'Oscillation de Madden-Julian ("MJO"), mode de variabilité centré sur la gamme de périodes 30-70 jours selon la Figure 1 (cf. ci-dessous).

La Figure 2 quantifie pour sa part les variations approximatives de l'OLR (le rayonnement infra-rouge sortant au sommet de l'atmosphère, utilisé comme marqueur de l'intensité de la convection atmosphérique) associées à différents phénomènes atmosphériques de la ceinture tropicale, et pour différentes échelles temporelles.

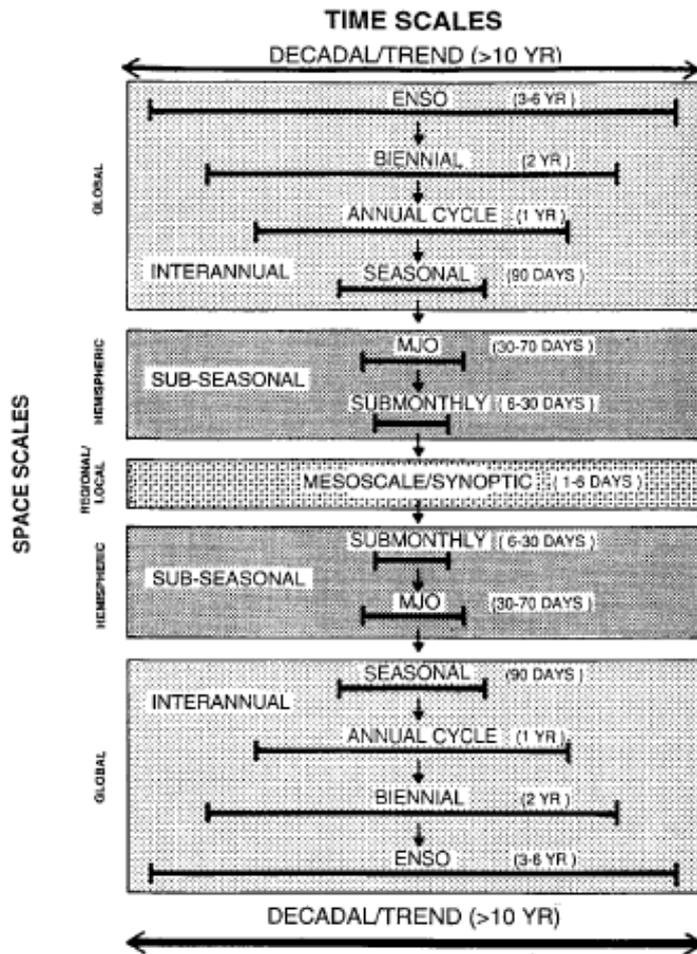


Fig. 1 : Diagramme schématique illustrant les échelles spatiales et temporelles de divers phénomènes du système climatique. Les flèches représentées sur la figure se réfèrent plus particulièrement à la thématique des interactions d'échelle entre phénomènes. *Adapté de Meehl et al. (2001).*

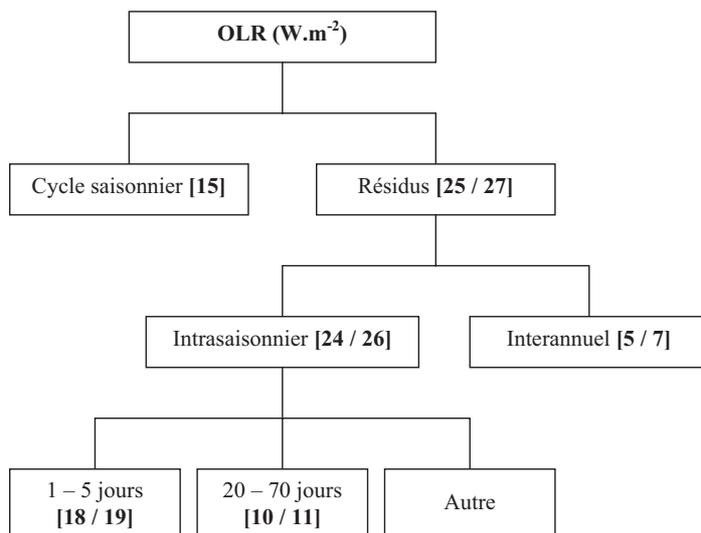


Fig. 2 : Amplitude moyenne des fluctuations de l'OLR (infra-rouge sortant, descripteur de la convection atmosphérique, $W.m^{-2}$) dans la région tropicale entre $40^{\circ}N$ et $40^{\circ}S$, période 1974-1986. Les valeurs chiffrées correspondent à la racine carrée de la variance totale de l'OLR filtré dans les gammes de fréquence indiquées, sur l'ensemble du domaine d'étude. Les premiers chiffres indiqués dans les crochets correspondent à la période estivale (mai - octobre), les seconds à la période hivernale (novembre - avril). *Adapté de Lau & Chan (1988).*

Le cycle annuel, à l'échelle de la bande tropicale, est responsable de fluctuations de l'ordre de $15 W.m^{-2}$. Les résidus, indépendants de la saisonnalité du climat et constitués de tous les phénomènes de périodicité supérieure ou inférieure à un an, sont à l'origine d'une variabilité haute et basse fréquence d'amplitude sensiblement supérieure à celle de la succession des saisons (de l'ordre de $25 W.m^{-2}$) ; une part très majoritaire de cette variabilité est attribuable aux hautes

fréquences, l'interannuel n'étant associé qu'à 5 à 7 $W.m^{-2}$. La gamme 20-70 jours, approximativement caractéristique de la MJO (Fig. 1), représente pour sa part une dizaine de $W.m^{-2}$, les très hautes fréquences (synoptique, méso-échelle, bruit de l'atmosphère) concentrant finalement les fluctuations les plus énergétiques (une vingtaine de $W.m^{-2}$).

Ces valeurs (Lau & Chan 1988) ne sont données qu'à titre indicatif, et mériteraient certainement d'être précisées et réactualisées ; elles permettent toutefois de donner un ordre de grandeur appréciable des phénomènes affectant la variabilité convective intertropicale. La gamme "MJO" 20-70 jours concentre au final des fluctuations relativement énergétiques, dont l'amplitude est susceptible d'affecter très significativement les précipitations à l'échelle des tropiques. Du point de vue agronomique, ces fluctuations relativement lentes de la pluviométrie à l'intérieur des saisons pluvieuses vont décider en grande partie des rendements agricoles dans les régions tropicales. Elles constituent par conséquent un échelon temporel qu'il est fondamental de documenter en détails -ce qui n'a toujours pas été exhaustivement effectué à cette date. Le cas particulier de l'Afrique reste notamment à étudier.

Objectifs du travail et questionnements

L'oscillation dite de Madden-Julian (Madden & Julian 1971 ; 1972 et Fig. 1) **constitue le mode de variabilité dominant de l'atmosphère tropicale au pas de temps intrasaisonnier.** Il s'agit d'une propagation vers l'est d'amas convectifs de large échelle (environ 1000 km de diamètre), depuis le bassin de l'océan Indien jusqu'à l'Indonésie puis jusqu'au bassin Pacifique occidental (par exemple, Lau & Chan 1986b ; Knutson & Weickmann 1987 ; Matthews 2000). La MJO présente un caractère pseudo-cyclique, de périodicité comprise généralement entre 30 et 60 jours, et plus spécifiquement centrée sur 40-50 jours ; elle a attiré depuis sa découverte en 1971 un nombre très important de publications scientifiques, qui ont décrit en détail ses conséquences et sa signature spatiale et spectrale sur les eaux chaudes ("Warm Pool") du bassin indo-pacifique.

Sur l'Afrique sa manifestation reste beaucoup moins visible, ce qui est largement à l'origine du désintérêt relatif qu'elle y a suscité jusqu'alors. **L'objectif de ce travail vise donc à caractériser et quantifier l'impact de la MJO sur la variabilité pluviométrique intrasaisonnaire en Afrique subsaharienne.** Il s'agit d'analyses de diagnostic climatique, qui visent à une meilleure compréhension des mécanismes à l'origine de la variabilité climatique -étape préliminaire nécessaire pour envisager d'améliorer, par la suite, les modèles de prévision des pluies.

Plusieurs questionnements majeurs, relatifs à cet objectif, souffrent particulièrement d'une compréhension imparfaite, et nécessitent quelques approfondissements.

- Les saisons des pluies africaines présentent-elles une alternance de phases plus sèches et de phases plus humides au pas de temps caractéristique de l'oscillation, qui puisse être physiquement reliée à l'activité MJO de large échelle ?
- Temporellement, la MJO est-elle responsable d'une modulation de l'intensité et / ou de la fréquence des précipitations journalières en Afrique, pendant les saisons pluvieuses ?
- Spatialement, comment l'influence de la MJO évolue-t-elle d'une région à l'autre, et comment cette influence est-elle modulée par le cycle annuel ?

Quelques travaux (Levey & Jury 1996 ; Mutai & Ward 2000 ; Mapande & Reason 2005), basés sur des séries pluviométriques de quelques régions africaines et n'analysant pas explicitement la MJO, ont à ce jour mis en évidence des périodicités significatives des précipitations centrées sur la gamme 30-60 jours. Ils ont donc, de ce fait, suggéré plus que démontré que l'oscillation intrasaisonnière exerce une influence significative sur le champ pluviométrique africain au sud du Sahara. Toutefois, les mécanismes atmosphériques et pluviogènes n'ont pas non plus été établis. La seule étude véritablement basée sur la dynamique associée à la MJO au-dessus de l'Afrique a été publiée par Matthews (2004b) et décrit une modulation intrasaisonnière de l'intensité de la convection ouest-africaine par la MJO pendant la mousson. D'une manière quasi-récurrente, cette dernière serait à l'origine d'une amplification des précipitations et de la convection atmosphérique durant la saison d'été boréal. Cette théorie a toutefois été remise (partiellement) en question depuis lors par Mounier (2005), qui ne décrit que des anomalies humides très faibles associées à la MJO sur l'Afrique de l'Ouest.

Il s'agit donc ici de compléter ces travaux, à l'aide de méthodes statistiques et de jeux de données renouvelés. A partir d'extractions du signal convectif (fichier OLR) associé à la MJO à l'échelle des tropiques, les données de pluviomètres africains seront analysées, sous l'angle notamment de leur calage par rapport à la phase de la MJO (i.e., schématiquement sa localisation dans la ceinture tropicale). La dynamique atmosphérique correspondante fera également l'objet d'analyses détaillées. La question sera donc de déterminer : (i) si l'influence de la MJO sur l'Afrique peut être considérée comme statistiquement significative ; (ii) le cas échéant, quel est son poids dans l'alternance d'épisodes secs et de phases abondamment arrosées ; (iii) quelle est la nature des processus pluviogènes responsables de cette succession de phases humides et/ou sèches au cours du cycle de la MJO.

3 régions, l'Afrique de l'Est Equatoriale, l'Afrique Australe et l'Afrique de l'Ouest, feront l'objet d'analyses plus détaillées pour préciser la modulation spatiale de cet impact, et mettre en avant les similarités et les spécificités de chaque zone. Cette approche régionale permet notamment de documenter certains aspects de la MJO, très peu connus à l'heure actuelle, et de les relier à la variabilité pluviométrique africaine.

Y a-t-il ainsi continuité dans la propagation des amas convectifs de large échelle entre l'Afrique de l'Est et l'océan Indien ? Est-il possible de déceler un forçage significatif aux latitudes subtropicales de l'Afrique Australe pendant l'été austral, à l'instar de l'Australie et symétriquement à l'Inde en été boréal ? La MJO est-elle décelable sur la "barrière froide" de l'Atlantique, et est-elle capable, sur ce même fuseau, d'influer significativement sur la mousson d'Afrique de l'Ouest ? Ces 3 ensembles régionaux, par leur localisation particulière, peuvent ainsi contribuer à une meilleure connaissance de la MJO elle-même.

Définitions : MJO et pas de temps intrasaisonnier

Cet objectif, a priori relativement simple (quantifier et caractériser l'impact d'un mode de variabilité atmosphérique sur les précipitations d'un espace donné) se heurte toutefois à un problème sémantique récurrent. **Il n'existe pas de définition unique, pour l'heure, de la**

MJO et du pas de temps intrasaisonnier. Les Figures 1 et 2 en sont d'ailleurs une illustration très probante, les "bornes" fixées pour les délimiter étant assez dissemblables.

Le pas de temps intrasaisonnier englobe tous les phénomènes dont la durée est supérieure au pas de temps synoptique (quelques jours) et inférieure à la durée d'une saison pluvieuse (quelques mois). Cette définition théorique est partagée par la majorité des publications portant sur le sujet ; en pratique, les seuils pour délimiter le synoptique de l'intrasaisonnier d'une part, et la longueur d'une saison d'autre part, restent cependant assez fluctuants d'un article à l'autre. Le parti pris ici est de définir l'intrasaisonnier dans la gamme 10-20 jours à 90-120 jours. Ces seuils sont d'une importance très secondaire dans le présent travail et ne requièrent pas une précision supérieure à celle proposée ici.

L'attention est plutôt portée sur la **définition de la MJO**, qui est le mode de variabilité atmosphérique dominant au pas de temps intrasaisonnier, quelles qu'en soient les limites. Une revue sommaire des articles qui lui sont dédiés suffit en effet à illustrer toute l'ambiguïté de la terminologie la plus couramment usitée. Si le terme "MJO" semble graduellement s'imposer, d'autres appellations peuvent aussi se référer au même processus. Les découvreurs historiques de l'oscillation, Roland Madden et Paul Julian, l'avaient ainsi baptisée **oscillation à 40-50 jours** ("40-50 day oscillation", Madden & Julian 1971), terminologie depuis reprise par un certain nombre de travaux et d'auteurs (par exemple, Anderson *et al.* 1984 ; Lau & Chan 1986a ; Gray 1988 ; Bantzer & Wallace 1996). Un très grand nombre d'études, récentes ou datant de quelques années, la nomment également **oscillation intrasaisonnaire** (ISO, pour "Intra-Seasonal Oscillation" : Emanuel 1987 ; Bladé & Hartmann 1993 ; Li & Wang 1994 ; Nakazawa 1995 ; Slingo *et al.* 1996 ; Flatau *et al.* 1997 ; Wang & Xie 1997 ; Wang & Xu 1997 ; Zhang & Hendon 1997 ; Moore & Kleeman 1999 ; Wu *et al.* 1999 ; Lawrence & Webster 2001 ; Sengupta *et al.* 2001 ; Lawrence & Webster 2002 ; Jiang & Li 2005). Hendon & Liebmann (1990b) ont même utilisé deux terminologies dans le titre de leur article ("The intraseasonal (40-50 day) oscillation of the Australian summer monsoon") afin de lever toute ambiguïté.

L'une des origines de cette différenciation terminologique a été l'étendue spatiale du phénomène considéré. Conceptuellement, l'oscillation à 40-50 jours ou de Madden-Julian a été initialement décrite comme un mode de variabilité symétrique de part et d'autre de l'équateur, et restreinte aux seules très basses latitudes. L'annulation à l'équateur de la force de Coriolis, liée à la rotation de la Terre, est en effet l'un des éléments fondamentaux pour expliquer la libre propagation de perturbations convectives sous forme d'ondes gravitaires dans la troposphère.

Il a par la suite été montré que des périodicités centrées sur la gamme 40-50 jours affectent significativement la variabilité convective des régions non équatoriales ; plus récemment encore, plusieurs travaux ont suggéré que le phénomène pouvait être perçu dans le champ de pluies à l'échelle quasi-globale (Jones *et al.* 2004b ; Donald *et al.* 2006). En particulier, quelques travaux ont établi que l'activité convective principale de périodicité 40-50 jours n'était pas localisée qu'à l'équateur, mais pouvait être trouvée à 10-15° de latitude dans l'hémisphère en été (Goulet & Duvel 2000 ; Zhang & Dong 2004 ; Bellenger & Duvel 2006). Un cycle saisonnier, très voisin des migrations saisonnières du système climatique et de la convergence intertropicale, a ensuite été trouvé dans ces perturbations convectives de large échelle (Zhang & Dong 2004 ; Wu *et al.* 2006).

Plus qu'un phénomène équatorial, l'oscillation peut alors être considérée comme l'expression de la variabilité intrasaisonnière de la convection profonde au sein de la Zone de Convergence Inter-Tropicale. L'objet d'étude présentant finalement des caractéristiques spatiales et temporelles assez différentes des premiers constats empiriques effectués par Madden & Julian (1971), le terme d'oscillations intrasaisonnières a été proposé pour distinguer les deux phénomènes. La MJO, au sens restreint, pourrait alors être vue comme la manifestation équatoriale des oscillations intrasaisonnières.

Physiquement, il est toutefois très artificiel de séparer variabilité convective équatoriale et tropicale. **Dans ce travail, et en l'absence de définitions consensuelles établies par la communauté des climatologues, les termes MJO et ISO seront donc utilisés indifféremment pour se référer à la variabilité convective de large échelle dans la gamme de temps 30-60 jours.**

Une difficulté supplémentaire (tant sémantique que scientifique) concerne **l'identification d'un signal intrasaisonnier sur l'Afrique, et son attribution à la MJO** elle-même. La question de l'extension spatiale de la MJO est donc une nouvelle fois posée, mais dans le sens zonal plus que méridien cette fois. Schématiquement, deux grandes écoles de pensées s'affrontent sur ce point. La première décrit la MJO comme une onde atmosphérique parcourant la ceinture tropicale dans son ensemble ; l'évènement $n+1$ est initié sur les eaux chaudes de l'océan Indien une fois que l'évènement n a bouclé son circuit planétaire sur le bassin "froid" Atlantique puis sur l'Afrique. La seconde voit au contraire dans le déclenchement de la convection sur l'océan Indien la source de l'onde atmosphérique, qui peine à franchir la ligne de changement de date et la limite orientale de la Warm Pool d'eaux chaudes océaniques. La MJO serait alors un mode de variabilité convective essentiellement restreint au seul hémisphère est.

Dès lors, la MJO est-elle susceptible de "transiter" à la verticale de l'Afrique, et d'y être associée à des phases humides de convection renforcée, alternant avec des phases sèches de convection supprimée ? En renversant le questionnement, les fluctuations de périodicités 40-50 jours sur l'Afrique traduisent-elles une réponse "directe" au passage de la MJO, ou une réponse régionale "indirecte" au développement de la convection sur l'océan Indien voisin ? Dans le second cas, est-il permis de parler d'une influence de la MJO sur l'Afrique ?

Une nouvelle fois, en l'absence de consensus de la part de la communauté scientifique, il est considéré dans ce mémoire que **la MJO est définie à partir de ses effets, et non de ses causes physiques**. De simples périodicités significatives dans la gamme caractéristique de la MJO ne sont pas jugées suffisantes pour lui attribuer ce signal ; en revanche, une réponse récurrente des champs atmosphériques, présentant un calage constant par rapport à la phase de la MJO, sera considérée comme sa signature régionale, qu'elle soit de nature "directe" ou "indirecte".

Cadre institutionnel

Ce travail s'insère dans les **programmes scientifiques** suivants :

- **LOTI-VCI**, financé par le Programme National d'Etude de la Dynamique du Climat (PNEDC) achevé en 2006, visait notamment à une meilleure compréhension des oscillations

intrasaisonniers sur le bassin de l'océan Indien. La participation du CRC a concerné le volet précipitations africaines.

- **LEFE-IDAO** (Les Enveloppes Fluides de l'Environnement / Interactions et Dynamique de l'Océan et de l'Atmosphère) "Interactions d'Echelles dans l'Organisation de la Convection Tropicale", cherchant à établir et caractériser les mécanismes physiques régissant les interactions d'échelle dans l'activité convective de l'atmosphère tropicale.

- **LEFE-IDAO** "Prévisibilité des Caractéristiques Intrasaisonniers des Saisons des Pluies en Afrique Tropicale", dont l'objectif principal est de quantifier la prévisibilité potentielle des différents descripteurs intrasaisonniers des saisons des pluies.

- Les travaux du Groupement de Recherche (GDR) **MSG-ATR** (Météosat Seconde Génération - Acquisition en Temps Réel) du CNRS, qui coordonne les études utilisant les données des différents capteurs du satellite géostationnaire MSG.

- Le **PICS** (Programme International de Coopération Scientifique) **1650** du CNRS, "Le Rôle de l'océan Indien sur la Variabilité Pluviométrique en Afrique du Sud", par lequel le CRC coopère avec le département d'océanographie de l'université de Cape Town sur la thématique de la variabilité pluviométrique en Afrique Australe.

Organisation du mémoire

Ce document est composé de 5 chapitres.

- Le **premier chapitre** présente succinctement les données utilisées dans le cadre de cette étude. Les caractéristiques physiques (topographie, climatologie moyenne et variabilité) des 3 régions d'Afrique subsaharienne dont la variabilité pluviométrique fera l'objet d'études détaillées seront également abordées.

- Le **deuxième chapitre** propose une revue (non exhaustive) des connaissances relatives à la MJO. La méthodologie statistique utilisée ici pour extraire le signal convectif et dynamique associé fera en outre l'objet d'une présentation détaillée.

- Le **troisième chapitre** sera consacré à la variabilité temporelle de la MJO : fluctuations de la période des cycles et de l'amplitude des anomalies associées au cours du temps, y compris au pas de temps interannuel ; diversité des évènements MJO quant leur caractère propagatif ; saisonnalité dans l'activité intrasaisonnaire.

- Les **quatrième et cinquième chapitres** présenteront finalement l'incidence de la MJO sur le champ pluviométrique en Afrique subsaharienne, à l'échelle du continent dans son ensemble, puis plus précisément pendant périodes pluvieuses des 3 régions prises à titre d'exemple. La thématique particulière des interactions d'échelle sera ensuite abordée à l'aide de l'exemple des Long Rains (saison des pluies de mars à mai) d'Afrique de l'Est.

Les questionnements scientifiques principaux abordés ici seront rappelés brièvement avant chaque chapitre, et les résultats obtenus rappelés à la fin des sections concernées.

Chapitre 1. Données et cadre géographique

1.1. Données utilisées

La problématique de ce travail, consistant principalement à mettre en lien la variabilité pluviométrique avec la dynamique atmosphérique, a nécessité l'emploi de plusieurs jeux de données relatifs aux précipitations et au système terre-océan-atmosphère.

1.1.1 Les précipitations

- *Relevés pluviométriques in situ*

Trois bases de données distinctes, regroupant des données quotidiennes issues de pluviomètres, ont été utilisées pour les régions d'Afrique de l'Est, d'Afrique Australe et d'Afrique de l'Ouest.

Pour l'Afrique de l'Est, les données retenues sont celles compilées et utilisées par Camberlin & Okoola (2003). Elles sont constituées de relevés journaliers de 27 pluviomètres (9 en Tanzanie et 18 au Kenya), disponibles de 1971 à 1995, qui ont été complétés par les données de l'African Desk (CPC, NOAA). Les valeurs manquantes sont rares (1.31% du total) et ont été remplacées par le cumul journalier moyen de précipitations enregistré le même jour dans les autres pluviomètres du réseau (Camberlin & Okoola 2003). La localisation des stations d'étude est donnée par la Figure 1.1. Le chapitre 5 a par ailleurs nécessité l'emploi de deux jeux de pluviomètres additionnels, l'un au pas de temps mensuel disponible sur la période 1950-2000, l'autre au pas de temps journalier pour l'année 2005.

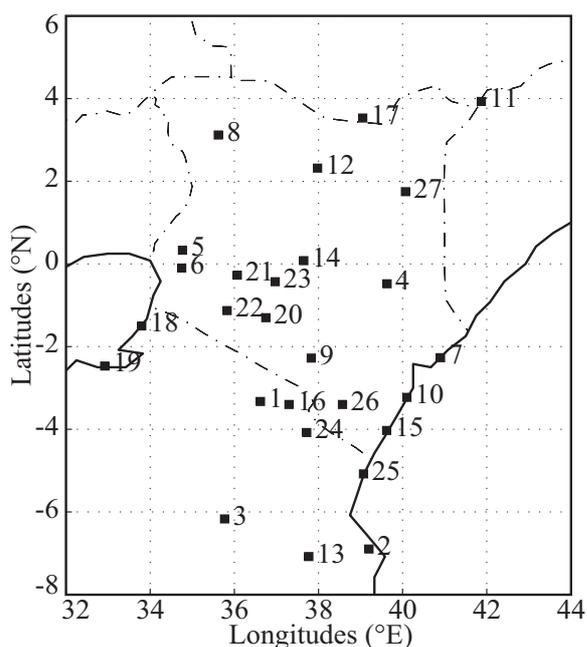


Fig. 1.1 : Localisation des 27 pluviomètres de la base de données est-africaine (Kenya et Tanzanie).

L'Afrique Australe est dotée d'un réseau plus dense avec une meilleure profondeur temporelle. Les données ont été compilées dans le jeu de données SAWRC (Lynch 2003), mis à disposition du CRC par la South African Water Research Commission dans le cadre du Programme International de Coopération Scientifique (PICS) 1650 du CNRS. 7665 stations, ne présentant aucune donnée manquante sur la période 1970-1999 (Lynch 2003), ont été extraite d'un réseau de plus de 11000 stations. Les données documentent principalement le champ pluviométrique sur la République Sud-Africaine, le Lesotho et le Swaziland (Fig. 1.2). Afin d'étendre les analyses à des latitudes plus faibles (Namibie, Botswana, Zimbabwe et Mozambique), un second groupe de 72 stations a été extrait, sur la seule période 1970-1989 pour des raisons de disponibilité. Les valeurs manquantes, relativement nombreuses (4%), ont dû être comblées par un procédé de moyenne mobile sur une fenêtre de 15 jours, avec la contrainte d'avoir au moins 7 jours renseignés.

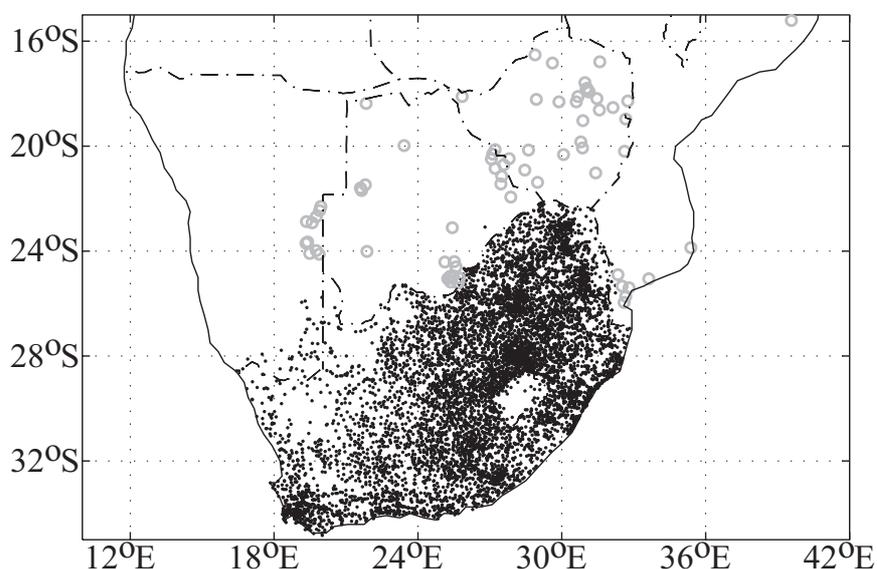


Fig. 1.2 : Localisation des 7665 pluviomètres de la base de données SAWRC sur l'Afrique Australe, disponibles sur la période 1970-1999 (points noirs). Les cercles gris correspondent au second groupe de 72 stations extrait sur la période 1970-1989.

Sur l'Afrique de l'Ouest enfin, la base de données du projet FRIEND-AOC, regroupant 118 relevés pluviométriques quotidiens, a été obtenue auprès de l'Institut pour la Recherche et le Développement (IRD). Les stations pluviométriques (Fig. 1.3a) sont réparties entre le Sénégal (33 pluviomètres), le Mali (42 pluviomètres) et le Burkina (43 pluviomètres). Les données sont disponibles sur la période 1950-1990, et présentent relativement peu de valeurs manquantes (0.67% en moyenne). La répartition spatiale et temporelle des lacunes n'est cependant pas aléatoire, ce qui peut en certains cas perturber les analyses. Spatialement, seuls les relevés du Sénégal ne présentent aucune lacune sur les 41 ans de données. Les relevés originaires du Mali et du Burkina ont respectivement 0.58% et 1.31% de valeurs manquantes ; dans le cadre de ce travail, ces dernières n'ont pas été comblées. Temporellement (Fig. 1.3b), la plupart des lacunes surviennent entre les années 1965 et 1980, et plus particulièrement durant les mois d'été (mai à septembre, correspondant à la période pluvieuse sur la région).

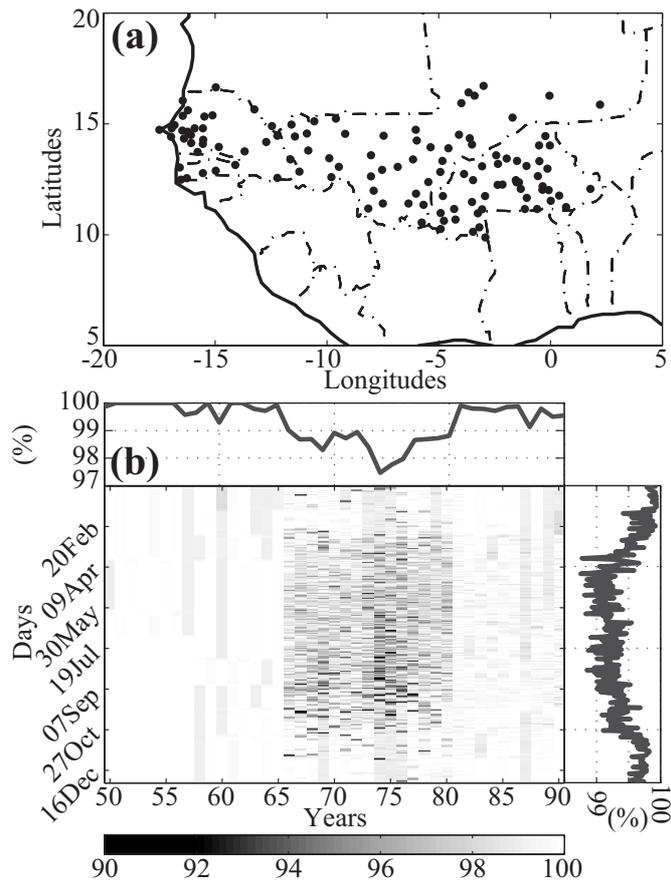


Fig. 1.3 : (a) Localisation des 118 pluviomètres de la base FRIEND-AOC de l'IRD sur l'Afrique de l'Ouest (Sénégal, Mali et Burkina). (b) Distribution des valeurs manquantes dans la période d'étude. Les grisés correspondent au pourcentage de pluviomètres renseignés pour chaque jour (sur le total des 118 stations). La valeur des grisés est donnée par la légende.

• *Estimations par satellites*

2 jeux de données ont été utilisés pour compléter l'étude des précipitations sur l'Afrique.

La base de données CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation, Xie & Arkin 1997) couvre l'ensemble du globe sur la période 1979-aujourd'hui, avec une résolution spatiale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ au pas de temps pentadaire (5 jours). Ce fichier combine des données stationnelles compilées par le Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) et des données satellitales (estimations de la pluviométrie par combinaison de mesures effectuées dans les parties micro-ondes, visible, infra-rouge et grandes longueurs d'ondes (OLR) du spectre électromagnétique).

Le fichier GPCP (Global Precipitation Climatology Project, Xie *et al.* 2003) propose un produit similaire, avec une résolution spatiale et temporelle identique. Il est également issu de données stationnelles et d'estimations satellitales ; les différences principales s'expliquent par l'utilisation d'algorithmes améliorés pour la constitution de GPCP, mais aussi par l'intégration dans CMAP de données de pluviomètres provenant d'îles tropicales. Une comparaison exhaustive a été fournie par Gruber *et al.* (2000).

1.1.2 La convection atmosphérique

Le fichier d'infra-rouge sortant au sommet de l'atmosphère (Outgoing Longwave Radiation, OLR, Gruber & Krueger 1984 ; Liebmann & Smith 1996) est utilisé pour approximer l'intensité

de la convection atmosphérique dans l'atmosphère tropicale. La base de données est issue d'interpolations basées sur les enregistrements des satellites à orbite polaire de la NOAA, depuis juin 1974 (avec une interruption de 10 mois en 1978 liée à la panne du satellite NOAA-5). Elle est finalement disponible sur une grille régulière de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, au pas de temps journalier et sur l'ensemble du globe. Sur l'Afrique, de nombreux travaux ont contribué à prouver son utilité et sa fiabilité (par exemple, Moron 1995 ; Jury 1997 ; Okoola 1998 ; Jury 1999 ; Mutai & Ward 2000).

Le chapitre 5 a également eu recours à un autre marqueur de la convection atmosphérique, disponible à une résolution spatiale et temporelle très largement supérieures, et basé sur les canaux du satellite géostationnaire Météosat-8 (MSG).

1.1.3 Les champs atmosphériques

La dynamique atmosphérique est appréhendée à l'aide des données de réanalyses mises à la disposition de la communauté scientifique par le National Center for Environmental Prediction (NCEP). Le principe général des réanalyses est d'utiliser un modèle numérique de prévision du temps pour l'assimilation quadri-dimensionnelle de données historiques provenant du système d'observations météorologiques mondial (radiosondages, produits satellitaires, ...). Par rapport aux observations, l'avantage est donc de pouvoir disposer de champs globaux, avec une résolution homogène (grille régulière de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$), et dont la cohérence est assurée par l'utilisation d'un modèle dynamique. Les champs atmosphériques sont interpolés sur 28 niveaux géopotentiels, de 1000 à 10hPa, renseignant ainsi l'ensemble de la colonne d'air.

Deux versions distinctes des réanalyses du NCEP ont été constituées.

Les réanalyses du NCEP/NCAR ("NCEP1", Kalnay *et al.* 1996) proviennent de la première implémentation du modèle du NCEP sur le calculateur du National Center for Atmospheric Research. Leur profondeur temporelle (disponibilité depuis 1948) permet en particulier une bonne adéquation avec les données pluviométriques africaines, essentiellement disponibles avant les années 1990 (cf. section 1.1.1). Leur inconvénient majeur provient en revanche de l'évolution du nombre d'observations in situ et satellitaires assimilées au cours du processus de réanalyse. Ces variations sont à l'origine de discontinuités artificielles dans certaines régions, au sein de la base de données. Celles-ci ont notamment été diagnostiquées par Trenberth (2001) ou encore Kinter (2004). A l'échelle de l'Afrique, Pocard *et al.* (2000) ont notamment mis en évidence une rupture centrée sur l'année 1968.

Les réanalyses NCEP-DOE AMIP-II ("NCEP2", Kanamitsu *et al.* 2002) proviennent d'une seconde implémentation du modèle du NCEP, permise par la mise à disposition des ressources de calcul du Department of Energy (DOE) et sous l'impulsion du Atmospheric Model Intercomparison Project. Elles ont été initiées en 1998 afin de corriger ces dérives, ainsi que certaines erreurs humaines notées dans les réanalyses NCEP1. Outre ces corrections, des améliorations ont été apportées à la fois dans les bases de données assimilées, le système d'assimilation lui-même ou la physique du modèle. Elles ont donc été préférées aux réanalyses

NCEP1 pour toutes les analyses diagnostiques de ce travail, exception faite des analyses sur le long terme (échelle interdécennale) présentées dans la section 3.1.2.

Variable et abréviation	Unité	Classe	Nombre de niveaux	Grille
U : vent zonal	m.s ⁻¹	A	10 (1000 à 100hPa)	Régulière (2.5° x 2.5°)
V : vent méridien	m.s ⁻¹	A	10	Régulière
ω : vent vertical	Pa.s ⁻¹	B	10	Régulière
T : température de l'air	K	A	10	Régulière
Z : hauteur géopotentielle	m	A	10	Régulière
rh : humidité relative	%	B	10	Régulière
mslp : pression au niveau de la mer	Pa	A	Surface	Régulière

Table 1.1 : Récapitulatif des champs des réanalyses NCEP2 utilisés pour l'étude.

La Table 1.1 récapitule l'ensemble des variables utilisées pour cette étude. La fiabilité des paramètres en sortie de modèle est fonction de la part relative des observations assimilées et de la formulation du modèle dans la détermination de la variable. Les champs sont ainsi classés en 3 catégories :

- Les variables classées A sont directement influencées par les observations.
- Les variables classées B incluent des données observées, mais sont également influencées par la paramétrisation de certains processus.
- Les variables classées C (non utilisées dans ce travail) ne sont pas assimilées : elles sont entièrement dépendantes de la formulation du modèle. C'est le cas, par exemple, des précipitations.

Note : Pour des raisons de disponibilité, de nouvelles variables ont été calculées à partir des champs des réanalyses récapitulés dans le tableau 1.1. L'énergie spécifique (Q , g.kg⁻¹) a été calculée à partir des champs rh (classe B) et T (classe A) en utilisant l'équation de Goff-Gratch (Goff & Gratch 1946). L'énergie statique humide (ESH, kJ.kg⁻¹, cf. Encart 2.1) a été calculée à partir des champs T, Z (classe A) et Q (issue de variables classées B).

1.1.4 Les températures de surface de la mer (TSM)

Une comparaison des différents jeux de données de TSM classiquement utilisés en climatologie diagnostique est fournie par Hurrell & Trenberth (1999). La base de donnée HadISST (Rayner *et al.* 2003) a servi à étudier les variations interannuelles de la température de surface marine ("TSM"), et ses éventuelles téléconnexions avec les champs pluviométriques sur l'Afrique. Il s'agit d'une mise à jour du fichier GISST (Rayner *et al.* 1996), obtenue auprès du United Kingdom Meteorological Office. Elle combine des données in situ et satellitales depuis 1982 ; pour la partie antérieure les données manquantes ont été reconstruites à partir d'Analyses en Composantes Principales (cf. Rayner *et al.* 1996). Le fichier est disponible avec une résolution mensuelle sur une grille régulière globale de 1° x 1°.

1.1.5 Indices descripteurs du phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation)

Une utilisation particulière des données de TSM consiste en l'extraction d'indices descriptifs du phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation, cf. section 1.2.2), mode de variabilité climatique couplé océan-atmosphère. Du fait de ce couplage, des indices océaniques, atmosphériques ou mixtes peuvent être utilisés afin de caractériser le signal.

Les indices océaniques utilisés pour décrire l'état d'El Niño consistent en une moyenne spatiale des TSM extraites sur des régions données de l'océan Pacifique oriental. Ces indices régionaux, traditionnellement utilisés en climatologie tropicale, sont reportés sur la Figure 1.4.

La composante atmosphérique d'ENSO est décrite par le Southern Oscillation Index ("SOI"), ou Indice d'Oscillation Australe, qui est calculé comme la différence de pression standardisée entre Papeete à Tahiti (149°W, 17°S) et Darwin en Australie (131°E, 12°S). Il rend compte du balancement dans le champ de pression sur le bassin Pacifique.

Le Multivariate ENSO Index ("MEI") est un indice multivarié, plus récent, rendant compte de manière plus complète de la nature couplée du phénomène. Il consiste par combinaison par ACP étendue (Weare & Nasstrom 1982) de 6 variables observées sur le Pacifique tropical (pression au niveau de la mer, vent zonal et méridien et température de l'air en surface, TSM, couverture nuageuse). Il est disponible au pas de temps mensuel depuis 1950.

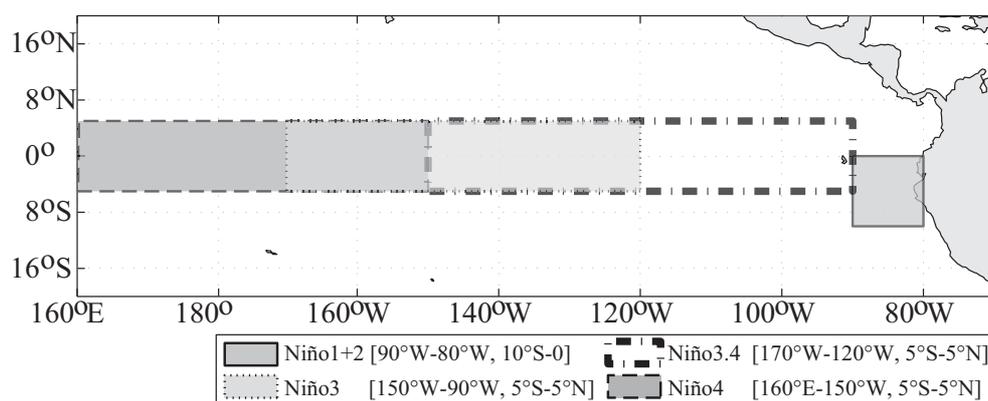


Fig. 1.4 : Cartographie des indices de températures de surface de la mer descripteurs de l'état d'El Niño.

1.2 Région d'étude : champs moyens, saisonnalité et variabilité

La région d'étude englobant un espace très vaste (l'Afrique au sud de 15°N), des zooms régionaux seront effectués dans ce travail, sur certaines parties du continent africain. L'Afrique de l'Est concerne ainsi principalement le Kenya et le nord de la Tanzanie (Fig. 1.1). L'Afrique Australe, située au sud de 15°S (Fig. 1.2), concerne les pays de République Sud-Africaine, Lesotho et Swaziland, et plus au nord Namibie, Botswana, Zimbabwe et Mozambique. L'Afrique de l'Ouest s'étend sur un grand nombre de pays, bordiers du Golfe de Guinée et de la cuvette congolaise. Cette section se propose d'abord de présenter rapidement ces différents ensembles régionaux.

Le pas de temps abordé dans ce travail concerne principalement les fluctuations intrasaisonnières : un rapide état des connaissances de cette gamme de variabilité sur l'Afrique sera donc décrit par la suite. Activité intrasaisonnière et interannuelle pouvant également être partiellement interdépendantes par des mécanismes d'interactions d'échelles, les pas de temps interannuels -dont le phénomène El Niño- seront également rapidement présentés.

1.2.1 Topographie et climat moyen

Note : cette section est partiellement inspirée de Philippon (2002).

- *Les principaux reliefs*

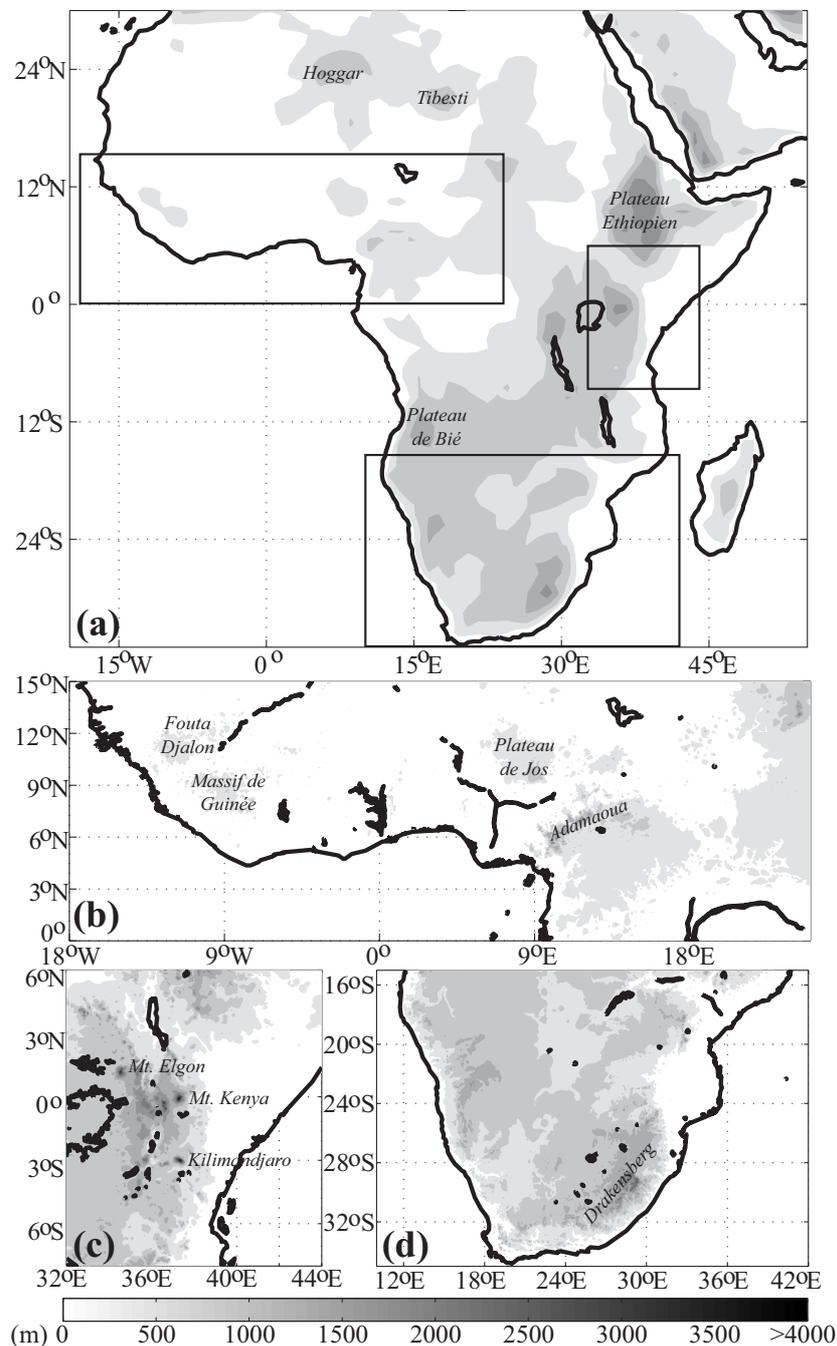


Fig. 1.5 : (a) Topographie de l'Afrique (modèle numérique de terrain de 1° x 1°). (b) Topographie de l'Afrique de l'Ouest (MNT de 5' x 5'). (c) Comme (b) mais pour l'Afrique de l'Est. (d) Comme (b) mais pour l'Afrique Australe. La valeur des grisés est donnée par la légende.

A l'échelle de l'Afrique subsaharienne, les reliefs sont caractérisés par des formes plutôt molles (Fig. 1.5a). **Les surfaces tendent à être inclinées du NW vers le SE** : les altitudes les plus élevées s'observent le long de la côte orientale du continent, bordière de l'océan Indien. Ce sont généralement de hauts plateaux, desquels dépassent des massifs montagneux pouvant atteindre de très grandes altitudes (5895m au Mont Kilimandjaro, au nord-est de la Tanzanie). L'ouest du continent et la cuvette congolaise sont en revanche plus bas, mais des massifs isolés peuvent y culminer à plus de 1000 ou 1500m.

L'Afrique de l'Ouest (Fig. 1.5b) **est principalement caractérisée par des espaces tabulaires ou par des plaines d'altitude modeste** (200m en moyenne). Les plaines occupent surtout la bordure littorale, et sont drainées par des cours d'eau d'ordre secondaire, exception faite des fleuves Sénégal, Volta et Niger. Dans l'intérieur des terres, les bas plateaux dominent ; les deux entités hydrographiques majeures sont les bassins du Niger et du Tchad. Le lac Tchad et le delta intérieur du Niger contribuent d'ailleurs à fournir des quantités non négligeables de vapeur d'eau à l'atmosphère.

Plateaux de moyenne altitude et massifs montagneux ponctuent les marges sud et nord-est de la région. Les massifs du Cameroun (4095m), les Monts Guinéens (1752m) et les plateaux de Bauchi (1781m) sont les principales entités topographiques de la région. Leur développement spatial et altitudinal reste modeste. Pourtant, leur incidence sur la ressource en eau n'est pas négligeable, puisqu'ils contraignent le flux de mousson à des ascendances orographiques forcées qui en font de véritables châteaux d'eau pour l'ouest de l'Afrique (les fleuves Sénégal et Niger y prennent d'ailleurs leur source).

Les reliefs est-africains sont au contraire les plus élevés et les plus accidentés de l'ensemble continent. A l'échelle de la région étudiée (Fig. 1.5c), une opposition entre l'est et l'ouest apparaît très nettement.

Les hautes terres du Kenya et de Tanzanie, à l'ouest, sont constituées de hauts plateaux d'altitude comprise entre 1000 et 2000m, surplombés par les sommets les plus élevés d'Afrique (Mont Kilimandjaro, Mont Kenya, 5199m). Le massif est fracturé par le rift est-africain, fossé d'effondrement majeur d'orientation N-S, qui sépare les hautes terres kenyanes en deux sous-ensembles, les Hautes Terres occidentales et les Hautes Terres orientales. Le rift abrite également les grands lacs d'Afrique (notamment les lacs Tanganyika et Malawi). Le lac Victoria, plus grand lac de la ceinture tropicale, a en revanche un bassin quasi-circulaire. Sa superficie (69 490km²) permet des circulations de brise qui, en lien avec l'humidité fournie, expliquent localement la présence de régimes pluviométriques particuliers (cf. chapitre 5). Plus au nord de la fenêtre d'étude se trouve le massif éthiopien, ensemble de hauts plateaux légèrement plus élevés (2500m en moyenne), et séparé des hautes terres kenyanes par le couloir de Turkana. L'altitude de ce dernier varie de 600 à 1500m et sa largeur de 140 à 700km ; il forme un corridor entre la vallée du Nil à l'ouest et les plaines et bas plateaux bordiers de l'océan Indien.

Les basses terres du Kenya, à l'est, ont une altitude généralement inférieure à 400m et qui décroît en direction du littoral. Si elles sont relativement larges au nord de l'équateur, elles deviennent plus étroites et parsemées de collines en direction du sud et de la Tanzanie. Elles sont essentiellement drainées par des cours d'eau d'importance secondaire, tant en longueur qu'en

débit. Le trait de côte présente un tracé quasi-méridien, avec une incurvation à 5°S. Il est donc quasiment parallèle aux principales chaînes montagneuses, mais aussi aux flux atmosphériques dominants dans les basses couches, quelle que soit la saison.

L'Afrique Australe (Fig. 1.5d) présente un relief assez homogène en plateau, d'altitude moyenne généralement supérieure à 1200m. Les marges relevées, parallèles aux littoraux, forment de grands escarpements ; les altitudes les plus élevées (culminant à 3482m au Thabana-Ntlenyana) se trouvent à l'extrémité SE dans les montagnes du Drakensberg. Le plateau est entaillé vers l'est par les vallées du Limpopo et du Zambèze, qui peuvent canaliser les flux atmosphériques dans les basses couches, et vers l'ouest, plus étroitement, par la vallée de l'Oranje. Les reliefs peuvent aussi générer des phénomènes d'ascendances orographiques forcées, pouvant localement expliquer une partie non négligeable des précipitations. Les plaines côtières sont donc généralement étroites et d'extension spatiale modeste, à l'exception du Mozambique où les zones de faible altitude bordent le rivage de l'océan Indien.

• *Pluviométrie moyenne*

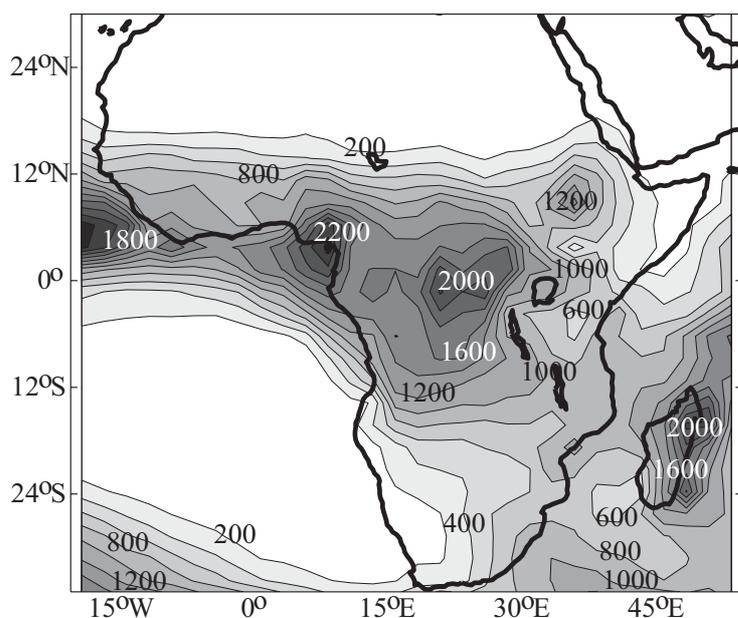


Fig. 1.6 : Cumul annuel moyen de précipitations (mm) selon le fichier CMAP, période 1979-2005.

Le champ de précipitations sur l'Afrique dérivé des données CMAP (Fig. 1.6), fait apparaître plusieurs logiques de répartition spatiale. **La ceinture la plus arrosée est d'abord restreinte aux basses latitudes** (entre 10°N et 10°S) dans la zone de convergence en basse couche des flux d'alizés. Les cumuls de pluie les plus élevés sont ainsi enregistrés dans la cuvette du Congo, aux latitudes équatoriales, ainsi que sur les rivages du Golfe de Guinée. Ce domaine géographique est celui de la forêt tropicale sempervirente.

Des gradients méridiens, extrêmement progressifs, s'observent dans chaque hémisphère en direction des latitudes plus élevées, les cumuls pluviométriques annuels tendant à diminuer en s'éloignant de l'équateur. La forêt tropicale laisse alors place à des savanes de moins en moins arborées, puis à des steppes de moins en moins arbustives dans les régions semi-arides. Aux latitudes subtropicales des 2 hémisphères se trouvent enfin les étendues désertiques du Sahara

(Nord) et du Namib / Kalahari (Sud), qui comptent parmi les régions les plus arides du monde. La pluviométrie ne permet plus qu'à une végétation grasse et sans continuum spatial de se développer, parfois de façon intermittente au cours de l'année.

Une opposition de façade est-ouest vient toutefois moduler la zonalité climatique. A latitude égale, la cuvette congolaise reçoit ainsi plus de 1400mm annuels, tandis que seuls 500 à 1000mm environ arrosent l'Afrique de l'Est chaque année.

De ce point de vue, l'Afrique de l'Est constitue une discontinuité pluviométrique majeure au niveau de la ceinture équatoriale, qui peut s'expliquer par :

- la rapidité du passage de la ZCIT (Leroux 1980).
- une subsidence en lien avec les jets de Somalie et de Turkana.
- une divergence due au relief et au tracé du littoral.
- localement, l'upwelling côtier de Somalie.

• *Saisonnalité dans le système climatique et précipitations*

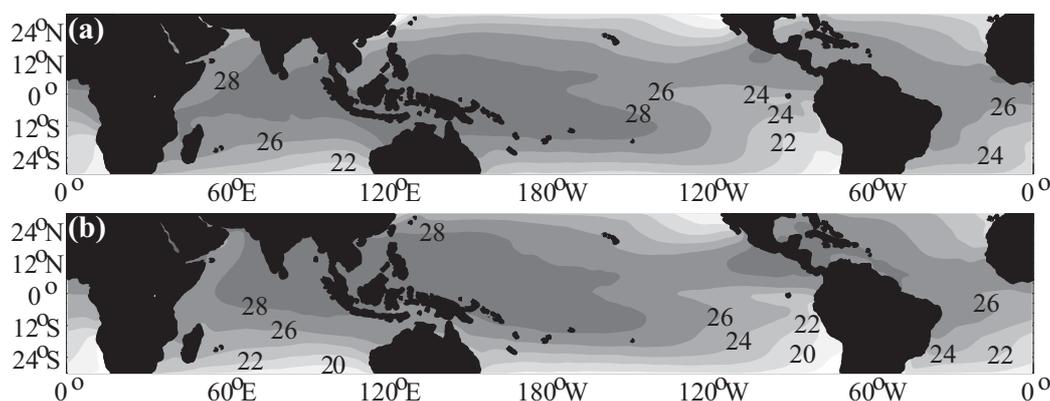


Fig. 1.7 (a) : Champ moyen de TSM (°C) selon le fichier HadISST, sur la période novembre-avril 1950-2005. (b) Comme (a) mais pour la saison mai-octobre.

A l'échelle de la ceinture tropicale, **les variations de l'ensoleillement au cours du cycle annuel sont responsables d'une saisonnalité qui concerne davantage les précipitations** (survenant en été), **que les températures** (relativement élevées tout au long de l'année). A l'échelle de la zone tropicale, la Figure 1.7 montre le champ de température de surface marine (TSM) lors des deux saisons opposées de l'année. Une migration méridienne annuelle des maxima thermiques est clairement identifiable, ceux-ci suivant la course du soleil avec un décalage d'un à deux mois attribuable à l'inertie thermique des océans. Il est néanmoins remarquable que les eaux les plus chaudes tendent à se concentrer dans les basses latitudes de l'hémisphère est, sur le bassin Indien et Pacifique ouest : il s'agit de la "Warm Pool", véritable piscine d'eaux chaudes tropicales.

A l'échelle régionale de l'Afrique, la saisonnalité est d'abord illustrée à partir de la circulation atmosphérique d'hiver et d'été boréal (resp. Fig. 1.8 et 1.9), dans les basses (850hPa), moyennes (700hPa) et hautes (200hPa) couches de la troposphère.

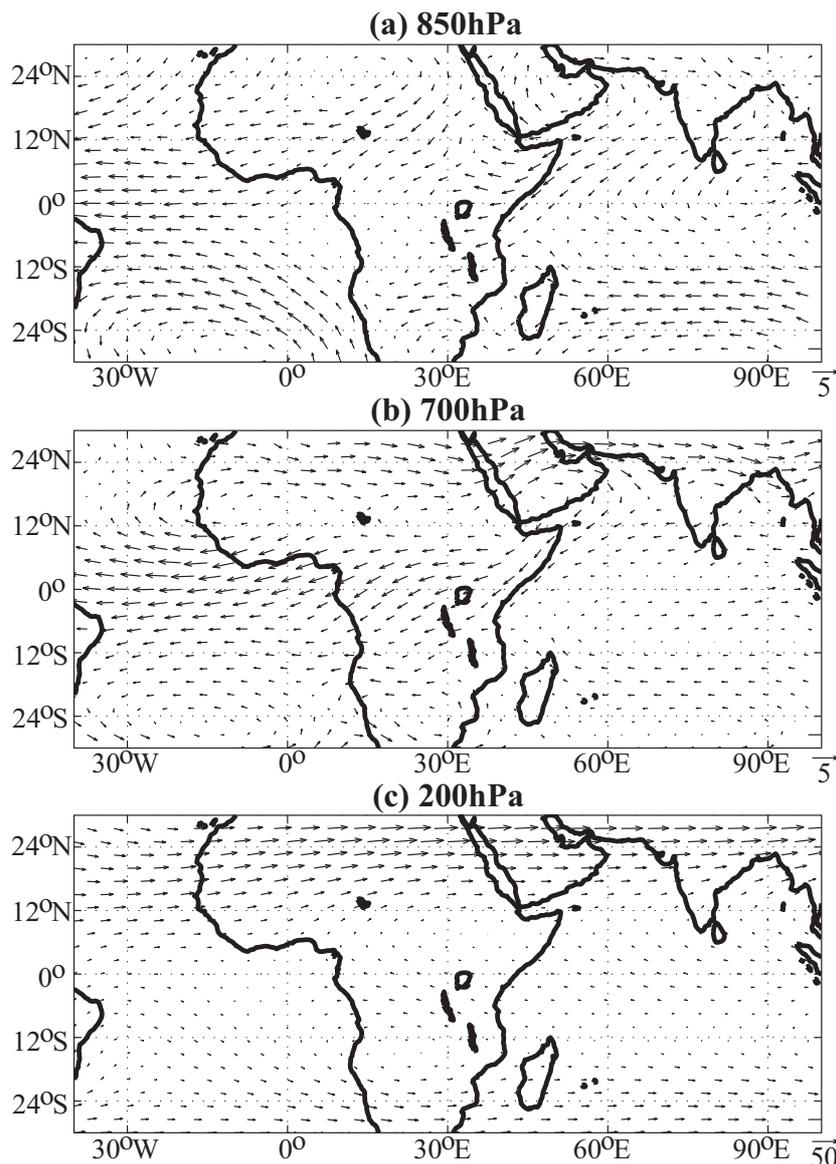


Fig. 1.8 : Circulation atmosphérique annuelle moyenne ($m.s^{-1}$) selon les réanalyses NCEP2 sur la période novembre - avril 1979-2005, (a) à 850hPa, (b) à 700hPa, (c) à 200hPa.

A 850hPa (1500m d'altitude en moyenne), les flux d'est dominant : il s'agit des **alizés**, qui convergent aux très basses latitudes en formant la **Zone de Convergence Inter-Tropicale** (ZCIT, cf. Encart 1.1). D'une manière générale, l'alizé de l'hémisphère en hiver tend à être renforcé en comparaison de son symétrique de l'hémisphère en été. Le déséquilibre du bilan radiatif aux hautes latitudes est à l'origine de ce renforcement hivernal des vents, ces derniers devant véhiculer davantage d'énergie des basses vers les moyennes et les hautes latitudes, fortement déficitaires.

Le flux d'alizés sur le sud du bassin Indien est ainsi particulièrement identifiable en été boréal (Fig. 1.9) ; sa pénétration reste limitée sur le continent africain, du fait des barrières orographiques méridiennes constituées par les hautes terres de Madagascar d'une part, et du Kenya et d'Ethiopie d'autre part. Durant cette même saison d'été, la partie nord du bassin est dominée par la circulation de mousson (Encart 1.2), avec un renversement dans la direction des vents au nord de l'équateur. Une nouvelle fois le flux de mousson, approximativement parallèle au rivage est-africain, pénètre peu sur l'Afrique.

E1.1. Zone de Convergence Inter-Tropicale et circulations cellulaires tropicales

Aux latitudes tropicales, la faiblesse du tourbillon absolu et de la force de Coriolis permet la mise en place de circulations cellulaires directes, chargées du rééquilibrage énergétique au sein du système Terre-Océan-Atmosphère (Riehl & Malkus 1958).

La circulation de Hadley permet de véhiculer l'excédent d'énergie, reçu par le rayonnement solaire, en direction des moyennes et hautes latitudes qui sont déficitaires. L'énergie sensible et latente des latitudes équatoriales permet le développement d'ascendances majeures (c'est-à-dire de convection atmosphérique profonde) qui ont pour effet de la transformer en énergie potentielle en altitude. Celle-ci est ensuite redistribuée en direction des tropiques par une circulation méridienne en altitude, jusqu'aux hautes pressions subtropicales où un flux subsident est observé. Ces subsidences ont pour conséquence la formation des déserts arides sur les étendues continentales à ces latitudes. Par principe de conservation de la masse de l'atmosphère, la branche de retour en surface se fait en direction de l'équateur, via le flux d'alizés. Ceux-ci favorisent à leur tour les ascendances par leur contenu en vapeur d'eau et leur convergence horizontale dans la basse troposphère.

La structure de la ZCIT elle-même, fondamentalement formée d'amas convectifs de grande ampleur et souvent pluvio-gènes, varie selon les fuseaux dans la ceinture équatoriale. Sur les océans et certaines parties des étendues continentales (dont l'Afrique de l'Ouest), elle prend une forme plutôt linéaire, et son intensité peut être modulée par des systèmes synoptiques ou de méso-échelle (ondes d'est principalement). Sur l'Afrique de l'Est elle prend une forme beaucoup plus diffuse, parfois difficilement discernable.

Dans le plan zonal un second type de circulation cellulaire, dite cellules de Walker, permet le rééquilibrage énergétique entre les zones sources et les zones puits au sein de la ceinture tropicale. Cette circulation zonale est en outre affectée par les événements ENSO, susceptibles de fortement affaiblir voire d'inverser la circulation de Walker. Si l'existence d'une cellule fermée et persistante à la verticale du bassin Pacifique est avérée (Bjerknes 1969), le signal est moins fort sur les fuseaux Indien et Atlantique. Hastenrath (2000) ne parvient ainsi à déceler une cellule fermée, physiquement robuste, à la verticale de l'océan Indien, que durant la saison d'automne boréal (octobre-novembre).

Adapté de Philippon (2002).

E1.2 La mousson d'été

D'un point de vue aérologique, le flux de mousson résulte de la déviation des alizés par l'inversion de la force de Coriolis une fois qu'ils ont franchi l'équateur. En première approximation, les deux premiers facteurs responsables de la circulation de mousson sont d'une part les variations saisonnières de radiation solaire incidente et d'autre part la répartition des océans et des continents. Alors que les premières sont symétriques de part et d'autre de l'équateur, la répartition des terres sur les fuseaux est-Atlantique et Indien est asymétrique : ces fuseaux se caractérisent par un hémisphère nord continental et un hémisphère sud océanique. La situation inverse (hémisphère sud continental, hémisphère nord océanique) s'observe sur le fuseau Australien, qui connaît le seul véritable phénomène de mousson de l'hémisphère austral. Ces asymétries dans la répartition terre/mer engendrent en saison d'été de l'hémisphère continental d'importants contrastes inter-hémisphériques dans le chauffage radiatif de surface, puisque continents et océans n'ont pas la même inertie thermique.

La mise en place de la circulation de mousson est une réponse à ces gradients de températures, qui génèrent à leur tour des gradients de pression dans les basses couches de la troposphère. La mousson est donc une circulation atmosphérique dirigée thermiquement, qui a pour rôle de rééquilibrer localement les bilans énergétiques. L'intensité des gradients joue ainsi de façon primordiale dans le déclenchement et le maintien de la circulation de mousson, d'autant plus lorsque ces gradients se localisent non loin de l'équateur.

Les forts cumuls saisonniers de précipitations lors de la mousson s'expliquent par la trajectoire du flux d'alizés, qui s'être chargé en humidité au-dessus du domaine océanique, est forcé à l'ascendance par la topographie et la rugosité continentale.

Adapté de Philippon (2002).

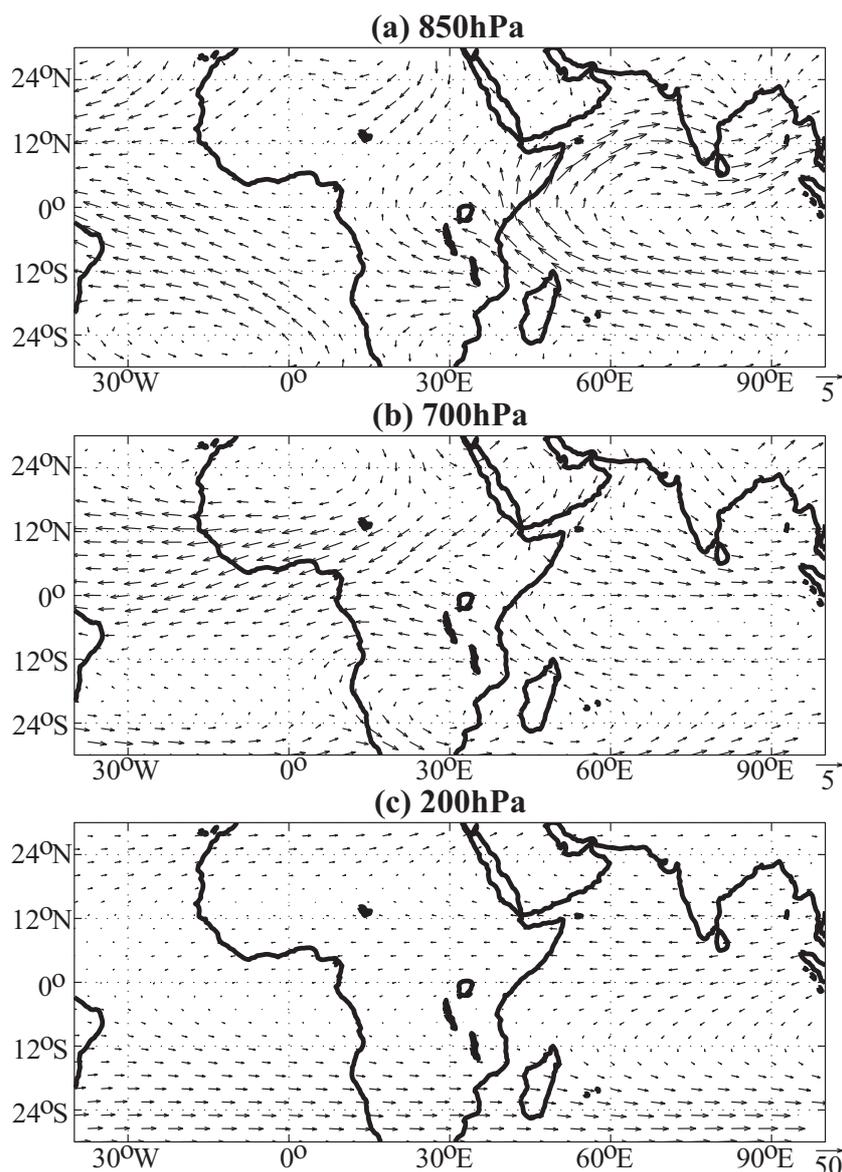


Fig. 1.9 : Comme pour la Fig. 1.8, mais pour la période mai - octobre 1979-2005.

Sur le nord du continent se forme un alizé continental (l'Harmattan), particulièrement actif en hiver boréal (Fig. 1.9), depuis le Sahara en direction de l'équateur. Il véhicule de ce fait une masse d'air particulièrement chaude et sèche, peu favorable aux précipitations sur l'Afrique de l'Ouest. Sur le bassin Atlantique, la convergence entre l'alizé austral et l'alizé boréal apparaît assez nettement, à une latitude fluctuant largement au cours du cycle annuel (Figs. 1.8 et 1.9).

En moyenne troposphère (700hPa, soit environ 3000m), le signal le plus fort se trouve aux latitudes équatoriales au-dessus de l'Afrique : il s'agit du **Jet Africain d'Est** (JAE), formé par le différentiel thermique et géopotentiel entre le Sahara (surchauffé, avec de faibles pressions atmosphériques de surface), et le bassin Atlantique au sud du Golfe de Guinée (avec des TSM anormalement fraîches pour la ceinture tropicale, Fig. 1.7, et surmonté de pressions atmosphériques élevées dans la basse et moyenne troposphère). Selon la plupart des définitions, le JAE est circonscrit à l'Afrique de l'Ouest pendant la saison d'été boréal : les Figures 1.8 et 1.9 montrent néanmoins que des vents d'est sont déjà trouvés sur l'Afrique Centrale et la cuvette du Congo, essentiellement dans les basses latitudes de l'hémisphère en été. Ce courant de moyenne

troposphère n'a pour l'heure reçu aucune dénomination consensuelle. Sur le bassin Indien les vents moyens en amont du JAE sont très faibles ; des vents d'ouest y coiffent même le flux de mousson dans les latitudes boréales, pendant la saison d'été.

Les flux en haute troposphère (200hPa, environ 12000m) sont dominés par les vents d'ouest des latitudes subtropicales, qui ont une direction très zonale, et s'écoulent à des vitesses élevées (de l'ordre de $50\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Il s'agit des **courants jets subtropicaux**, qui à l'instar des autres flux troposphériques, tendent à être plus forts, et situés à des latitudes plus élevées, pendant l'hiver de l'hémisphère.

D'un point de vue climatique les jets subtropicaux matérialisent les deux bornes physiques au nord et au sud de la ceinture intertropicale, la dynamique des latitudes tempérées prévalant au-delà de ces courants. Dans les basses latitudes au contraire les vents des hautes couches sont assez faibles, et ils tendent à être inscrits dans la seule ceinture équatoriale sous forme de vents d'est.

Les migrations méridiennes du système climatique sont associées à un cycle similaire de la convergence intertropicale. La Figure 1.10 documente son balancement saisonnier sur le fuseau africain ($15^{\circ}\text{E} - 30^{\circ}\text{E}$), estimé à partir du fichier OLR de la NOAA. Une étude plus approfondie peut être trouvée dans Waliser & Gautier (1993).

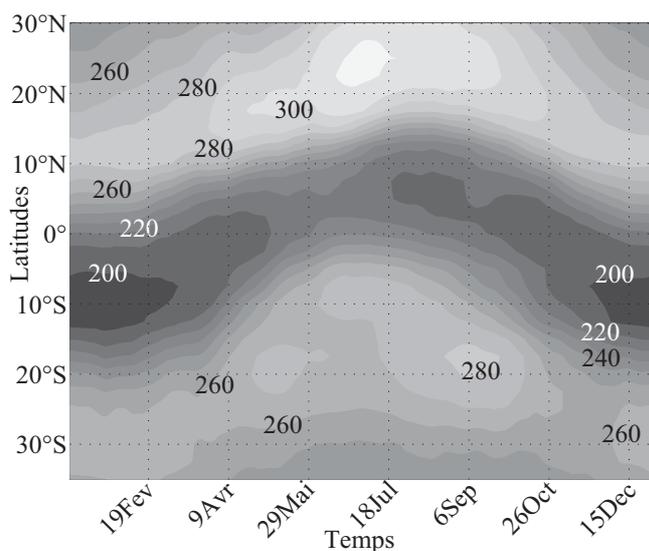


Fig. 1.10 : Diagramme temps-latitude de l'OLR moyen ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) sur le fuseau africain ($15^{\circ}\text{E} - 30^{\circ}\text{E}$) au cours du cycle annuel, période 1979-2005.

Les valeurs les plus élevées ($> 270\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) indiquent un fort flux d'infra-rouge sortant au sommet de l'atmosphère, dénotant une température élevée : il peut s'agir du sol, en l'absence de tout couvert nuageux. Au contraire, les faibles valeurs d'OLR ($< 220\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, Gunn *et al.* 1989) indiquent un faible rayonnement infra-rouge, issu d'un objet de température plus basse : il peut s'agir du sommet des nuages. Dans la ceinture tropicale, où la majorité des précipitations résultent de phénomènes convectifs (et donc de nuages de type cumuliforme à sommet froid), le champ d'OLR est un bon estimateur de la convection atmosphérique profonde, et même un proxy relativement correct pour l'estimation des cumuls pluviométriques. De ce fait, il a notamment été inclus dans les algorithmes d'estimations CMAP et GPCP.

Sur le fuseau africain, à l'instar de la majorité des régions tropicales, la ceinture de convection active (matérialisant schématiquement le positionnement latitudinal de la ZCIT, cf. Encart 1.1) présente des **migrations saisonnières callées sur la course du soleil et sur les TSM**. En été boréal (mai-septembre), elle se trouve ainsi centrée sur 8°N environ, avant de migrer vers l'équateur puis l'hémisphère austral à l'automne boréal (octobre-novembre). Symétriquement, la convection la plus puissante se trouve localisée vers 10°S en été austral (décembre-février) avant de retourner en direction du nord en automne (mars-avril).

Il est à noter que, du fait de l'inertie thermique de l'océan en surface, les migrations de la ZCIT au-dessus des domaines océaniques intertropicaux tendent similairement à être décalées de 2 mois environ par rapport à l'ensoleillement maximal. L'amplitude des migrations (entre la position la plus boréale et la plus australe) tend aussi, généralement, à être moindre.

La localisation intertropicale et l'extension latitudinale du continent africain expliquent la diversité de ses régimes pluviométriques. **Aux basses latitudes la distribution temporelle des pluies est bimodale**, avec l'alternance de 2 saisons des pluies et de 2 saisons sèches (ou moins arrosées) au cours du cycle annuel. Les saisons pluvieuses sont centrées sur le printemps et l'automne, et correspondent au passage de la ZCIT lors de ses migrations annuelles (Fig. 1.10).

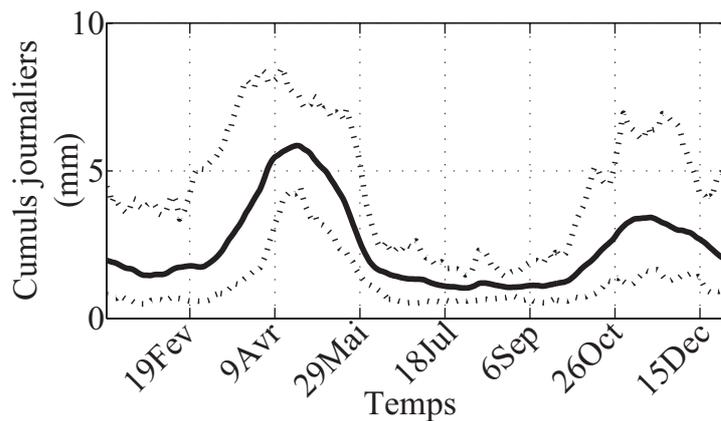


Fig. 1.11 : Courbe noire : cycle annuel moyen (cumul pluviométrique journalier moyen dans les 27 pluviomètres, période 1971-1995). Pointillés : courbe du 5^{ème} et du 95^{ème} percentile du cumul journalier, pour chacun des jours de l'année, sur la période 1971-1995.

C'est le cas de l'Afrique de l'Est (Fig. 1.11). La grande saison des pluies, ou "**Long Rains**", a lieu de Mars à Mai (MAM) lors du passage de la ZCIT de l'hémisphère sud vers l'hémisphère nord, alors en début d'été. Les Long Rains sont responsables d'environ 45% de la pluviométrie annuelle. La petite saison des pluies, ou "**Short Rains**", a lieu lors de la migration de retour de la ZCIT, en fin d'été boréal, en direction de l'hémisphère austral. Les cumuls pluviométriques sont en règle générale inférieurs d'environ 50% par rapport aux Long Rains. Les raisons de cette dissymétrie font principalement intervenir la vitesse de migration de la ZCIT, supérieure en OND, et le développement de conditions aérologiques de subsidence sur le fuseau africain (Hastenrath 2000 ; Black *et al.* 2003). La localisation équatoriale de la région d'étude ne lui confère cependant pas un régime avec des phases sèches équilibrées, puisqu'elles durent respectivement 2 mois (janvier-février) et 4 mois (juin à septembre). Ce déséquilibre s'explique avant tout par la persistance de la ZCIT aux latitudes tropicales boréales en fin d'été, avant son retour rapide dans l'hémisphère austral en automne, en lien avec la présence de la masse continentale eurasiatique qui est sans équivalent dans l'hémisphère austral.

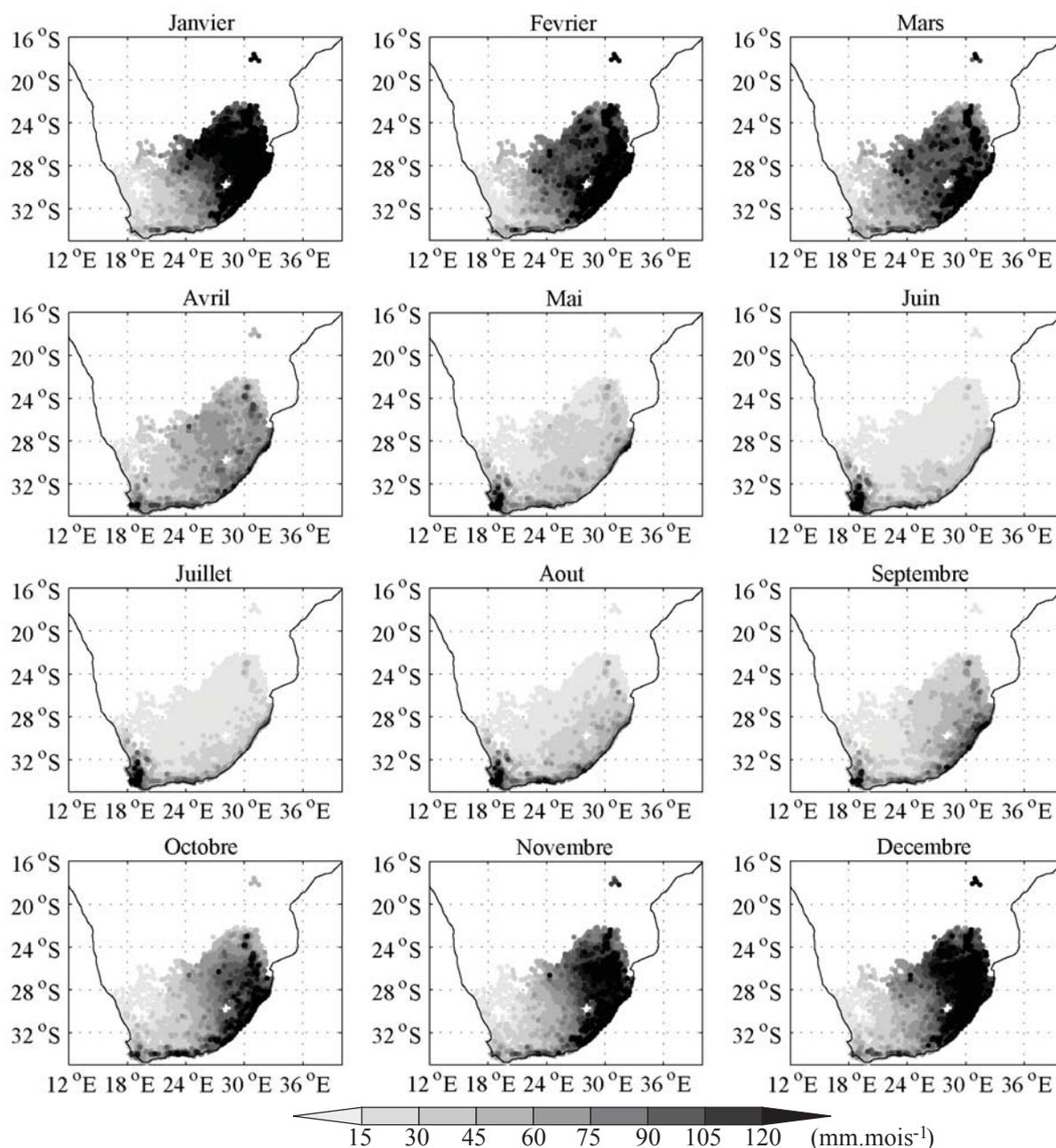


Fig. 1.12 : Cumul mensuel moyen dans les 7665 pluviomètres de la base de donnée sud-africaine, période 1970-1999.

Aux plus hautes latitudes de chaque hémisphère, le régime pluviométrique tend à devenir unimodal, avec l'alternance d'une seule saison des pluies et d'une seule saison sèche au cours du cycle annuel. C'est le cas en Afrique Australe et en Afrique de l'Ouest.

Dans la plus grande partie de l'Afrique Australe (Fig. 1.12) la saison pluvieuse s'étend d'octobre à avril, avec un pic de décembre à février. Cette saison correspond à la localisation la plus australe de la ZCIT sur le fuseau africain, au cours de son cycle annuel (Fig. 1.10). Spatialement, un double gradient méridien (sud-nord) et zonal (ouest-est) est clairement observable. Si le premier est lié à la décroissance des cumuls pluviométriques annuels en direction

des latitudes subtropicales (Fig. 1.6), le second est plus spécifique à la région et est responsable de l'aridité du désert du Kalahari en Namibie et en Angola. Cette opposition de façade s'explique d'une part par le courant océanique des Agulhas le long de la côte sud de l'Afrique, et par le courant froid du Benguela le long du rivage Atlantique, et d'autre part par une subsidence dynamique sur le bassin Atlantique sud, associée à de fortes pressions atmosphériques aux latitudes subtropicales.

L'extrémité sud de la région (environs du Cap et littoral austral) connaît cependant des précipitations plus abondantes, avec un pic hivernal s'étendant principalement de mai à août. Les processus pluvio-gènes y sont clairement liés à la dynamique des moyennes latitudes, la région connaissant un climat de type méditerranéen.

L'Afrique de l'Ouest connaît pour sa part un maximum pluviométrique d'été boréal, en lien avec le développement sur le fuseau est-Atlantique d'une circulation de **mousson** (cf. Encart 1.2). La zonalité climatique dans les totaux pluviométriques annuels (Fig. 1.6) est principalement due au temps de résidence de la ZCIT à la latitude considérée, qui décroît nettement en s'éloignant de l'équateur. La zone guinéenne, proche du littoral, connaît ainsi un climat de type équatorial, avec deux saisons des pluies (survenant de mars à juillet pour la première, et d'octobre à novembre pour la seconde). Entre ces 2 périodes pluvieuses se situe la petite saison sèche, durant laquelle la ZCIT se trouve plus au nord, en lien avec le développement de la mousson. C'est à cette période (juin à septembre) que surviennent la majorité des précipitations de la zone sahélienne (dans l'intérieur des terres entre 10 et 15°N). Aux latitudes encore plus élevées (zone saharienne, au-delà de 20°N), la pluviométrie devient quasiment inexistante, la région étant localisée au-delà de l'aire de la mousson d'été et du positionnement latitudinal extrême de la ZCIT (Fig. 1.10).

E1.3 L'analyse en composantes principales ("ACP")

L'ACP a été introduite en météorologie et en climatologie par Lorenz (1956) et Kutzbach (1967). Elle permet d'extraire les combinaisons linéaires (appelées composantes principales, "CP") des variables originales d'un champ climatique qui représentent la part maximale de variance totale (Richmann 1986 ; Bretherton *et al.* 1992). Elle constitue une méthode efficace et largement utilisée de réduction de l'information d'un champ multivarié.

Traditionnellement, l'opération consiste dans la diagonalisation de la matrice de variance - covariance construite à partir de la matrice $X(n,p)$ représentant les séries temporelles (de dimension n) centrées réduites de chacune des p variables du champ. Les p composantes principales sont obtenues en projetant les vecteurs propres de cette matrice (carrée et symétrique) dans la matrice X .

On appelle "**mode de variabilité**" chaque couple vecteur propre / composante principale. Les vecteurs propres représentent généralement la dimension spatiale et les CP expriment les variations temporelles de l'amplitude de ces derniers (ACP en mode S, Richmann 1986).

Les vecteurs propres étant orthogonaux, il n'y a pas de co-variance temporelle entre les CP. Elles sont donc décorrélées 2 à 2 et expliquent une part disjointe de la variance totale du champ. Cette dernière est égale à la somme des valeurs propres. La part de variance du champ attachée à chaque mode est donc le rapport entre la valeur propre correspondante et la somme des valeurs propres.

Adapté de Venegas (2001).

1.2.2 Variabilité climatique et pluviométrique

Le cycle annuel, décrit plus haut, n'est pas reproductible parfaitement d'une année sur l'autre. En conséquence, la circulation atmosphérique ainsi que les cumuls pluviométriques présentent des fluctuations non négligeables d'une année sur l'autre (pas de temps interannuel) mais aussi à l'intérieur de saisons considérées ci-dessus comme homogènes (pas de temps intrasaisonnier). Il s'agit de la variabilité intrinsèque au système climatique, qui s'exprime à ces différentes échelles temporelles. Il est à noter que d'autres fluctuations existent à des gammes de fréquence plus élevées (variabilité synoptique, par exemple). La problématique fixée pour cette étude conduit cependant à les écarter ici.

- *Rappels sur El Niño Southern Oscillation (ENSO)*

Note : cette section est partiellement inspirée de Cane (1995) et de Fauchereau (2004).

El Niño est le mode de variabilité (Encart 1.3) atmosphérique et océanique le plus énergétique dans la ceinture tropicale. Son ampleur exceptionnelle, le caractère global de ses conséquences dans la dynamique du climat et son implication assez récurrente dans les sections suivantes justifient le rappel qui est proposé ici, en préliminaire à l'analyse de la variabilité pluviométrique sur la fenêtre africaine.

A l'origine le nom d'un courant chaud saisonnier venant interrompre l'upwelling côtier du Pérou et du Chili, le terme El Niño désigne de nos jours un **réchauffement anormal et saisonnier de l'océan Pacifique oriental, susceptible de se produire en moyenne tous les 2 à 7 ans**, plutôt que le courant océanique lui-même. Dans les années 1920, Sir Gilbert Walker met en évidence une opposition de phase entre les variations interannuelles de pression atmosphérique entre l'est et l'ouest du Pacifique, qu'il nomme Southern Oscillation (Oscillation Australe). Celle-ci peut être synthétiquement résumée par un indice, le SOI (Southern Oscillation Index, cf. section 1.1.5).

Bjerknes (1966 ; 1969) est le premier à établir clairement un lien entre les 2 phénomènes, c'est-à-dire à montrer qu'un couplage existe entre océan et atmosphère. Une illustration de ce couplage est fournie par l'analyse composite (Encart 1.4) montrée sur la Figure 1.13.

Lors d'un hiver boréal caractérisé par une faible valeur du SOI (conditions du type "El Niño", correspondant à des pressions anormalement faibles à Papeete et anormalement élevées à Darwin), le balancement saisonnier du champ de pression atmosphérique en surface génère un affaiblissement important du flux d'alizés (non montré). En parallèle, le champ de TSM présente des anomalies significativement différentes de la normale au seuil de confiance de 95%, sur une large majorité de l'océan tropical (Fig. 1.13a). Sur le Pacifique est et dans le bassin Indien un fort réchauffement saisonnier est observé. Les plus fortes anomalies, à l'est de la ligne de changement de date, correspondent en fait à un affaiblissement (voire à une interruption complète) de l'upwelling du Pérou-Chili et à une migration vers l'est des eaux chaudes ("Warm Pool", cf. Fig. 1.7) habituellement restreintes à la partie ouest du bassin. Le Pacifique occidental tend au contraire à se refroidir, perturbant le gradient thermique équatorial observé en moyenne sur ce

bassin. Ce transfert zonal de chaleur s'opère en partie par des ondes gravitaires, dites ondes de Kelvin océaniques, qui sont induites par le relâchement du flux d'alizés et par la baisse de la force de tension de vent sur la surface marine. Au cours de leur propagation celles-ci ont pour effet de modifier la profondeur de la thermocline (i.e., la séparation entre la couche de mélange océanique, chaude et en surface, et les eaux stagnantes et froides des profondeurs). En conséquences à ces anomalies du système couplé océan-atmosphère, la convection profonde dans la troposphère tropicale migre aussi vers l'est, restant à la verticale des eaux les plus chaudes et induisant des anomalies positives (resp. négatives) de précipitations sur l'est (resp. l'ouest) du bassin.

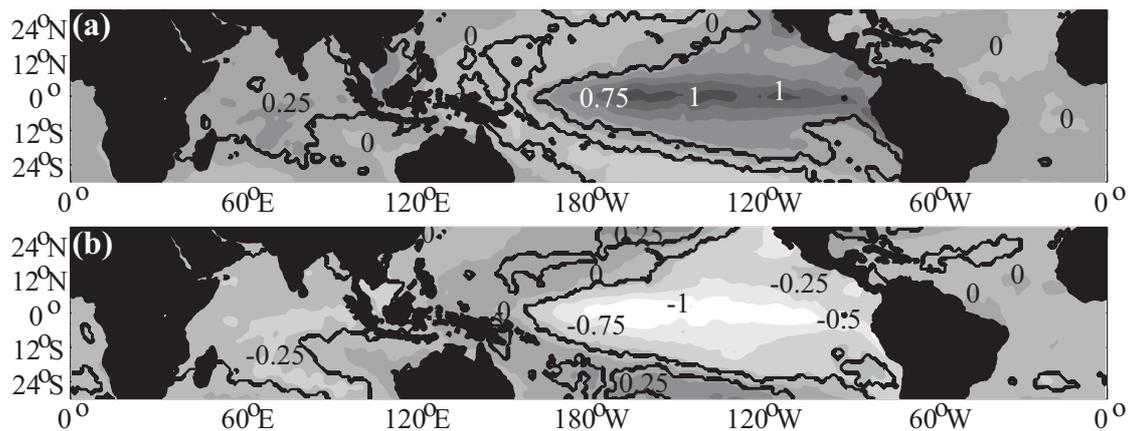


Fig. 1.13 : Anomalies de TSM (°C) sur la période octobre à mars 1950-2005 (a) en conditions type El Niño (33^{ème} percentile de l'indice saisonnier SOI), (b) en conditions type La Niña (66^{ème} percentile de l'indice saisonnier SOI). Les lignes noires entourent les anomalies significativement différentes de la moyenne, calculée toutes années confondues (t-test, 95%).

Le réchauffement de l'océan Indien en année El Niño semble obéir essentiellement à des mécanismes radiatifs associés à une modification de la couverture nuageuse (Klein *et al.* 1999). L'océan Atlantique présente un réchauffement moindre, attribué au moins partiellement par Li (2001) à la dynamique interne à l'océan.

La situation symétrique s'observe durant les hivers présentant une valeur anormalement élevée de l'indice saisonnier SOI. Il s'agit alors de la phase opposée (froide) de l'oscillation australe, dénommée "La Niña". Les fortes (faibles) pressions sont localisées sur Papeete (Darwin), le flux d'alizés est renforcé, induisant via une force de tension de vent amplifiée une localisation anormalement occidentale de la "Warm Pool". En conséquence, le Pacifique est (ouest) connaît des conditions anormalement fraîches (chaudes) : cf. Fig. 1.13b.

Une représentation schématique d'ENSO est proposée par la Figure 1.14.

E1.4 L'Analyse composite

La méthode des composites est utilisée pour voir si un signal préalablement identifié dans un premier paramètre X apparaît dans un second paramètre Y (Von Storch & Zwiers 1999). 2 échantillons (les composites) contenant les valeurs prises par Y quand X connaît respectivement des anomalies négatives et positives marquées, sont construits. On conclut ensuite à l'existence statistique du signal dans Y en testant la différence des moyennes des 2 échantillons grâce au test t de Student. Il est défini de la façon suivante, pour les 2 variables X et Y, représentées par n_x et n_y observations $x_{i=1\dots n_x}$ et $y_{i=1\dots n_y}$:

$$t = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{n_x \sigma_x^2 + n_y \sigma_y^2}{n_x + n_y - 2} \left(\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y} \right)}}$$

avec \bar{x} et \bar{y} les moyennes des échantillons respectifs, et σ_x^2 et σ_y^2 les estimateurs de variances respectives : $\sigma_x^2 = \frac{1}{n_x} \sum_{i=1}^{n_x} (x_i - \bar{x})^2$ et $\sigma_y^2 = \frac{1}{n_y} \sum_{i=1}^{n_y} (y_i - \bar{y})^2$. Cette quantité suit la distribution en t de Student avec $n_x + n_y - 2$ degrés de liberté.

Dans le cas d'échantillons multivariés, la significativité est testée par le test t^2 de Hotelling (généralisation à n dimensions du test de Student, cf. Sud *et al.* 1991 ; Von Storch & Zwiers 1999). Pour le cas de 2 variables multivariées de dimension m , $\vec{x} = (x_1, x_2, \dots, x_m)$ et $\vec{y} = (y_1, y_2, \dots, y_m)$, représentées respectivement par n_x et n_y observations $\vec{x}_{i=1\dots n_x}$ et $\vec{y}_{i=1\dots n_y}$, la quantité

$$T^2 = \frac{n_x + n_y - m - 1}{m(n_x + n_y - 2)} \left(\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y} \right) \left[(\bar{\vec{x}} - \bar{\vec{y}})^T \hat{\Sigma}^{-1} (\bar{\vec{x}} - \bar{\vec{y}}) \right]$$

où $\bar{\vec{x}}$ et $\bar{\vec{y}}$ sont les espérances mathématiques de $\vec{x}_{i=1\dots n_x}$ et $\vec{y}_{i=1\dots n_y}$, et $\hat{\Sigma}$ la matrice de covariance de $\vec{x}_{i=1\dots n_x}$ et $\vec{y}_{i=1\dots n_y}$ définie par :

$$\hat{\Sigma} = \frac{1}{n_x + n_y - 2} \left[(\vec{x}_i - \bar{\vec{x}})^T (\vec{x}_i - \bar{\vec{x}}) + (\vec{y}_i - \bar{\vec{y}})^T (\vec{y}_i - \bar{\vec{y}}) \right]$$

suit la statistique $F(m, n_x + n_y - m - 1)$. La comparaison des résultats de tests de Hotelling bi-variés et des tests de Student appliqués aux mêmes variables séparément montre que le test de Hotelling est plus libéral et qu'en général les régions de significativité sont la réunion des régions significatives séparément au sens du test de Student univarié (Trzaska 2002).

L'un des avantages de la méthode des composites par rapport, notamment, à la méthode des corrélations linéaires (cf. Encart 1.5), est qu'aucune hypothèse n'est faite sur le caractère linéaire de la relation statistique qui lie les 2 paramètres X et Y étudiés. Par contre, on suppose que les anomalies de Y sont toujours associées ou dues aux mêmes types d'anomalies dans X. D'autre part, la composite, fondée sur la comparaison des moyennes, est moins sensible aux valeurs extrêmes que la corrélation linéaire. Les autres avantages et les limites des composites sont plus amplement rappelés dans Ward (1992) ou dans Sun *et al.* (1999).

Adapté de Trzaska (2002).

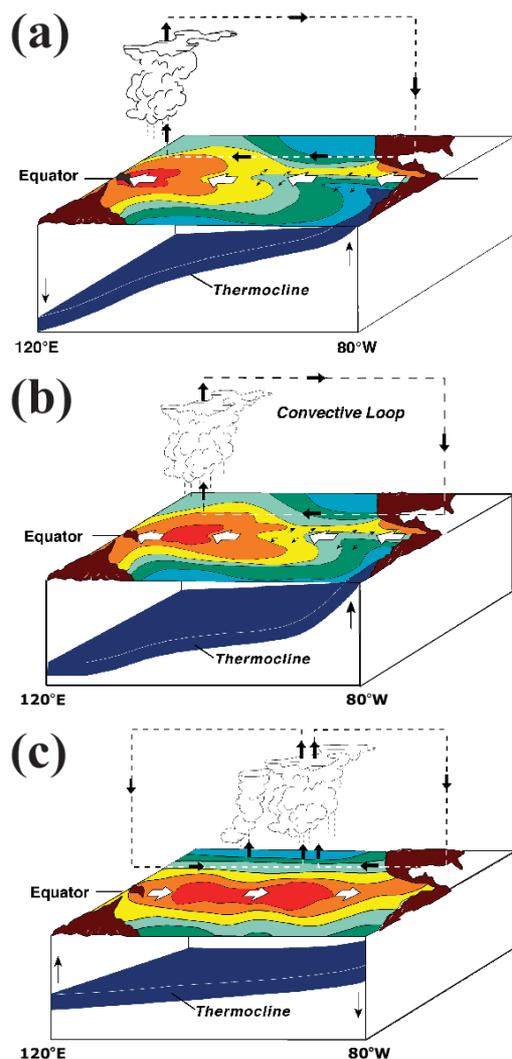


Fig. 1.14 : Représentation schématique des conditions océaniques et atmosphériques sur le Pacifique équatorial (a) en condition froides ("La Niña"), (b) en année normale, (c) en conditions chaudes ("El Niño"). Adapté de Cane (1995).

De nombreux travaux indiquent l'existence d'une variabilité interdécennale d'El Niño, avec notamment une transition significative dans ses caractéristiques, survenue au milieu des années 1970.

- La fréquence et l'intensité des événements chauds semblent avoir augmenté ces dernières décennies (depuis 1977), en relation probable avec la hausse lente des TSM globales (Wang 1995 ; Deser *et al.* 2004 ; An *et al.* 2005). Ces fluctuations ont été interprétées dans les études récentes comme un basculement vers la phase positive de la "Pacific Decadal Oscillation" (PDO : cf. Mantua *et al.* 1997 ; Zhang *et al.* 1997 ; Wu *et al.* 2003 ; Deser *et al.* 2004 ; Wu *et al.* 2005).

- Wang (1995) et Mitchell & Wallace (1996) notent un changement dans la phase d'ENSO et son verrouillage sur le cycle annuel intervenu à la fin des années 1970. Les événements El Niño/La Niña de la période post-1977 présentent en effet une anomalie plus forte en saison chaude (janvier-mai) alors que les événements de la période précédente présentaient des anomalies maximales en juillet-novembre.

- Harrison & Larkin (1996 ; 1998) et Wallace *et al.* (1990) indiquent en outre une modification dans le sens de propagation des anomalies de TSM dans le bassin Pacifique. Très schématiquement, les anomalies chaudes associées à El Niño avant 1976 se propageaient vers l'ouest depuis les côtes sud-américaines (notion d'El Niño "côtier"). Depuis cette date en

revanche les anomalies chaudes se développent d'abord dans l'ouest du Pacifique pour se propager ensuite vers le Pacifique central et oriental (notion d'El Niño "équatorial").

Si le phénomène ENSO est par essence un mode de variabilité centré sur le bassin Pacifique, il entraîne des conséquences dans toute la troposphère tropicale -y compris sur le fuseau africain, où les anomalies engendrées dans les pluies sont très significatives (Nicholson 1996).

- *Variabilité interannuelle des précipitations sub-sahariennes*

Bien que les précipitations constituent le paramètre principal pour caractériser la saisonnalité climatique dans la zone tropicale, et a fortiori sur l'Afrique, le cycle annuel de la pluviométrie ne se reproduit jamais identiquement d'une année sur l'autre. Les cumuls saisonniers peuvent ainsi présenter des fluctuations temporelles non négligeables, qu'il s'agit ici de présenter succinctement.

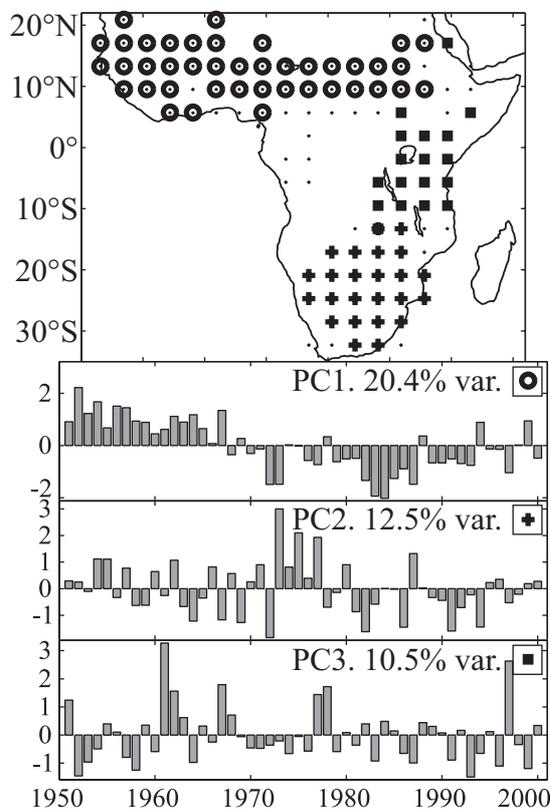


Fig. 1.15 : Résultats d'une ACP avec rotation varimax appliquée sur le champ de pluie en Afrique subsaharienne, au pas de temps annuel. Période d'étude 1951-2000. Seuls les loadings supérieurs à 0.5 sont représentés, avec un rond (resp. un carré et une croix) pour l'Afrique de l'Ouest (resp. l'Afrique Australe et l'Afrique de l'Est). Les chroniques représentent les scores sur chacune des 3 premières CP.
Adapté de Trzaska (2002).

La cohérence spatiale des structures de variabilité pluviométrique sur l'Afrique subsaharienne, au pas de temps interannuel, est documentée par la Figure 1.15. La figure présente les résultats d'une Analyse en Composantes Principales (ACP, Encart 1.3) avec rotation varimax (Richmann 1986), appliquée sur le champ pluviométrique africain. Elle révèle 3 aires principales de covariabilité spatio-temporelle : l'Afrique de l'Ouest (expliquant 20.4% de la variance totale), l'Afrique Australe (12.5%) et l'Afrique de l'Est Equatoriale (10.5%). La carte spatiale les corrélations entre chacun des points de grille et les scores sur les 3 premières composantes principales (CP). Les 3 histogrammes représentent les 3 chroniques (scores) sur chacune des CP. A l'échelle interannuelle, l'Afrique subsaharienne se sépare donc principalement en 3 aires

régionales cohérentes, expliquant plus de 43% de la variance totale du champ, et dont les caractéristiques en terme de variabilité interannuelle vont être successivement discutées dans cette section.

Les 2 saisons des pluies d'Afrique de l'Est (Fig. 1.11) présentent des conditions différenciées du point de vue de leurs fluctuations interannuelles.

Les Short Rains (OND) connaissent une variabilité assez largement supérieure aux Long Rains (MAM), en dépit de leur cumul pluviométrique inférieur. Cet état de fait apparaît sur la Figure 1.11, les courbes du percentile 5 et 95 (calculés sur les moyennes pluviométriques pour chaque jour de l'année sur les 25 ans de données) indiquant les conditions les plus sèches et les plus arrosées enregistrées pendant la période 1971-1995.

De nombreuses études des années 1990 (par exemple, Beltrando 1990a ; Beltrando & Cadet 1990 ; Hastenrath *et al.* 1993 ; Rowell *et al.* 1994 ; Beltrando & Duchiron 1996 ; Mutai *et al.* 1998) ont établi que **les cumuls saisonniers d'OND sont significativement et positivement corrélés** (Encart 1.5) **avec les TSM de l'ouest de l'océan Indien**, au moins depuis les années 1950 (Camberlin & Philippon 2001). Ces téléconnexions ne sont pas indépendantes d'ENSO (Nicholson 1996 ; Mutai & Ward 2000 ; Kijazi & Reason 2005, et Fig. 1.16a), le réchauffement du bassin Indien occidental pouvant être induit par un événement El Niño (Fig. 1.13). C'est cependant la modification (voire l'inversion) du gradient thermique équatorial sur le bassin de l'océan Indien (anomalies chaudes à l'ouest et fraîches à l'est) qui induisent les anomalies pluviométriques les plus fortes sur la région (cf. Kapala *et al.* 1994 ; Goddard & Graham 1999 ; Latif *et al.* 1999 et Encart 1.6). De cette modification des conditions océaniques résulte un affaiblissement de la cellule de Walker indienne (Hastenrath 2000), et donc de la branche subsidente à la verticale du fuseau est-africain (Beltrando & Camberlin 1993 ; Black *et al.* 2003). Cette variabilité des Short Rains est à l'origine d'un cumul de pluies équivalent à celui des Long Rains une année sur 4 environ.

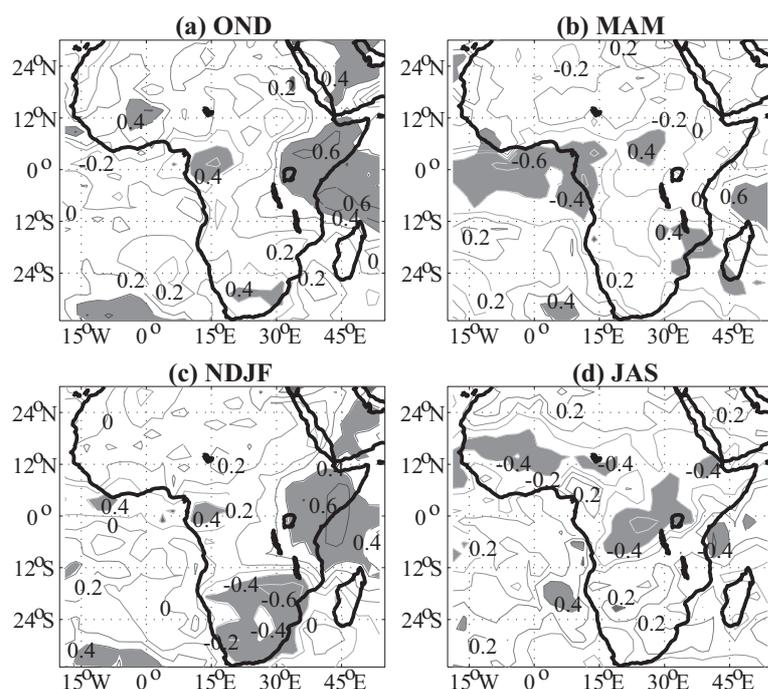


Fig. 1.16 : Téléconnexions (corrélations linéaires) entre l'ENSO (indice saisonnier MEI) et les cumuls mensuels de précipitations (fichier GPCP) sur le domaine africain, sur la période 1979-2004 : (a) pour la saison OND, (b) pour MAM, (c) pour JAS, (d) pour NDJF. Les corrélations linéaires significatives au seuil de 95% par un test de Bravais-Pearson ont été grisées. Les données CMAP fournissent des résultats comparables (non montré).

E1.5 La corrélation linéaire

C'est la méthode la plus classique pour détecter des téléconnexions entre 2 paramètres climatiques car elle est fondée sur la variance commune entre les variables analysées.

r est le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson, défini comme :

$$r = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y}$$

où \bar{x} et \bar{y} sont respectivement les moyennes arithmétiques des variables x et y et σ_x et σ_y leurs écarts-type.

E1.6 Caractéristiques du "Mode Dipolaire" de l'océan Indien

Les anomalies dans le gradient zonal de TSM sur l'océan Indien constituent le second mode de variabilité ("Dipole Mode") des TSM de cet océan, après un mode de variabilité en phase sur l'ensemble du bassin tropical (Saji *et al.* 1999). Les caractéristiques de ce mode et en particulier de ses phases extrêmes sont :

- Une forte dépendance au cycle saisonnier. Les anomalies de gradient apparaissent en juin, sont maximales en octobre et disparaissent en début d'hiver boréal (Saji *et al.* 1999 ; Webster *et al.* 1999 entre autres).
- Un fort couplage avec la dynamique atmosphérique (Webster *et al.* 1999 ; Murtugudde *et al.* 2000). L'accentuation de l'upwelling côtier de Lombok, en réponse à un renforcement du vent méridien, initie l'anomalie négative de TSM qui se propage sur l'est du bassin. La mise en place du gradient de TSM engendre un affaiblissement (voire un renversement) des vents zonaux d'ouest. Des anomalies positives (resp. négatives) de convection se développent sur l'ouest (resp. l'est) du bassin. Les mécanismes déclenchant le réchauffement de la partie ouest du bassin sont plus controversés : Saji *et al.* (1999) considèrent le réchauffement comme une conséquence de la diminution de la tension de vent zonal et de l'évaporation, suite au développement des anomalies froides dans l'est. Murtugudde *et al.* (2000) suggèrent une réponse à l'affaiblissement de la circulation de mousson indienne.

Envisagé sur l'ensemble de l'année, le Mode Dipolaire ne montre pas de corrélation significative avec l'ENSO (Saji *et al.* 1999). Cependant le calcul des corrélations par bimestres révèle une forte association entre les deux modes de variabilité en automne boréal (Allan *et al.* 2001 ; Baquero-Bernal *et al.* 2002 ; Fauchereau 2004) et pose la question de la réalité physique d'un mode de variabilité dipolaire récurrent en automne dans l'océan Indien équatorial. Murtugudde *et al.* (2000) suggèrent que le développement d'évènements extrêmes dans ce "mode naturel de variabilité de l'océan Indien" provient à la fois d'un forçage externe de type ENSO via l'atmosphère et notamment la cellule de Walker, et d'un forçage interne via l'océan.

Adapté de Philippon (2002).

Les Long Rains (MAM, Fig. 1.11), bien que caractérisées elles aussi par une variabilité interannuelle non négligeable, sont cependant plus constantes au cours du temps (Nicholson 1996). Contrairement aux Short Rains cependant, **les structures de variabilité restent pour l'heure assez mal comprises, et les travaux antérieurs ont peiné à mettre en valeur des téléconnexions significatives avec ENSO** (Ogallo 1988 ; Ogallo *et al.* 1988 ; Hastenrath *et al.* 1993 ; Mutai & Ward 2000 ; Philipps & McIntyre 2000 ; Camberlin & Philippon 2002, et Fig.

1.16b) ou avec les champs décrivant les conditions de surface comme les TSM (Beltrando 1990b). Une explication possible est le fait que, pendant le printemps boréal, l'Oscillation Australe a déjà passé son pic d'activité et est en phase de déclin ; elle tend même à inverser sa phase en mai-juin. Quelques travaux plus récents (Nicholson 1996 ; Nicholson & Kim 1997 ; Indeje *et al.* 2000) ont cependant décrit, outre les anomalies positives de précipitations des Short Rains durant le déclenchement d'un événement El Niño, des anomalies négatives pendant les Long Rains lors de sa phase de déclin. Cette relation statistique, à peine significative, semble surtout prévaloir pour les hautes terres (Camberlin & Philippon 2002) et reste très faible sur le domaine côtier (Kijazi & Reason 2005). Une explication possible (Camberlin & Philippon 2002) fait intervenir un renforcement des vents de nord-est lors des années chaudes. Ces anomalies ont pour effets de bloquer la ZCIT dans une position anormalement australe et d'accentuer la diffluence au-dessus de l'Afrique de l'Est, 2 phénomènes défavorables aux précipitations. Fondamentalement, les cumuls pluviométriques de MAM semblent surtout dépendre de la durée de la saison pluvieuse (Okoola 1998 ; Camberlin & Okoola 2003), et notamment de la précocité/ tardiveté respective de son déclenchement ("onset").

La saison des pluies d'Afrique Australe présente également des fluctuations interannuelles marquées, principalement associées à ENSO (Dyer 1979 ; Lindesay 1988a ; b ; Lindesay & Vogel 1990) surtout depuis 1970 (Richard *et al.* 2000 ; Richard *et al.* 2001). Un événement chaud dans le Pacifique oriental est souvent associé à des conditions particulièrement sèches sur l'Afrique Australe (comme le montre la Figure 1.16c). Les anomalies pluviométriques sur le sud de l'Afrique tendent donc à être précédées d'anomalies de signe opposé sur la corne de l'Afrique pendant les Short Rains (Lindesay 1988b ; Van Heerden *et al.* 1988, et Fig. 1.16a et c).

Deux grandes hypothèses ont suscité un débat (Cook 2003 ; Nicholson 2003) quant à la nature des mécanismes physiques impliqués dans ces anomalies. Selon Cook (2000), l'impact d'ENSO sur les précipitations sud-africaines passe par des mécanismes purement atmosphériques, le réchauffement du Pacifique central déclenchant la formation d'ondes de Rossby dans l'hémisphère sud, qui décaleraient vers l'est la Zone de Convergence du sud de l'océan Indien. Nicholson (2003) montre quant à elle l'importance des variations de TSM dans l'océan Indien pour la transmission du signal ENSO jusqu'au fuseau africain, essentiellement via des expériences menées sur des modèles de circulation générale et en s'appuyant sur les résultats de Goddard et Graham (1999). Trzaska (2002) montre également qu'un océan Indien anormalement chaud peut générer une réponse du champ de précipitations, principalement via un décalage vers l'est de la branche ascendante de la cellule de Walker. Misra (2002) a finalement présenté des résultats susceptibles de réconcilier les 2 hypothèses, montrant que la structure spatiale des anomalies de précipitations sur l'Afrique Australe est surtout dépendante de la variabilité des TSM dans l'océan Indien, mais que l'amplitude des anomalies reste significativement modulée par ENSO.

Walker (1990), Mason (1995) et Reason & Mulenga (1999) ont par ailleurs confirmé que ces fluctuations dans la pluviométrie ne sont statistiquement pas indépendantes des TSM sur l'océan Indien ou le courant des Agulhas, un réchauffement de surface conduisant à des flux d'est renforcés dans l'atmosphère, à une convergence d'humidité accrue sur le continent, et de fait à des précipitations statistiquement plus abondantes.

Sur l'Afrique de l'Ouest enfin, la distribution des précipitations dépend de 2 facteurs principaux : l'intensité (volet "dynamique") **et l'épaisseur** (volet "potentiel précipitable") **du flux de mousson** (Janicot & Fontaine 1993). Tanaka *et al.* (1975), Lamb (1983) ou encore Janicot (1992a ; 1992b) observent que certaines sécheresses sont associées à un flux moins épais (en lien avec une ZCIT positionnée plus au sud). Mais pour d'autres types de sécheresses, alors que la quantité d'eau précipitable est normale voire excédentaire, la convection atmosphérique reste plus faible que la normale : le potentiel en eau n'est pas exploité par la dynamique atmosphérique.

Les événements chauds sur le Pacifique (fortes valeurs de l'indice MEI) tendent également à correspondre à une pluviométrie inférieure à la normale, en particulier sur le Sahel (Lough 1986 ; Moron 1995 ; Janicot & Fontaine 1996 et Fig. 1.16d). Janicot *et al.* (1996 ; 2001) et Camberlin *et al.* (2001) notent que la relation statistique entre pluviométrie et ENSO a eu tendance à se consolider depuis les années 1970, alors que le rôle des TSM atlantiques a diminué dans le même temps (Sperber & Palmer 1996).

L'intensité de la mousson dépend essentiellement de l'intensité du gradient inter-hémisphérique entre le domaine Atlantique austral et le continent africain au nord de l'équateur (cf. Encart 1.2). Or la dynamique océano-atmosphérique associée à une occurrence d'El Niño tend à réchauffer légèrement le bassin Atlantique (Li 2001 et Fig. 1.13a), ce qui réduit le différentiel thermique entre terre et mer (Janicot *et al.* 1998). Des gradients trans-équatoriaux nord-sud d'anomalies de TSM sur l'Atlantique jouent également en ce sens (Folland *et al.* 1986 ; Palmer 1986 ; Folland *et al.* 1991 ; Rowell *et al.* 1995 ; Fontaine *et al.* 1998 ; Camberlin *et al.* 2001) : les précipitations ouest-africaines sont corrélées positivement (resp. négativement) avec le nord (resp. sud) du bassin. Il en résulte un flux de mousson affaibli et des précipitations anormalement faibles sur le Sahel durant les années concernées. La tendance significative à la hausse des TSM mondiales a ainsi été invoquée (Folland *et al.* 1986 ; Janicot *et al.* 2001 ; Rowell 2001) pour expliquer la sécheresse persistante sur le Sahel survenue à partir de la fin des années 1960 (cf. Fig. 1.15, chronique de la CP1) ; parallèlement, la tendance au refroidissement de l'Atlantique Nord a aussi joué dans ce sens, en réduisant les gradients inter-hémisphériques favorables à la genèse du flux de mousson.

- *Etat des connaissances sur la variabilité intrasaisonnière en Afrique subsaharienne*

Pour assurer de bons rendements agricoles, **la répartition des précipitations au cours d'une saison pluvieuse est aussi importante pour l'agriculture que les cumuls trimestriels ou saisonniers**. En Afrique de l'Est par exemple, Barron *et al.* (2003) ont estimé qu'un épisode sec survenant durant la phase végétative de floraison peut entraîner une diminution de l'ordre de 72 à 75% des rendements de maïs sur sol sableux. Pour cette raison, de nombreux travaux menés ces dernières années ont cherché à comprendre et à caractériser la variabilité pluviométrique (notamment sur l'Afrique) au pas de temps intrasaisonnier, c'est-à-dire la succession au cours d'une saison donnée d'épisodes secs et de phases abondamment arrosées.

Les 2 saisons pluvieuses d'Afrique de l'Est sont ainsi généralement marquées par **l'alternance de 2 à 4 épisodes abondamment pluvieux, dont la durée peut fluctuer entre 5 et 15 jours**, et qui sont à l'origine d'une part non négligeable des cumuls pluviométriques saisonniers

(Kabanda & Jury 2000 ; Mpetta & Jury 2001 ; Camberlin & Okoola 2003). Deux épisodes pluvieux successifs sont séparés par des phases durant lesquelles les précipitations journalières peuvent être très faibles, même au cœur de la saison pluvieuse. Le poids des phases abondamment arrosées dans le score total de la saison suggère qu'une meilleure compréhension de la variabilité pluviométrique et atmosphérique intrasaisonnière sur la région pourrait mener à une meilleure connaissance des fluctuations interannuelles. Ce constat vaut tout particulièrement pour les Long Rains, dont les structures de variabilité restent mal prises en compte.

Plusieurs travaux ont permis d'identifier en partie la dynamique de l'atmosphère associée à cette variabilité. Nakamura (1968) puis Okoola (1999a ; 1999b) mettent ainsi en valeur le **rôle des vents d'ouest dans la pluviométrie est-africaine**. Les mécanismes associés pourraient notamment faire intervenir un **transport d'humidité depuis la cuvette congolaise** (en moyenne plus humide, Fig. 1.6). Les flux, forcés ensuite à l'ascendance le long des pentes des massifs montagneux est-africains (Fig. 1.5), alimenteraient en basse couche la convection profonde en humidité, générant les conditions favorables pour des anomalies pluvieuses sur l'Afrique de l'Est. Cependant, Camberlin et Wairoto (1997) ne parviennent à retrouver ces relations statistiques entre vents d'ouest et pluies en Afrique de l'Est que durant la saison des Long Rains, de mars à mai. Durant les Short Rains, un renforcement des vents d'est apparaît même comme favorable aux pluies sur l'est du Kenya. Par ailleurs, Gatebe *et al.* (1999) établissent que les flux d'humidité en provenance de l'ouest sur le Kenya sont en moyenne négligeables en comparaison de ceux qui proviennent directement de l'océan Indien.

D'autres travaux relativement récents (Mutai & Ward 2000 ; Mpetta & Jury 2001) ont permis d'identifier des **anomalies convectives de large échelle, se propageant vers l'est au-dessus de la région** et correspondant à des phases pluvieuses sur le Kenya et le nord de la Tanzanie. Mpetta & Jury (2001) ont aussi noté une forte variabilité dans le champ d'OLR, se produisant simultanément avec des anomalies dans le vent zonal à 850hPa ("U850"). Dans la plupart des cas (62%), ces structures d'anomalies se propageaient d'ouest en est. Mutai & Ward (2000) ont quant à eux conclu, après retrait du signal ENSO, à une relation entre la pluviométrie est-africaine et des cellules de convection se propageant vers l'est le long de l'équateur, depuis le Golfe de Guinée jusqu'à l'océan Indien central. Ces résultats, ainsi que ceux, plus récents, de Mapande & Reason (2005) ou Kijazi & Reason (2005), suggèrent (sans toutefois le démontrer explicitement) une implication de l'oscillation intrasaisonnière de Madden-Julian ("MJO", cf. chapitre 2) dans la succession des phases sèches et humides sur la région. Pohl *et al.* (2005) ont de plus montré, à partir d'une classification (par nuées dynamiques) des types de circulation atmosphérique en Afrique de l'Est, que cette même oscillation de Madden-Julian est un élément primordial dans la constitution des configurations atmosphériques dominantes sur la région.

L'Afrique Australe connaît également, à l'intérieur de sa saison pluvieuse d'été, des fluctuations importantes de son champ pluviométrique. Du fait de sa localisation subtropicale, **celles-ci font autant intervenir la dynamique atmosphérique tropicale que celle des moyennes latitudes**. La faible extension vers le sud et l'étroitesse du subcontinent favorisent l'occurrence de types mixtes, naissant de l'interaction entre les 2 types de circulation. L'importance de ces types de perturbation ("TTT" pour Tropical-Temperate Troughs, ou Thalwegs Tropicaux-Tempérés : Harrison 1984 ; 1986) sur le champ de pluie a été montrée par

plusieurs études récentes (Todd & Washington 1999 ; Washington & Todd 1999 ; Todd *et al.* 2004). Leurs effets sur les précipitations semblent dépendre avant tout de leur calage longitudinal (Todd *et al.* 2004). Todd & Washington (1999) et Washington & Todd (1999) estiment qu'ils contribuent jusqu'à 30% (resp. 60%) du total des précipitations en Afrique du Sud en octobre-décembre (resp. janvier).

Streten (1973) a montré que le sud-ouest de l'océan Indien est l'une des trois aires de formation préférentielle de ces systèmes mixtes. A la différence de ses homologues des 2 autres bassins océaniques (i.e., les Zones de Convergence Sud-Atlantique (SACZ) et Sud-Pacifique (SPCZ)), persistantes au long de l'année, la Zone de Convergence Sud-Indienne (SICZ, Cook 2000), dans laquelle se développent les TTT, est surtout active durant les mois d'été austral.

Les systèmes perturbés TTT sont essentiellement observés à l'échelle synoptique, au-dessus du sud-est de l'Afrique et du sud-ouest de l'océan Indien. Ils prennent la forme de bandes nuageuses fortement pluvio-gènes, orientées du nord-ouest au sud-est. Les perturbations tropicales-tempérées se forment généralement à l'est d'ondes semi-stationnaires dans la haute atmosphère (Lyons 1991), lorsqu'une perturbation tropicale en surface (de type onde d'est par exemple) arrive en conjonction avec une onde d'ouest ou zone de basse pression dans la haute atmosphère.

Outre ces perturbations, dominantes sur la région, quelques travaux ont relevé d'autres types de fluctuations pluviométriques au pas de temps intrasaisonnier, mais d'ampleur moindre (Matariria & Jury 1992 ; Jury 1999). Makarau & Jury (1997) identifient ainsi des modes de variabilité centrés sur la gamme de fréquence 20-30 jours ; Levey & Jury (1996) ont également détecté un signal au pas de temps caractéristique de l'oscillation de Madden-Julian (30-60 jours, cf. chapitre 2).

L'intensité de la mousson ouest-africaine connaît elle aussi des fluctuations au pas de temps intrasaisonnier. Celles-ci ont cependant été relativement négligées, en comparaison des pas de temps plus courts (mésos-échelle : Laing & Fritsch 1993 ; Hodges & Thorncroft 1997 ; Mathon & Laurent 2001, ou échelle synoptique des ondes d'est : Reed *et al.* 1977 ; Duvel 1990 ; Diedhiou *et al.* 1998 ; Diedhiou *et al.* 1999). Kiladis & Weickmann (1997) ont montré des connexions au pas de temps 6-30 jours entre la convection sur la région 5°N-15°N, 10°E-20°E et des advections d'humidité sur l'Afrique de l'Ouest pendant la saison d'été. Janicot & Sultan (2001) et Sultan *et al.* (2003) ont dégagé une **modulation intrasaisonnaire spécifique à la dynamique de mousson sur l'Afrique de l'Ouest, couplée à des anomalies dans la circulation de basses couches, avec des fréquences significatives dans les gammes 10-25 jours (avec un pic à 15 jours) et 25-60 jours (avec un pic à 38 jours)**. Grodsky & Carton (2001) ont aussi montré que la modulation de la convection, au pas de temps intrasaisonnier, se produit également au sein de la ZCIT durant le printemps boréal, au-dessus du bassin Atlantique tropical. Ils suggèrent des mécanismes basés sur des interactions terre-mer pour expliquer cette variabilité. Récemment, Matthews (2004b) a dégagé un signal dans la mousson ouest-africaine dans la gamme de fréquence 30-60 jours, attribué à la MJO. Des phénomènes propagatifs en ondes gravitaires dans l'atmosphère équatoriale ont été invoqués pour expliquer le phénomène (cf. chapitre 2). Plus récemment encore, Mounier (2005) a remis en question les hypothèses de Matthews (2004b), dégageant un mode de variabilité à 40 jours purement africain, en plus d'une réponse régionale à

la MJO. Ce débat illustre bien le fait que variabilité pluviométrique intrasaisonnière en Afrique de l'Ouest reste encore relativement mal documentée.

Synthèse de chapitre

Les travaux publiés à cette date ont permis de montrer que **l'Afrique ne présente pas des oscillations intrasaisonnières de la convection atmosphérique aussi énergétiques que le bassin de l'océan Indien ou de l'ouest du Pacifique**. Par conséquent, la gamme de temps des fluctuations intrasaisonnières a suscité un intérêt bien moindre en comparaison de régions comme l'Inde, l'Indonésie ou l'Australie.

Ce travail a donc pour ambition de caractériser et de quantifier les perturbations intrasaisonnières sur l'Afrique, et notamment de documenter leurs conséquences sur le champ de pluies. Le domaine subsaharien sera scindé en 3 aires d'étude régionales pour cette étude.

- **L'Afrique de l'Est Equatoriale**, majoritairement semi-aride, connaît 2 saisons des pluies de mars à mai ("Long Rains") et d'octobre à décembre ("Short Rains"). Si la variabilité interannuelle de la seconde saison est assez bien comprise, avec notamment un rôle non négligeable du phénomène ENSO, celle de la première est en revanche assez peu connue. Les 2 saisons présentent des fluctuations pluviométriques intrasaisonnières qui sont encore assez mal documentées.

- **L'Afrique Australe** répond aussi à l'ENSO au pas de temps interannuel. Au pas de temps intrasaisonnier, les perturbations synoptiques dominent, en lien avec des interactions entre atmosphère tropicale et moyennes latitudes. Les signaux au pas de temps intrasaisonnier ont été beaucoup plus négligées, et souffrent d'une compréhension encore très imparfaite.

- **L'Afrique de l'Ouest** est avant tout dominée par la circulation de mousson en été boréal. La variabilité pluviométrique y dépend de l'intensité du flux de mousson, tributaire de conditions aux limites comme les TSM. La variabilité intrasaisonnière est centrée sur les gammes de temps 10-25 jours et 25-60 jours et est restée relativement négligée à ce jour.

Il s'agira dans la suite de ce mémoire de décrire et caractériser les oscillations intrasaisonnières (chapitre 2), avant d'étudier la variabilité temporelle de leurs caractéristiques (chapitre 3). Les réponses de la pluviométrie en Afrique subsaharienne seront enfin abordées dans les chapitres 4 et 5.

Chapitre 2. L'Oscillation de Madden-Julian

Identification et état des connaissances

Introduction de chapitre

L'oscillation de Madden-Julian ("**MJO**" pour **Madden-Julian Oscillation**) est le mode de variabilité dominant au pas de temps intrasaisonnier dans l'atmosphère tropicale (cf. Figs. 1 et 2). Elle a longtemps été considérée comme un phénomène interne aux bassins océaniques Indien et Pacifique, mais tend de plus en plus souvent à être décrite comme un phénomène d'extension quasi-planétaire.

La MJO est à l'origine de perturbations convectives de large échelle, dont la périodicité est comprise entre 30 et 60 jours, et qui présentent en moyenne une propagation vers l'est au cours du temps (en particulier, de l'océan Indien vers l'Indonésie, puis vers le Pacifique ouest). Ce chapitre propose (i) de dresser un rapide état des connaissances sur ce mode de variabilité ; (ii) de présenter synthétiquement les méthodes statistiques utilisées dans la suite de ce travail pour extraire son signal.

2.1 Revue bibliographique

2.1.1 Découverte de la MJO

En 1971, Roland Madden et Paul Julian découvrent un **signal quasi-périodique dans le vent troposphérique, la température de l'air à différents niveaux de l'atmosphère, et la pression de surface**, à partir de relevés météorologiques journaliers de l'île de Canton (2.1°S, 171.7°W). Cette découverte relève presque du hasard, la station analysée était la plus longue série de données ininterrompue (près de 10 années d'enregistrements) dont les auteurs disposaient. De fortes perturbations, survenant dans la gamme de fréquence comprise entre 41 et 53 jours (Madden & Julian 1971), ont surtout été trouvées dans la température de la colonne d'air entre 700 et 150hPa, et dans le vent zonal à 850hPa et dans les hautes couches (300 à 100hPa), mais avec des anomalies de signe opposé à celles des bas niveaux de la troposphère. Les anomalies négatives de pression atmosphérique de surface sur l'île de Canton sont ainsi accompagnées d'anomalies de vent d'est dans les basses couches.

L'analyse d'autres stations de la bande tropicale (par exemple Balboa à Panama, 9.0°N, 79.6°W, Madden & Julian 1972) a révélé des signaux dans la même gamme de fréquence, mais les perturbations dans la pression, la température de l'air et le vent zonal surviennent systématiquement avec un décalage presque constant (de 3 jours) par rapport aux relevés de Canton. Etant donnée la localisation respective des différentes stations météorologiques, ces résultats suggèrent une **propagation vers l'est de ces anomalies atmosphériques**. Celles-ci semblent prendre la forme d'un phénomène oscillatoire, de nombre d'onde 1 (c'est-à-dire d'échelle quasi-planétaire), dont la périodicité serait principalement centrée sur les valeurs 40-50

jours. Les données de l'île de Gan (0.7°S, 73.2°E) ont cependant prouvé que la vitesse de propagation de l'onde n'est pas constante à toutes les longitudes. Elle a été estimée à 4-6m.s⁻¹ entre le bassin Indien et le Pacifique ouest, contre 15-20m.s⁻¹ entre le Pacifique ouest et le fuseau américain (Madden & Julian 1972), soit une vitesse moyenne globale de l'ordre de 12m.s⁻¹. Secondairement, une propagation plus lente (1 à 2m.s⁻¹) a été enregistrée dans le sens méridien, sur le fuseau ouest Pacifique, pendant la seule saison d'été boréal. Le même phénomène existe sur le bassin Indien, mais l'absence de données ne leur permet pas alors de le découvrir.

Afin de synthétiser leurs résultats, Madden & Julian (1972) ont finalement proposé le schéma conceptuel montré sur la Figure 2.1, qui depuis lors a été reproduit dans de nombreux travaux, et a été confirmé et complété par les études ultérieures. La MJO se présente comme une **propagation vers l'est, le long de l'équateur, de cellules convectives zonales de large échelle, associées à des anomalies dans le vent zonal de signe opposé entre les basses (850hPa) et hautes (200hPa) couches de l'atmosphère. Des anomalies convergentes (resp. divergentes) en basses couches, surmontées d'anomalies divergentes (resp. convergentes) en hautes couches, ont ainsi pour effet d'amplifier (resp. de supprimer) la convection atmosphérique.** Sur toute la colonne d'air, des anomalies très significatives sont également trouvées dans la température de l'air, et corrélativement dans la hauteur géopotentielle. **L'oscillation est de nombre d'onde 1 à 6**, avec des anomalies associées d'échelle régionale à quasi-planétaire (circonscrites essentiellement aux basses latitudes). **Les anomalies convectives peinent cependant à franchir la ligne de changement de date** (Fig. 2.1 et Fink & Speth 1997 ; Vincent *et al.* 1998 ; Hsu & Lee 2005) et la limite orientale de la Warm Pool (Fig. 1.7). Elles sont les plus marquées sur les bassins Indien et ouest Pacifique (Madden & Julian 1994), où les TSM sont les plus chaudes.

2.1.2 Vers une meilleure connaissance du phénomène

La découverte de la MJO a montré l'importance des phénomènes ondulatoires dans la dynamique atmosphérique des basses latitudes. Elle a en outre constitué une avancée majeure dans la connaissance des processus pluvio-gènes tropicaux, et fourni une nouvelle piste d'investigation dans l'amélioration des modèles de prévision des pluies dans la ceinture tropicale. Depuis le début des années 1970, une littérature très fournie a été à l'origine d'une progression notable des connaissances liées à ce mode de variabilité. Deux revues (Madden & Julian 1994 ; Zhang 2005) en ont fait un tour d'horizon très complet.

Bien qu'effectivement centrée sur 45 jours (Madden 1986), **la période peut en fait fluctuer entre 30 et 60 jours** (Anderson *et al.* 1984 ; Anyamba & Weare 1995). L'amplitude intrasaisonnière présente quant à elle des fluctuations relativement rapides (Hendon *et al.* 1999 ; Matthews 2000 ; Wheeler & Hendon 2004), dont le caractère stochastique (Slingo *et al.* 1999) et intermittent (Goulet & Duvel 2000) a bien été mis en exergue. Pour parvenir à une meilleure compréhension du phénomène, plusieurs études se sont récemment attachées à modéliser ou à reproduire le plus fidèlement possible la MJO à partir d'expériences numériques (Bladé & Hartmann 1993 ; Slingo *et al.* 1996 ; Matthews & Lander 1999 ; Inness & Slingo 2003 ; Inness *et al.* 2003 ; Majda & Biello 2004 ; Biello & Majda 2005 ; Slingo *et al.* 2005). Lin *et al.* (2006) ont récemment comparé la manière dont des modèles de circulation générale reproduisent la

MJO : sur 14 modèles analysés, seuls 2 amènent ainsi à une simulation (presque) réaliste du signal. Ces deux modèles (CNRM-CM3 et ECHAM5) apparaissent également comme les seuls à relier l'activité convective à la convergence d'humidité d'une manière ou d'une autre dans leur dynamique, ce qui suggère que ce paramètre est potentiellement fondamental dans la compréhension des mécanismes de la MJO.

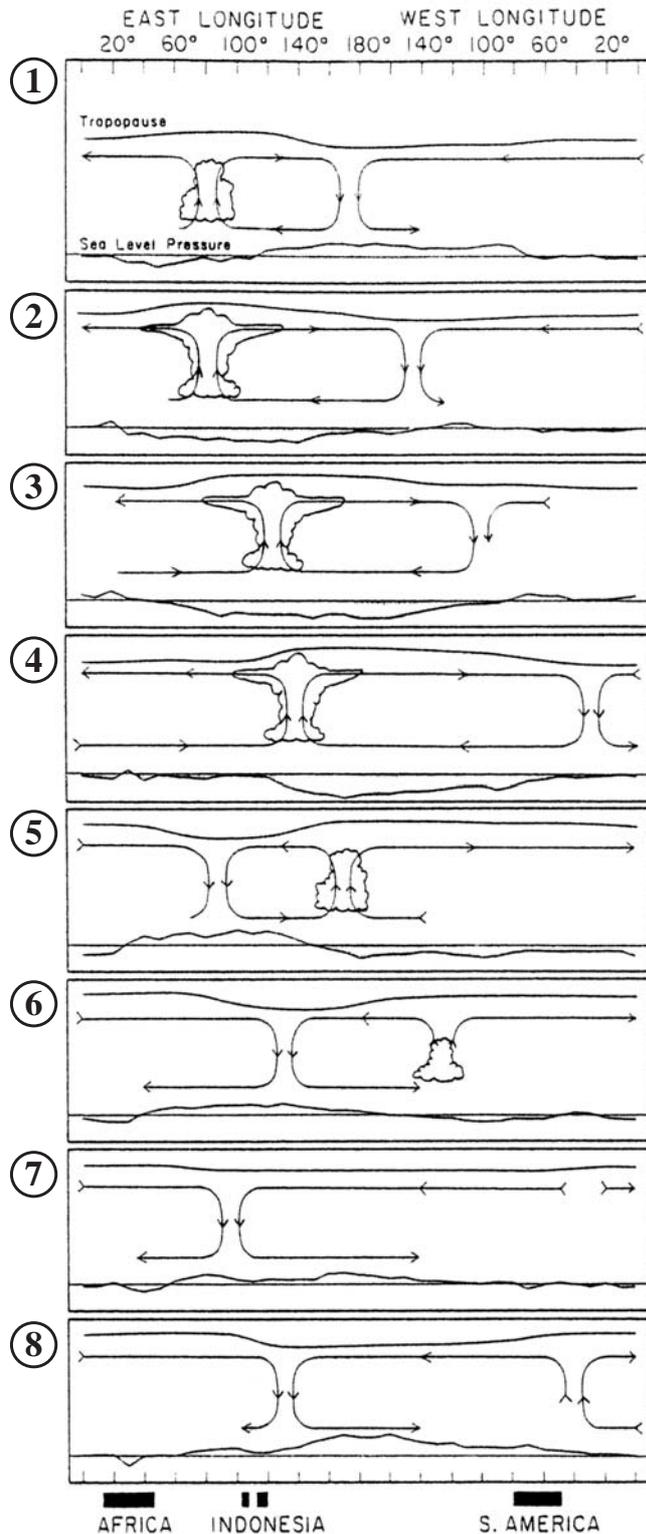


Fig. 2.1 : Représentation schématique des anomalies de vent zonal, convection atmosphérique et pression au niveau de la mer au cours du cycle MJO.

Reproduit de Madden & Julian (1994).

La prévisibilité du signal intrasaisonnier, compliquée par la non stationnarité de la période de l'oscillation et par les fluctuations hautes fréquences de son amplitude, a également fait l'objet de nombreuses publications. On peut citer par exemple les travaux de Waliser *et al.* (1999 ; 2001 ; 2003b ; 2005) ou de Jones *et al.* (2000 ; 2004a). Récemment les scientifiques travaillant sur cette thématique se sont regroupés en un "Experimental MJO Prediction Project" (Waliser *et al.* 2006).

La disponibilité d'observations atmosphériques fiables sur de plus longues séries temporelles, des données satellitales puis des données de réanalyses, a toutefois mené à une amélioration indéniable des effets induits par la MJO dans l'atmosphère tropicale. **Les anomalies atmosphériques les plus fortes associées au cycle intrasaisonnier ne sont ainsi pas systématiquement localisées le long de l'équateur, mais tendent à suivre les migrations saisonnières du système climatique et de la ZCIT.** On les trouve donc entre 0 et 10-15° de latitude, dans l'hémisphère en été (Goulet & Duvel 2000 ; Roundy & Frank 2004 ; Zhang & Dong 2004).

Une illustration de ce point est fournie par la Figure 2.2, qui présente l'écart-type de l'OLR filtré en bande passante 30-60 jours comme un proxy de l'activité MJO ; les TSM moyennes ont également été indiquées afin de faire ressortir la très grande adéquation entre les 2 champs. Les fortes valeurs d'écart-type de l'OLR correspondent ainsi très largement aux régions connaissant des TSM supérieures au seuil critique de 27.5°C (Graham & Barnett 1987), qui constitue une non-linéarité majeure du système climatique au-delà de laquelle la convection atmosphérique profonde se développe dans les Tropiques. Le champ ressemble également fortement à la localisation de la ZCIT (Waliser & Gautier 1993) durant les 2 saisons considérées. La localisation préférentielle des anomalies convectives dans l'hémisphère est, relevée ci-dessus, apparaît aussi très nettement. Elles ont donc tendance à d'abord se développer dans l'océan Indien central (Kemball-Cook & Weare 2001 ; Jiang & Li 2005), avant de gagner le Continent Maritime d'Indonésie, puis de terminer leur course dans le Pacifique ouest.

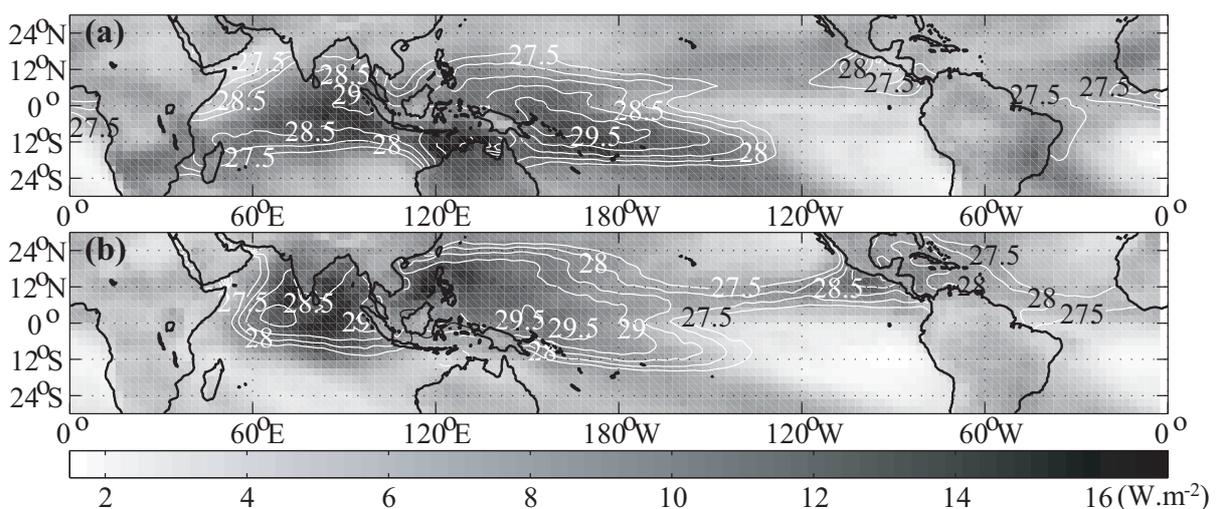


Fig. 2.2 : (a) Grisé : écart-type du champ OLR filtré en bande passante 30-60 jours ($W.m^{-2}$, cf. légende pour les niveaux de gris), période novembre-avril 1979-2005. Contours : TSM moyennes au-dessus du seuil de 27.5°C durant la même période. L'écart entre 2 isothermes successives est de 0.5°C. (b) Comme (a) mais pour la saison mai-octobre.

2.1.3 Propagation de la MJO

Comme le laissent déjà supposer les résultats de Madden & Julian (1972), **la MJO présente principalement deux modes propagatifs, largement calés sur le cycle saisonnier**. En hiver boréal elle présente ses signaux les plus énergétiques, et spatialement et temporellement les plus cohérents (Salby & Hendon 1994 ; Hendon *et al.* 1999). Une très nette **propagation vers l'est des anomalies convectives et de vent zonal** est alors observable aux basses latitudes (Hsu & Lee 2005). **En été boréal au contraire, une migration méridienne (vers le nord) des structures d'anomalies tend à devenir dominante** (Lau & Chan 1986b ; Chen & Murakami 1988 ; Gadgil 1990 ; Annamalai *et al.* 1999 ; Lawrence & Webster 2002 ; Hsu *et al.* 2004). Elle est surtout marquée sur les fuseaux Indien et ouest Pacifique, où en automne boréal une propagation secondaire vers l'ouest tend même à se dégager, depuis la Warm Pool et en direction des Philippines (Wang & Xie 1997 ; Annamalai & Slingo 2001 ; Hsu & Weng 2001 ; Wu *et al.* 2006).

A l'intérieur des amas convectifs de large échelle ("super cloud clusters", Lau *et al.* 1989), qui tendent effectivement à se propager majoritairement vers l'est (Madden & Julian 1972 ; 1994), les nuages convectifs pris individuellement ("cloud clusters") montrent a contrario une tendance très nette à se propager vers l'ouest (Nakazawa 1988).

Khalsa & Steiner (1988), puis Wang & Rui (1990) et Goulet & Duvel (2000), ont enfin remarqué que la MJO pouvait présenter régionalement des **caractéristiques stationnaires**. Hsu & Lee (2005) ont depuis repris cette idée en montrant que la propagation moyenne vers l'est de la convection, amplement décrite dans la littérature, tend en réalité à se produire par "sauts de grenouille" plutôt que de manière continue. Zhang & Hendon (1997) ne voient au contraire dans cette hypothèse de la stationnarité qu'une impression fautive donnée par l'amplification locale de la convection au sein d'une propagation vers l'est continue et très nettement dominante.

La nature des phénomènes expliquant la propagation du signal suscite toujours un débat au sein de la communauté scientifique. Différentes théories (Wang 2005), issues de modélisation numérique (Emanuel 1987 ; Neelin *et al.* 1987 ; Lau *et al.* 1989 ; Li & Wang 1994 ; Matthews & Lander 1999) ou de campagnes d'observations in situ (Krishnamurti & Subrahmanyam 1982 ; Nakazawa 1995 ; Lau & Sui 1997), ont émergé afin d'expliquer les migrations de large échelle des structures d'anomalies occasionnées par la MJO. Cependant, comme le précise Zhang (2005), aucune n'est pleinement satisfaisante et ne permet de réaliser des simulations numériques réalistes de la MJO (Slingo *et al.* 1996 ; Lin *et al.* 2006).

- **L'onde couplée.** La périodicité de 30-60 jours et la propagation vers l'est des anomalies convectives les plus marquées ont d'abord été attribuées à une onde de Kelvin atmosphérique générant des conditions d'instabilité du second ordre (théorie dite "Kelvin wave-CISK" pour "Conditions of Instability of the Second Kind", Lau & Chan 1988 ; Matthews & Lander 1999 ; Matthews 2000). Hsu & Lee (2005) décrivent même 3 ondes de Kelvin consécutives, qui permettraient de relayer le signal dans les 3 grands bassins océaniques tropicaux. La topographie et la rugosité différentielle entre océans et continents ont été invoquées pour favoriser l'émergence de ces ondes de Kelvin (avec notamment un rôle initiateur possible des hautes terres d'Afrique, Hsu & Lee 2005). La différence de durée de vie entre une MJO (30-60 jours) et une

onde de Kelvin "traditionnelle" (une quinzaine de jours) serait attribuable à un couplage avec la convection atmosphérique (Chang 1977 ; Lau & Peng 1987), qui ralentirait la propagation de la MJO dans l'hémisphère est où les anomalies convectives associées sont très prononcées. C'est le régime "humide" de la MJO, au-dessus et de part et d'autre de l'océan Indien et du Pacifique Ouest. Sur le Pacifique oriental et l'Atlantique en revanche, la vitesse propagative est très nettement supérieure, en lien probable avec des conditions moyennes plus fraîches et conformément aux calculs de Madden & Julian (1972). Elle se rapproche alors de la vitesse théorique de propagation d'une onde de Kelvin en régime "sec", c'est-à-dire sans couplage avec la convection humide. Les barrières montagneuses d'Afrique, d'Indonésie et d'Amérique pourraient également ralentir la propagation du signal vers l'est (les anomalies devant alors contourner les barrières orographiques, notamment les Andes qui en raison de leur extension méridienne et de leur altitude s'opposent à son passage sur l'Amérique Latine, Matthews 2000). Lau *et al.* (1989) parviennent enfin à expliquer la propagation individuelle des nuages vers l'ouest, au sein des amas convectifs de large échelle, par le déclenchement d'ondes de Rossby atmosphériques à hautes fréquences. La migration des amas de large échelle vers l'est, plus lente et à des fréquences plus basses, est dans leur théorie gouvernée par l'émergence d'un nouveau centre de convection dans la région de convergence précédant l'onde de Kelvin. **Fondamentalement dans cette théorie, c'est donc la dynamique atmosphérique équatoriale qui gouverne la convection, y compris en direction des latitudes subtropicales.**

- **Le quasi-équilibre.** Une théorie alternative, prenant mieux en compte les interactions entre les anomalies intrasaisonnières des flux atmosphériques et des conditions de surface / TSM (par exemple, Shinoda *et al.* 1998 ; Han *et al.* 2001 ; Hendon 2005), a été proposée par Bladé & Hartmann (1993). Plus récemment, Jones *et al.* (1998), Wang & Xie (1998), ou Kemball-Cook & Weare (2001) ont par exemple soutenu cette théorie. Elle est fondamentalement basée sur la variabilité des TSM au pas de temps intrasaisonnier (Zhang & Anderson 2003 ; Matthews 2004a). Les fluctuations du couvert nuageux au cours du cycle MJO suffisent ici à réchauffer suffisamment les TSM lors de la phase de convection supprimée (Waliser 1996), pour qu'en retour elles génèrent des conditions d'instabilité dans la masse d'air. La convection atmosphérique se développe alors, entraînant à son tour la formation d'ondes de Kelvin et de Rossby dans la troposphère équatoriale. Les écarts thermiques des SST apparaissent comme maximaux dans les régions où la couche de mélange océanique est peu épaisse (Duvet *et al.* 2004 ; Duvet & Vialard 2006). Ils sont ici la cause, et non la conséquence, des variations de couvert nuageux et d'activité convective. **Dans cette théorie, c'est donc le déclenchement de la convection qui génère des ondes atmosphériques** : le rapport de causalité est schématiquement inversé par rapport à la théorie de l'onde couplée.

- **La décharge/recharge.** Cette théorie, décrite par exemple dans Flatau *et al.* (1997), et conceptuellement plus proche du quasi-équilibre que de l'onde couplée, se base sur le temps nécessaire à recharger puis à décharger le contenu en énergie statique humide ("ESH", cf. Encart 2.1) dans les basses couches de l'atmosphère. Elle a de ce fait reçu la dénomination de théorie de la décharge/recharge ("Discharge-Recharge Theory"). Lorsque le contenu énergétique de l'atmosphère atteint un seuil critique (qui met en moyenne de 40 à 50 jours à être atteint), des

conditions d'instabilité se développent et engendrent des anomalies dans la convection profonde. La réponse dans la dynamique de l'atmosphère génère des anomalies dans les vents en surface, eux-mêmes responsables des anomalies notées dans les TSM. En particulier, des conditions surfaciques chaudes (froides) sont ainsi générées à l'est (l'ouest) des amas convectifs les plus actifs, via des fluctuations dans la force de tension de vent induite par un renforcement (ralentissement) des alizés (Woolnough *et al.* 2000). Ces anomalies thermiques expliquent la migration préférentielle des amas convectifs vers l'est (Flatau *et al.* 1997).

E2.1 L'énergie statique humide ("ESH")

3 types d'échange surviennent dans la couche limite, couche d'interface entre surface continentale et base de la convection profonde : des échanges d'énergie, de masse et de moment. Ces échanges sont contrôlés par :

- **L'albédo**, défini comme le rapport entre quantité de radiation solaire réfléchie et quantité de radiation solaire reçue par une surface. Il affecte donc la quantité d'énergie disponible en surface et dépend essentiellement de la nature, de la couleur et de l'humidité de la surface continentale.
- **La rugosité** de la surface continentale. Elle perturbe l'écoulement des flux dans la couche limite et engendre la formation de tourbillons qui facilitent le transfert de moment de l'atmosphère vers la surface et le transfert de chaleur de la surface vers l'atmosphère.
- **Les flux de chaleur sensible et latente**. Leur partition est représentée par le rapport de Bowen, rapport du flux de chaleur sensible au flux de chaleur latente.

L'ensemble de ces mécanismes a pour effet de modifier l'épaisseur, la température et l'humidité de la couche limite, et donc l'énergie potentiellement disponible pour la convection. Celle-ci peut être quantifiée par le concept d'énergie statique humide (ESH), exprimée en kJ/kg d'air sec :

$$ESH = gZ + CpT + LQ$$

où gZ est l'**énergie potentielle** (avec g l'intensité de la pesanteur et Z l'altitude en km), CpT est l'**énergie sensible** (avec Cp la chaleur spécifique de l'air à pression constante et T la température absolue de l'air en K), et LQ est l'**énergie latente** (avec L la chaleur latente de condensation de l'eau et Q l'humidité spécifique en g d'eau par kg d'air humide).

2.1.4 Interactions entre MJO et ENSO

La nature des interactions entre ENSO et MJO a par ailleurs motivé un grand nombre de publications ces dernières années. Plusieurs résultats ont en effet mené à la conclusion que ces 2 modes de variabilité ne sont statistiquement pas indépendants. La nature exacte et les effets de leurs interactions souffrent encore d'une compréhension imparfaite, imputable notamment au faible nombre d'évènements El Niño qui ont été documentés avec des jeux de données fiables et complets.

La MJO pourrait être à l'origine du déclenchement de certains épisodes El Niño (Moore & Kleeman 1999 ; Kessler & Kleeman 2000 ; Zavala-Garay *et al.* 2005), comme par exemple le "Niño du siècle" de 1982-83 (Lau & Chan 1988). Le déclenchement des évènements El Niño est en effet fréquemment associé à l'occurrence de coups de vents d'ouest ("Westerly

Wind Burst") intenses, dans l'ouest du bassin Pacifique (Picaut *et al.* 1996 ; Yu & Rienecker 1998 ; Belamari 2002 ; Maes *et al.* 2002). Ces derniers pourraient être générés par la MJO, lorsque son signal est particulièrement fort et qu'elle est dans une phase favorable (convection renforcée sur le Pacifique central et anomalies d'ouest en surface sur le Pacifique ouest : phase n°6 sur le schéma de Madden & Julien (1972), Fig. 2.1).

Pour appuyer ces analyses, Zhang & Gottschalck (2002) et Hendon *et al.* (2007) ont montré qu'une relation statistique significative existe entre une forte activité MJO durant le printemps boréal et l'état de l'ENSO durant l'automne et l'hiver suivant (soit un décalage temporel de l'ordre de 6-8 mois). Ces relations décalées sont en accord avec les observations de Batstone & Hendon (2005). Elles tendent à prouver que **des conditions chaudes dans le Pacifique oriental pourraient être initiées par la MJO au printemps précédent**, soit au moment où l'oscillation australe change de phase.

Les coups de vents d'ouest peuvent alors déclencher la formation d'ondes de Kelvin océaniques (Kessler *et al.* 1995 ; Hendon *et al.* 1998) qui permettent la propagation vers l'est de la Warm Pool (Fig. 1.7). Ces anomalies chaudes atteignent ensuite les rivages du Pérou-Chili en fin d'automne ou début d'hiver, au moment du pic hivernal des événements El Niño. Le rôle de la "barrière de sel" (Vialard & Delecluse 1998a ; b ; Cronin & McPhaden 2002) dans l'ouest du Pacifique apparaît alors comme crucial dans l'amplification des interactions océan-atmosphère au niveau de la Warm Pool lors du développement d'un événement El Niño (Belamari 2002 ; Belamari *et al.* 2003 ; Maes *et al.* 2005).

En retour, l'ENSO modifie également certaines propriétés de l'oscillation intrasaisonnière, dont son domaine d'extension spatiale (Fig. 2.3). Plusieurs travaux (Anyamba & Weare 1995 ; Fink & Speth 1997 ; Vincent *et al.* 1998 ; Kessler 2001) ont ainsi montré que le domaine sur lequel les anomalies convectives sont décelables est modulé, au pas de temps interannuel, par les conditions de surface (dont les TSM, elles-mêmes liées à l'état de l'ENSO). En année El Niño en effet, la Warm Pool se décale vers le centre du Pacifique, et l'aire d'extension longitudinale de la MJO également. Kessler (2001) a ainsi estimé l'amplitude de ce décalage vers l'est à environ 20° (Fig. 2.3) ; en particulier, la région du bassin Pacifique qui est comprise entre 150°E et la ligne de changement de date connaît une activité saisonnière marquée de manière très épisodique, qui correspond aux seuls événements chauds El Niño. Gray (1988) et Goulet & Duvel (2000) montrent par ailleurs que **la durée des oscillations tend à être plus courte en année El Niño**.

Plusieurs travaux, s'appuyant sur des expériences de modélisation et/ou sur les données de réanalyses (Slingo *et al.* 1996 ; Fink & Speth 1997 ; Slingo *et al.* 1999 ; Kessler 2001), concluent toutefois à une **indépendance statistique entre l'amplitude globale du signal MJO et les TSM tropicales** (étroitement liées à l'état de l'ENSO, cf. Fig. 1.12). Ce constat, établi à l'échelle annuelle, prévaut particulièrement pendant la saison d'été austral (Hendon *et al.* 1999). Pour le reste de l'année, Slingo *et al.* (1999) tendent même à trouver une tendance à une plus faible activité intrasaisonnière en conditions chaudes sur le bassin Pacifique ; la relation est cependant à peine significative.

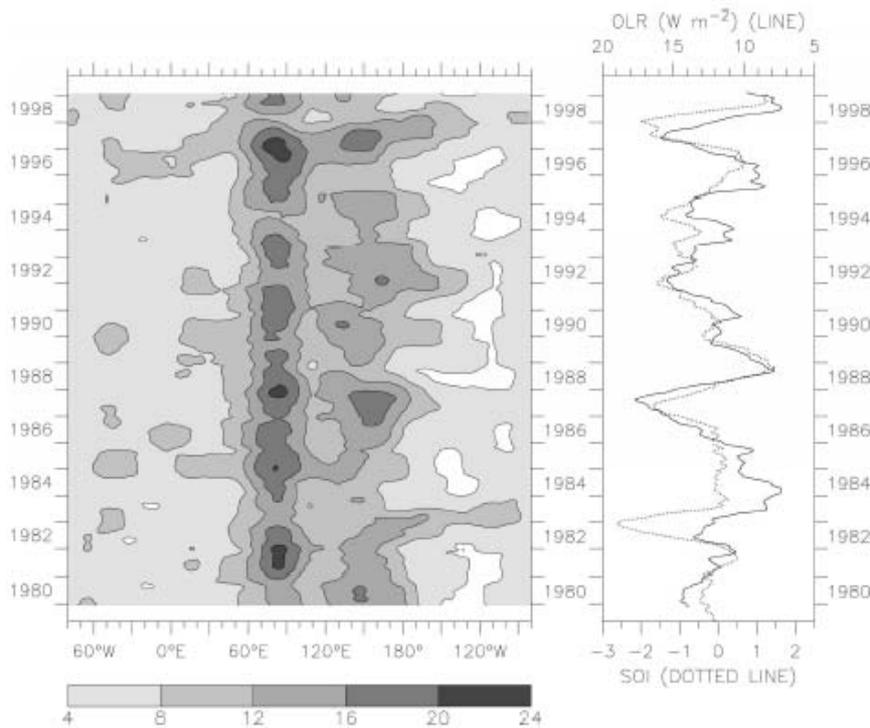


Fig. 2.3 : (Gauche) Amplitude de la racine carrée de l'OLR élevé au carré $((W.m^{-2})^2)$ puis filtré par une moyenne mobile de un an. Les valeurs ont été calculées le long de l'équateur (5°N - 5°S) sur la période 1980-1998. (Droite) Ligne continue : valeur moyenne de l'amplitude de l'OLR moyenné spatialement sur le centre du Pacifique (5°N - 5°S, 150°E - 180°E). Ligne pointillée : valeur correspondante de l'indice SOI.
Reproduit de Kessler (2001).

2.1.5 MJO et variabilité pluviométrique

La Figure 2.2 présente à l'échelle globale un contraste terre-mer assez marqué : les plus fortes valeurs d'écart-type de l'OLR filtré sont presque toujours localisées au-dessus des bassins océaniques les plus chauds. La MJO semble donc moduler plus faiblement la convection atmosphérique profonde au-dessus des terres ; la situation est particulièrement remarquable sur le Continent Maritime de l'Indonésie. Des exceptions notoires peuvent cependant être décelées, avec un signal fort pénétrant largement sur certains subcontinents.

C'est le cas de l'Inde en été boréal (Fig. 2.2b). L'OLR y apparaît fortement modulé par la MJO, au pas de temps intrasaisonnier : les fortes valeurs d'écart-type traduisent un **forçage très puissant sur la mousson d'été**, qui a été découvert par Yasunari (1979 ; 1980 ; 1981) puis documenté par Krishnamurti & Subrahmanyam (1982). Au cours du cycle intrasaisonnier, des anomalies positives (convection supprimée) et négatives (convection renforcée) d'OLR se propagent vers le nord, jusqu'aux contreforts de l'Himalaya. Schématiquement, les amas convectifs occupent 2 localisations opposées au cours du cycle intrasaisonnier : sur l'extrême sud et sur les pentes himalayennes d'une part, avec des conditions sèches sur la majeure partie de la péninsule, ou sur la péninsule elle-même d'autre part, avec des conditions sèches plus au sud et plus au nord. **La MJO est de ce fait impliquée dans la succession de phases actives et de pauses dans la mousson** (Annamalai & Slingo 2001), et est donc à l'origine d'une variabilité intrasaisonnaire marquée (Hartmann & Michelsen 1989). Le signal, très robuste temporellement et spatialement, est décelable à l'échelle du subcontinent dans son ensemble (Fig. 2.2b). Depuis, un très grand nombre de publications lui a été consacré : on peut par exemple citer Singh *et al.* (1992), Wu *et al.* (1999), Krishnamurthy & Shukla (2000), Goswami & Ajayamohan (2001), ou

encore Lawrence & Webster (2001). Goswami & Xavier (2003) et Waliser *et al.* (2003a ; 2003c) ont focalisé sur la prévisibilité de la mousson indienne à partir de la MJO.

Durant la même période de l'année, Matthews (2004b) a montré que **le mode de variabilité intrasaisonnaire le plus énergétique de la mousson ouest-africaine est au moins partiellement attribuable à la MJO**. Il s'agit de variations de large échelle, en phase sur toute la région, dans l'intensité de la convection atmosphérique. 20 jours avant le maximum convectif sur l'Afrique, la convection est anormalement faible sur la Warm Pool du Pacifique, générant en réponse une onde de Kelvin atmosphérique se propageant vers l'est et une onde de Rossby se propageant vers l'ouest. Etant donné leurs vitesses de propagation différenciées (de l'ordre de 3 fois supérieure pour une onde de Kelvin), les 2 ondes se rencontrent sur l'Afrique de l'Ouest 20 jours plus tard environ. Pour simplifier, les anomalies dans la thermodynamique de l'atmosphère induites par ces 2 ondes (anomalies froides de température dans les couches moyennes, anomalies d'ouest en basses couches en lien avec l'onde de Kelvin) ont alors pour effet d'augmenter l'épaisseur du flux de mousson et son potentiel précipitable, conduisant schématiquement à une convection atmosphérique amplifiée sur la région. Le signal est cependant beaucoup moins fort et moins robuste que sur l'Inde, et n'apparaît d'ailleurs pas sur la Figure 2.2. Des analyses plus détaillées qu'un simple calcul de l'écart-type seront menées dans la suite ce de travail pour quantifier précisément le signal MJO sur l'Afrique de l'Ouest.

Une explication possible dans sa relative faiblesse, en comparaison du fuseau indien, tient dans le caractère diffusif du signal atmosphérique, en lien avec l'éloignement de l'Afrique de l'Ouest par rapport à la région d'action principale de la MJO. Une théorie alternative, fournie par Mounier (2005), attribue cette faiblesse à une implication très partielle de la MJO, la variabilité sur l'Afrique de l'Ouest dans cette gamme de temps étant due à un mode de variabilité intrasaisonnier purement africain et temporellement calé (partiellement) sur la MJO.

En hiver boréal, les signaux continentaux les plus forts dans l'OLR filtré se trouvent localisés sur l'Australie et sur l'Afrique Australe (Fig. 2.2). D'autres signaux en partie continentaux peuvent être trouvés sur la côte est du Brésil et sur le Sahara occidental.

La variabilité intrasaisonnaire sur l'Amérique du Sud a notamment été discutée dans Liebmann *et al.* (1999), Paegle *et al.* (2000), et plus récemment par Carvalho *et al.* (2004) et Mo & Paegle (2005). Elle consiste principalement en une **modulation de la convection atmosphérique, au pas de temps caractéristique de la MJO, au sein de la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud** ("South-Atlantic Convergence Zone"). La variabilité intrasaisonnaire de son homologue du bassin Pacifique (la "South-Pacific Convergence Zone", qui apparaît également sur la Figure 2.2), a quant à elle été documentée par Matthews *et al.* (1996).

Les signaux africains ont été relativement peu étudiés à cette gamme de fréquences, et une revue des principales publications parues à ce sujet sur la région a été proposée en section 1.2.2. Ils seront en outre analysés et commentés dans le chapitre 4 de ce mémoire. Notons toutefois que le signal saharien semble couplé avec la dynamique au-dessus du bassin Atlantique tropical. Foltz & McPhaden (2004) ont discuté de la variabilité dans la gamme de temps 30-70 jours sur cette région. Ils ont conclu à des signaux cohérents, caractérisés par une saisonnalité marquée, et dont le pic d'activité est centré sur l'hiver et le printemps boréal (en accord avec la Figure 2.2).

Les signaux sur l'Australie enfin, dénotent une modulation significative de la mousson d'été par la MJO ; elle a été discutée dans Hendon & Liebmann (1990a ; 1990b), Hendon *et al.* (1999), ou encore Wheeler & McBride (2005). La MJO est en particulier impliquée dans la distribution temporelle des cumuls pluviométriques au cours de la saison pluvieuse de mousson, surtout le long de la côte nord du pays. Elle gouverne en partie la probabilité d'occurrences d'évènements pluviométriques extrêmes (Wheeler & Hendon 2004), ainsi que la date d'onset de la saison pluvieuse (Hung & Yanai 2004).

En plus de ces régions concentrant les signaux les plus marqués (spatialement et temporellement) au pas de temps intrasaisonnier, et qui ont pour cette raison reçu une attention toute particulière, de nombreuses parties du monde tropical et extratropical sont également soumises à l'action de la MJO. Hendon (2003) et Matthews & Li (2005) ont mis en évidence des signaux pluviométriques sur l'Indonésie, ce qui ne semble pas surprenant vu sa position géographique centrale par rapport à l'activité MJO. Barlow *et al.* (2005) ont mis en valeur le rôle du cycle intrasaisonnier dans la pluviométrie journalière du sud-ouest asiatique (Iran, Afghanistan et Pakistan) durant la saison d'hiver boréal, soit à une distance relativement considérable des centres d'action de la MJO à cette période de l'année (Fig. 2.2). Des liens ont également été trouvés avec les précipitations d'été (Mo 2000) et d'hiver (Whitaker & Weickmann 2001) en Amérique du Nord, et d'été en Amérique Centrale (Barlow & Salstein 2006).

Plus récemment, Donald (2004) et Donald *et al.* (2006) ont montré le **caractère global du phénomène, et de ses implications dans la pluviométrie et dans le champ de pression atmosphérique en surface**. En comparant les données d'observations à des séries aléatoires générées par un procédé de Markov, ils ont dégagé des anomalies significatives dans la plupart des relevés quotidiens de pluviomètres localisés dans les régions tropicales, mais également dans les régions des moyennes et hautes latitudes. Le champ de pression au niveau de la mer, dérivé des réanalyses du NCEP-NCAR, présente également des fluctuations intrasaisonniers significatives sur l'ensemble du globe. Jones *et al.* (2004b) confirment d'ailleurs ces résultats, en s'appuyant sur les jeux de données OLR et GPCP. Ils détectent un calage très net entre les occurrences d'évènements pluviométriques extrêmes et les phases de la MJO qui favorisent des conditions d'instabilité atmosphérique, dans la quasi-totalité des régions du monde.

En regard de cet état des connaissances, les questions qui seront soulevées dans ce présent travail sont donc :

- Quelle est l'**amplitude des fluctuations intrasaisonniers sur l'Afrique**, et sur quelles régions sont-elles les plus fortes ?
- Comment **caractériser le signal sur l'Afrique en regard de l'activité MJO** : s'agit-il d'une réponse "directe" correspondant à la migration planétaire de l'onde, ou d'une réponse locale ("indirecte") à la mise en place de phénomènes convectifs localisés sur le bassin Indien ?
- Les valeurs d'OLR sont-elles les plus pertinentes pour décrire les impacts potentiels de la MJO sur le champ de pluie ? Une comparaison avec des relevés de pluviomètres est alors nécessaire.

La méthodologie statistique d'extraction de la MJO sera alors un aspect fondamental pour répondre à ces questions : elle est présentée dans la section 2.2.

2.2 Extraction de la MJO par ACP

2.2.1 Les indices MJO du BMRC

Wheeler & Hendon (2004) ont développé des indices MJO journaliers, mis à disposition de la communauté scientifique et tenus à jour en temps réel sur le site web du Bureau of Meteorology Research Centre (BMRC) à l'URL suivante :

<http://www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/matw/maproom/RMM/>

En raison de la période couverte, de leur facilité d'emploi et de leur utilisation généralisée dans diverses publications récentes (Barlow *et al.* 2005 ; Wheeler & McBride 2005 ; Donald *et al.* 2006 ; McPhaden *et al.* 2006 ; Hendon *et al.* 2007), une partie des analyses présentées dans ce mémoire aura recours à ce jeu de données pour extraire le cycle intrasaisonnier. Cette section a pour principaux objectifs (i) de présenter succinctement les indices eux-mêmes, (ii) d'illustrer l'utilisation qui peut en être faite dans le cadre d'études de climatologie diagnostique.

Une méthode simple et concise d'extraire un mode de variabilité consiste à appliquer une analyse en composantes principales sur des champs répondant fortement au mode en question (Knutson & Weickmann 1987). Dans le cas de la MJO, Madden & Julian (1972 ; 1994) ont montré que le vent zonal à 850hPa (U850) et à 200hPa (U200), ainsi que l'intensité de la convection atmosphérique (et donc l'OLR), présentaient des fluctuations significatives et très énergétiques au cours du cycle intrasaisonnier (cf. Fig. 2.1).

Afin d'extraire le signal atmosphérique associé à la MJO, Wheeler & Hendon (2004) ont donc appliqué une ACP sur la combinaison multivariée de ces champs normalisés, après retrait du cycle annuel et de la variabilité interannuelle des champs d'entrée, et moyennés le long de l'équateur (entre 15°S et 15°N) sur l'ensemble de la ceinture équatoriale. Le cycle annuel des champs d'entrée est calculé sur la période 1979-2001 par décomposition en harmonique, puis ôté par soustraction des 3 premières harmoniques. L'incidence de l'ENSO est décrite par régression linéaire avec la première CP pivotée calculée sur la champ de TSM sur le bassin Pacifique, telle que décrite dans Drosowsky & Chambers (2001). Une telle étape est nécessaire car les anomalies convectives resp. associées à El Niño et La Niña présentent une ressemblance spatiale avec les phases de la MJO durant lesquelles la convection est localisée au-dessus de la ligne de changement de date (du Continent Maritime). Ces configurations trouvées au pas de temps interannuel interféreraient alors avec la propagation des signaux au pas de temps intrasaisonnier (Lo & Hendon 2000).

L'actualisation des indices pour une utilisation en temps réel est permise par projection des champs journaliers (non filtrés) dans les composantes principales multivariées. Ce processus de projection suffit à filtrer les signaux en basse fréquence tout en évitant l'utilisation de filtres habituels, qui engendrent nécessairement des effets de bord, ce qui autorise une mise à jour des indices à échéance J+1.

Les 2 premières composantes principales forment les indices utilisables pour extraire le cycle intrasaisonnier, et ont été dénommées "Real-time Multivariate MJO" (RMM) 1 et 2.

Elles se présentent comme une paire présentant des propriétés similaires, et significativement détachée des CP suivantes selon le critère de North *et al.* (1982). Elles expliquent à elles deux 25.0% de la variance totale de la combinaison des 3 champs d'entrée (Fig. 2.4) et varient principalement au pas de temps de la gamme 30-60 jours, caractéristique de la MJO (Fig. 2.5).

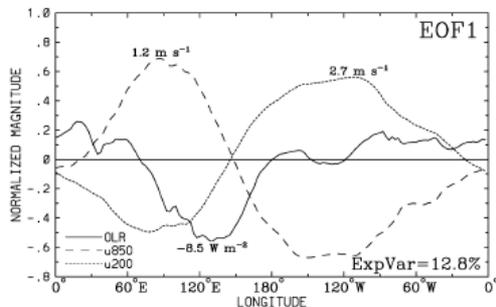


Fig. 2.4 : Structures spatiales des deux premières CP des champs combinés U850, U200 et OLR, tels que décrits dans la section 2.2.1.

Reproduit de Wheeler & Hendon (2004).

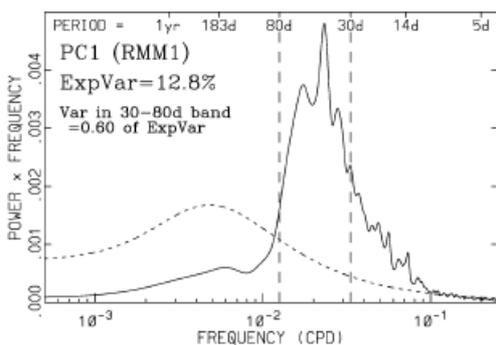
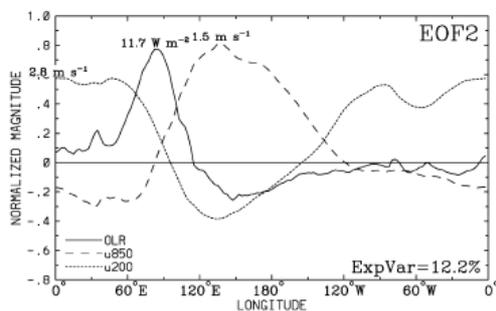
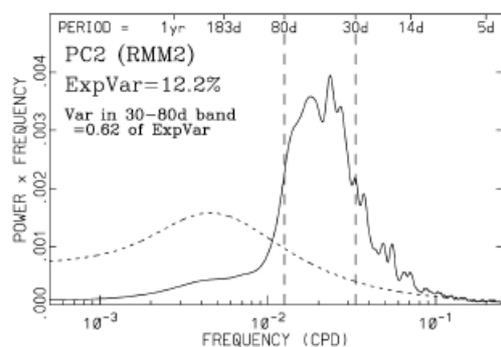


Fig. 2.5 : Analyse en spectre de puissance de RMM1 et RMM2, calculée sur la période 1974-2003. La surface sous les courbes de puissance est égale à la variance, pour chaque fréquence du spectre. La superficie totale sous chaque courbe de puissance égale la part de variance totale expliquée par la CP correspondante. La fraction de variance expliquée dans la gamme de fréquence 30-80 jours est indiquée sur les figures. Les courbes pointillées indiquent le seuil de significativité à 95% calculé selon un procédé de bruit rouge qui prend en compte l'autocorrélation de rang 1 des séries.

Reproduit de Wheeler & Hendon (2004).



Spatialement, RMM1 décrit la configuration selon laquelle la MJO produit une convection renforcée sur le Continent Maritime (anomalies négatives d'OLR) avec des anomalies de basses (hautes) couches d'ouest (d'est) sur le bassin Indien et d'est (d'ouest) sur le Pacifique. RMM2 montre une situation de convection renforcée sur le Pacifique, avec des anomalies de vent décalées aussi en direction de l'est par rapport à RMM1.

Une analyse crosspectrale (Fig. 2.6) révèle que *RMM1* et *RMM2* sont très significativement associées l'une à l'autre, essentiellement dans la gamme des fréquences intrasaisonniers. La relation de phase entre les 2 CP étant d'environ 90° entre 30 et 80 jours (Fig. 2.6, partie haute du graphique), *RMM1* précède *RMM2* d'un quart de cycle. Cette relation est confirmée par les corrélations linéaires avec décalage temporel présentées sur la Figure 2.7.

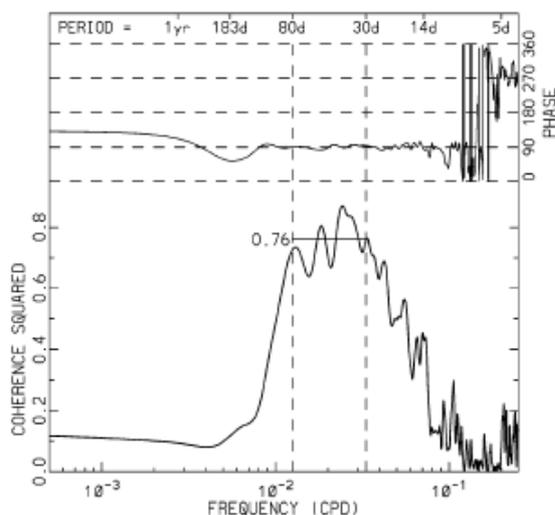


Fig. 2.6 : Cohérence carrée et phase entre *RMM1* et *RMM2*. Le niveau de significativité pour l'hypothèse nulle de non association entre les CP est de 0.23 au seuil de confiance de 99.9%. La cohérence carrée moyenne dans la gamme de fréquence 30-80 jours est indiquée. Pour la phase, une relation de 90° signifie que *RMM1* précède *RMM2* d'un quart de cycle. Reproduit de Wheeler & Hendon (2004).

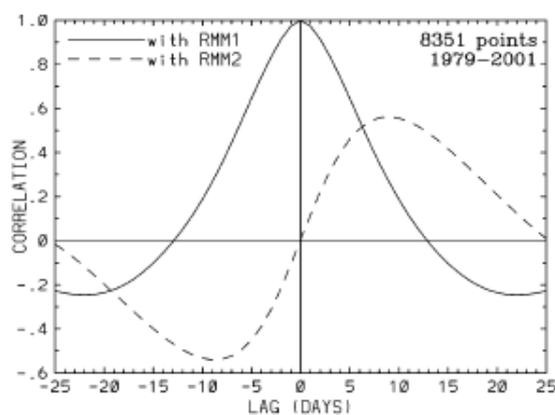


Fig. 2.7 : Corrélation décalée de *RMM1* avec elle-même (trait plein), et avec *RMM2* (pointillé) pour toutes les saisons. Période d'étude : 1979-2001. Reproduit de Wheeler & Hendon (2004).

Ces analyses des relations décalées entre *RMM1* et *RMM2* permettent d'assurer qu'elles sont en relation de quadrature. Par conséquent, il est mathématiquement possible (Matthews 2000) de définir l'état de la MJO, pour tout individu (jour) de la série temporelle t analysée, comme un point Z dans le plan factoriel formé par le repère cartésien ($RMM1$, $RMM2$) :

$$Z(t) = [RMM1(t), RMM2(t)]$$

Dans cet espace à 2 dimensions, la **paire d'indices (*RMM1*, *RMM2*) décrit une propagation moyenne du signal extrait**. Etant donné la gamme de périodes pour laquelle les 2 CP sont les plus étroitement associées l'une à l'autre (Fig. 2.4), il est possible de conclure que **la cyclicité du signal propagatif ainsi identifié est principalement centrée sur la gamme de périodes 30-60 jours**. Ces propriétés sont très ressemblantes de la signature typique des anomalies atmosphériques associées à la MJO (cf. Fig. 2.1).

Une telle représentation de la MJO dans le plan ($RMM1$, $RMM2$) est fournie par la Figure 2.8, pour tous les jours de la période DJF 1974-2003. Les jours consécutifs ont été reliés par une ligne. La plupart des séquences de jours forment des pseudo cercles qui s'enroulent dans le sens antihoraire autour de l'origine (cf. flèches), traduisant une propagation majoritaire de la MJO vers l'est. Les cercles de grand diamètre dénotent des cycles intrasaisonniers forts, tandis que les points situés près de l'origine O (dans le cercle intérieur) présentent une distribution plus aléatoire lors des périodes de faible activité MJO.

La localisation approximative des amas convectifs les plus actifs a également été indiquée pour les différents quarts du cycle. Ces localisations, couplées à la rotation antihoraire, indiquent une **tendance pour les anomalies (convectives et de vent) à migrer depuis le bassin Indien en direction du Continent Maritime d'Indonésie, puis à rejoindre le bassin Pacifique ouest** avant de poursuivre leur course dans l'hémisphère ouest pour se retrouver à nouveau sur l'Afrique et le bassin Indien.

Un évènement MJO typique peut donc être schématisé comme un cercle dans le repère cartésien ($RMM1$, $RMM2$), débutant en phase 2 (sur l'océan Indien) avant de boucler un circuit quasi-planétaire vers l'est (rotation antihoraire). Cette représentation de la MJO, simple et relativement efficace, est en fait une amélioration de la méthodologie présentée dans Knutson & Weickmann (1987) ; elle a déjà été utilisée avec succès dans différentes études de l'oscillation intrasaisonnière (par exemple, Lo & Hendon (2000), Matthews (2000) ou Hsu & Lee (2005)). Elle apparaît très cohérente avec celle qu'en ont proposé Madden et Julian (1972, Fig. 2.1).

A des fins d'utilisation opérationnelle, Maharaj & Wheeler (2005) ont en outre examiné la prévisibilité du signal MJO en temps réel, à partir de ces indices, à l'échéance J+15.

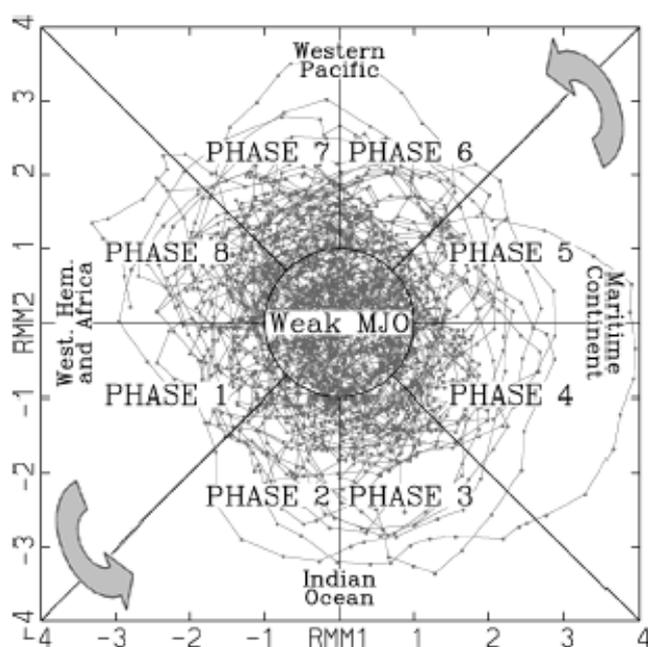


Fig. 2.8 : Coordonnées dans le plan factoriel ($RMM1$, $RMM2$) pour tous les jours de la période DJF 1974-2003. 8 phases du cycle MJO ont été indiquées, ainsi que le positionnement des points durant les périodes de faible activité intrasaisonnière. La localisation approximative des amas convectifs de la MJO a également été indiquée (par exemple, sur l'océan Indien pour les phases 2 et 3). La rotation préférentielle des séquences de jours est indiquée par les flèches grises. *Adapté de Wheeler & Hendon (2004).*

2.2.2 Analyses composites de la MJO

Les coordonnées cartésiennes dans le plan factoriel ($RMM1$, $RMM2$) peuvent être transformées en coordonnées polaires afin de mieux rendre compte de la nature pseudo-

cyclique du signal MJO (Matthews 2000). Une amplitude A et une phase α peuvent être définies, où A est la longueur du vecteur $[\mathbf{OZ}]$ et α l'angle entre $RMM1$ et le vecteur $[\mathbf{OZ}]$:

$$A(t) = \sqrt{RMM1^2(t) + RMM2^2(t)}$$

$$\alpha(t) = \tan^{-1}\left(\frac{RMM2(t)}{RMM1(t)}\right)$$

avec $0 \leq \alpha \leq 2\pi$ rad.

La problématique de ce travail n'impliquant pas une utilisation en temps réel des indices MJO (sauf indication contraire), les 2 composantes principales $RMM1$ et $RMM2$ ont été filtrées sur la bande passante 20-75 jours par un filtre de Butterworth. L'efficacité d'un tel procédé de filtrage a notamment été discutée dans Fink & Speth (1997). Cette opération a permis de réduire le bruit haute fréquence, toujours présent dans les champs bruts de Wheeler & Hendon (2004), et dont le lien physique avec la seule oscillation intrasaisonnière peut sembler discutable.

La propagation vers l'est de la MJO se manifeste alors par une augmentation de la valeur de α au cours du temps, A traduisant l'amplitude (l'intensité) du signal MJO. Une telle représentation polaire est illustrée par la Figure 2.9b, où sont reportées les 8 phases identifiées par Wheeler & Hendon (Fig. 2.8). La Figure 2.9c documente quant à elle la valeur moyenne de l'amplitude A au cours du cycle annuel. Un pic d'amplitude MJO est trouvé au printemps boréal (essentiellement de mars à mai), soit à une période de l'année qui diffère légèrement de celle trouvée par Salby & Hendon (1994), centrée sur le trimestre janvier-mars. C'est au cours de l'été boréal (juin-septembre) que le signal intrasaisonnier est statistiquement le plus faible (Fig. 2.9c). La définition des indices MJO, basés sur des champs moyennés le long de l'équateur, pourrait expliquer que les saisons d'équinoxe (durant lesquelles la ZCIT et l'activité MJO sont proches de l'équateur) soient mieux décrites que les saisons de solstice, qui présentent au contraire de fortes asymétries trans-équatoriales. En raison de ces biais possibles dans le calcul des indices MJO, d'autres méthodologies d'extraction des signaux intrasaisonniers seront également utilisées dans ce travail.

L'intérêt principal d'une représentation en coordonnées polaires de la MJO tient cependant dans sa très grande simplicité, mais aussi dans le fait que **chaque évènement intrasaisonnier se trouve ramené à une durée "angulaire" constante de 2π rad.** La non stationnarité de la période temporelle, fluctuant entre 30 et 60 jours et responsable de problèmes de déphasage des signaux lors de l'étude conjointe de plusieurs cycles MJO, se trouve ainsi gommée par cette approche. Pour cette raison, qui facilite grandement le calcul en analyses composites (cf. Encart 1.4), **l'approche polaire de la MJO sera conservée pour la suite de ce travail.**

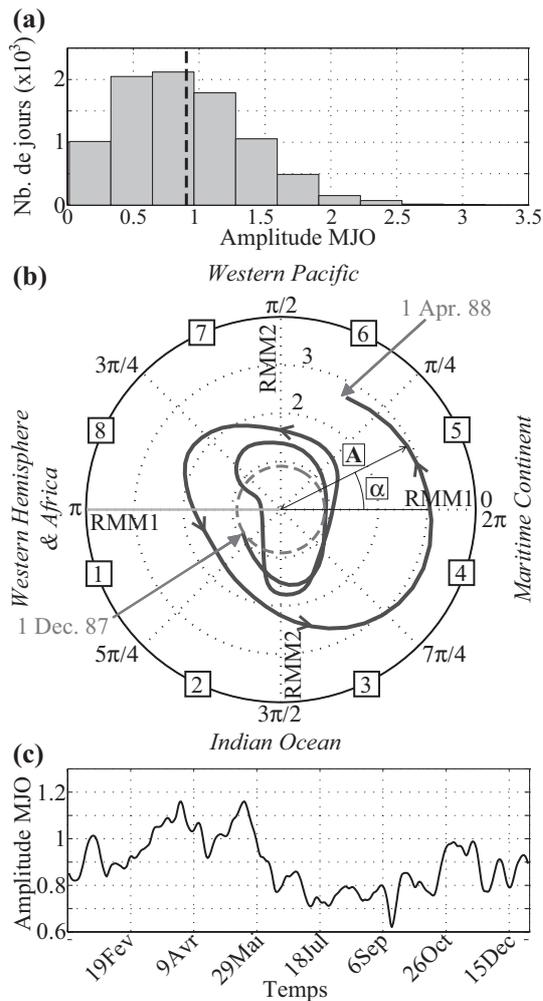


Fig. 2.9 : (a) Histogramme de l'amplitude A du signal MJO pour tous les jours de la période 1974-2005. L'amplitude médiane est indiquée par un trait pointillé vertical.

(b) Représentation polaire (A, α) de la MJO, pour la période du 1^{er} Décembre 1987 au 1^{er} Avril 1988. Cette période (2.5 événements MJO environ) est caractérisée par une forte activité intrasaisonnière (Matthews 2000). L'équivalence avec les phases de Wheeler & Hendon (2004), le sens de rotation antihoraire et la localisation approximative des maxima convectifs le long de l'équateur ont été indiquées sur le graphique. Le cercle intérieur délimitant le seuil de faible activité MJO a été indiqué : la valeur limite correspond à la valeur médiane trouvée sur l'histogramme de la Figure 2.9a.

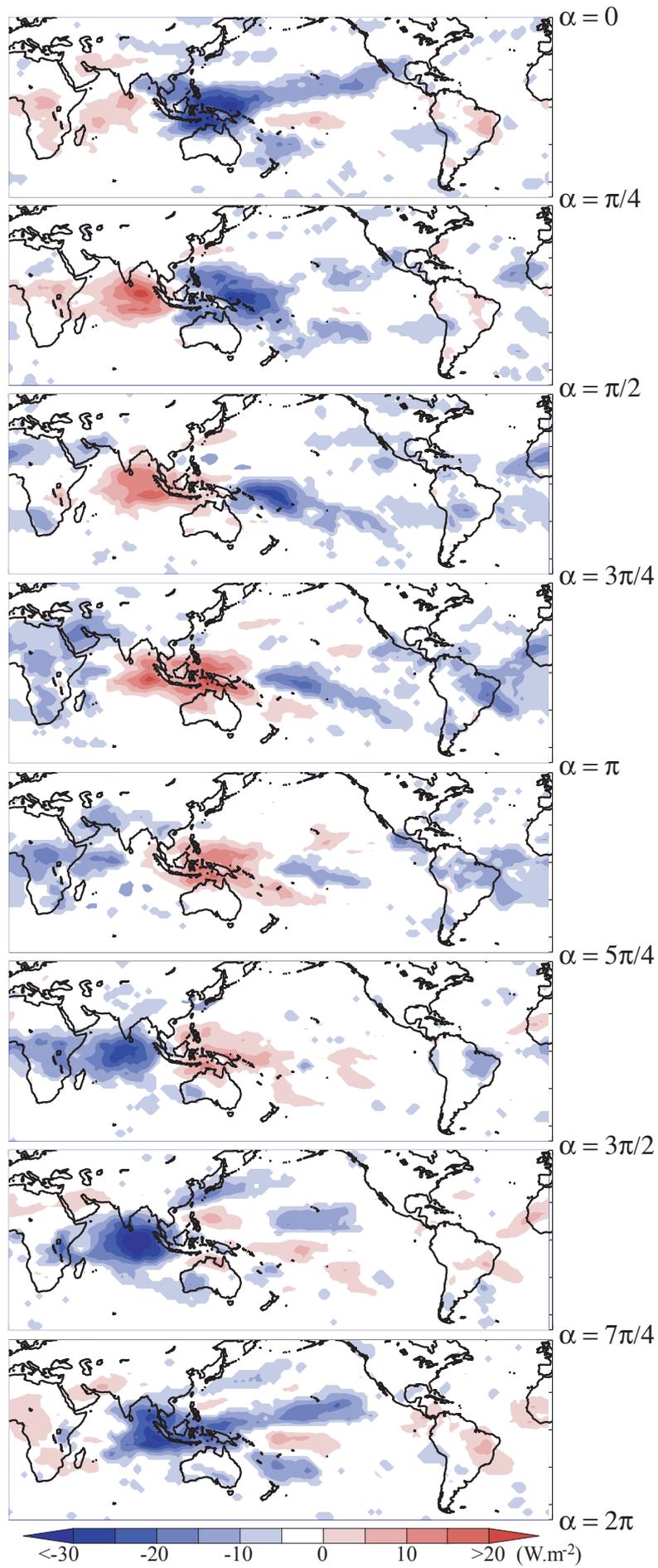
(c) Cycle annuel de l'amplitude A du signal MJO, moyenné sur tous les jours de la période 1974-2005.

Les critères utilisés pour isoler les jours qui entreront dans les phases du cycle présentées ici sont donc les suivants :

- $A \geq 0.9$: permet d'extraire les seules périodes d'amplitude MJO modérée à forte. A ce stade, 50% de l'échantillon est conservé, la valeur seuil d'amplitude reposant sur la médiane (Fig. 2.9a) par souci d'objectivité.
- $0 \leq \alpha \leq \pi/4, \pi/4 \leq \alpha \leq \pi/2, \dots, 7\pi/4 \leq \alpha \leq 2\pi$: permet d'isoler des huitièmes de cycle, d'amplitude angulaire constante $\Delta\pi/4$. Le nombre de jours inclus dans un tel intervalle angulaire dépend de la durée de l'évènement MJO considéré. On peut établir que pour un cycle de durée moyenne (40-48 jours), un huitième de cycle correspond à 5-6 jours. Pour un cycle long (resp. court), de l'ordre de 56 jours (resp. 32 jours), un huitième de cycle correspond en moyenne à 7 jours (resp. 4 jours).

Une **illustration** de l'utilisation des analyses composites (et du cycle intrasaisonnier) est fournie par les Figures 2.10 et 2.11, qui présentent les anomalies du champ brut (non filtré) d'OLR, après retrait du cycle annuel, resp. pour la saison d'hiver et d'été boréal.

Fig. 2.10 (page suivante) : Anomalies d'OLR ($W.m^{-2}$) après retrait du cycle annuel, pour les 8 phases du cycle MJO montrées sur la Figure 2.7, et pour tous les jours d'amplitude MJO modérée à forte de la période novembre-avril 1979-2005. Les zones qui apparaissent en bleu (en rouge) montrent des anomalies significativement inférieures (supérieures) à la moyenne selon un test de Student au seuil de 95%.



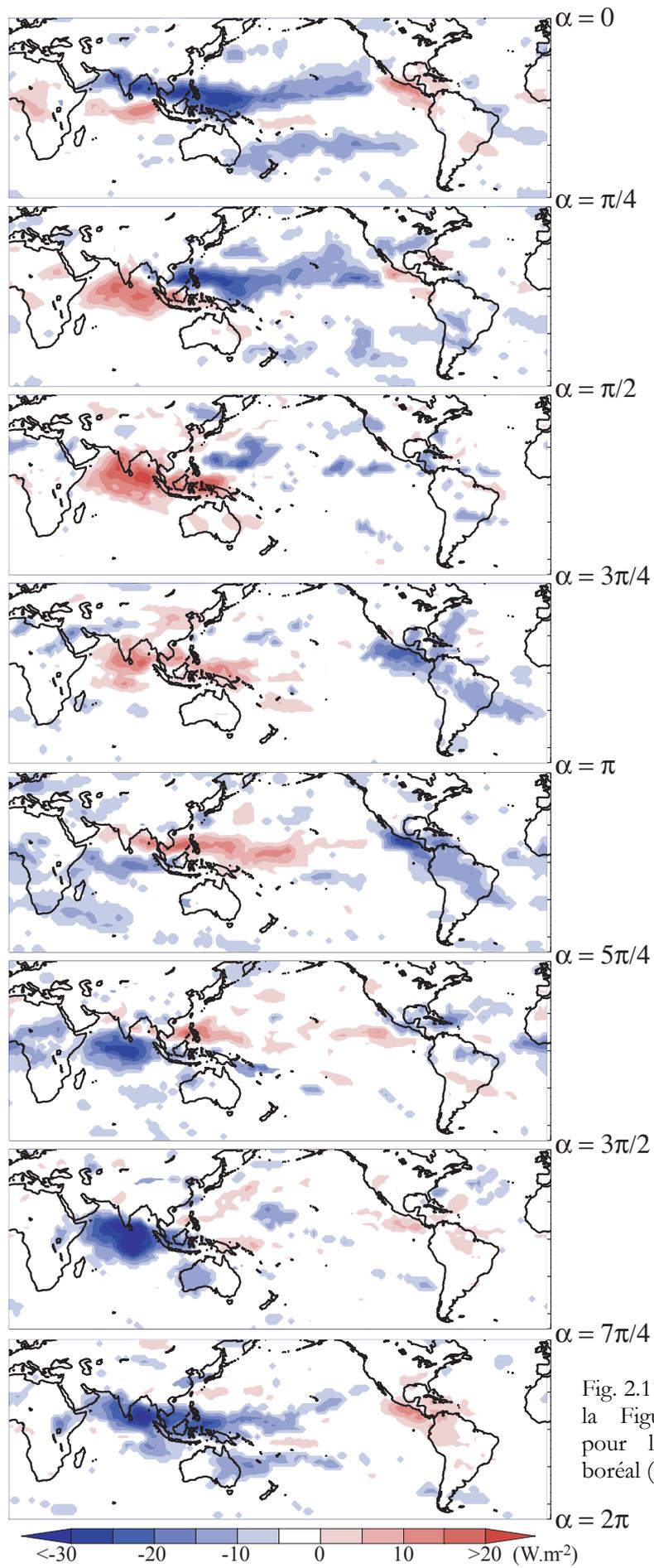


Fig. 2.11 : Comme pour la Figure 2.10 mais pour la saison d'été boréal (mai-octobre).

En hiver boréal (Fig. 2.10), **une propagation vers l'est des anomalies convectives** (en bleu : convection renforcée, en rouge : convection supprimée) **de large échelle apparaît assez nettement, de l'océan Indien jusqu'au bassin Pacifique central**. Un événement MJO commence typiquement à la phase π , soit avec des anomalies de convection renforcée sur l'ouest du bassin Indien. Durant les phases suivantes les anomalies se renforcent et tendent à se décaler vers le centre puis vers l'est du bassin, jusqu'à atteindre le Continent Maritime vers $2\pi / 0$. Alors que les amas convectifs migrent graduellement vers le bassin ouest Pacifique, des anomalies positives d'OLR (convection supprimée) se développent sur le bassin Indien, formant ainsi le "dipôle" convectif zonal associé à la MJO le long de l'équateur (phases 0 à $\pi/2$). Les anomalies convectives poursuivent ensuite leur route sur le Pacifique central, avant de boucler leur circuit jusqu'à la phase π . Ces mouvements de large échelle correspondent à la rotation antihoraire déjà notée sur les Figures 2.8 et 2.9. Ils sont également très proches des configurations propagatives moyennes décrites dans la littérature (par exemple, Knutson & Weickmann 1987 ; Madden & Julian 1994 ; Matthews 2000 ; Wheeler & Hendon 2004 ; Zhang 2005).

En saison d'été (Fig. 2.11), les **"super clusters" d'anomalies convectives tendent à s'organiser en larges bandes presque zonales**, et localisées majoritairement dans l'hémisphère boréal. **Sur les fuseaux Indien et Pacifique ouest ils tendent à se propager vers le nord, et secondairement vers l'est**, faisant de ce fait alterner phases actives et pauses dans les systèmes de mousson en Inde et en Asie du sud-est. A cette période de l'année les anomalies sont également discernables et significatives sur le fuseau américain. Ces champs d'anomalies correspondent une nouvelle fois à la description traditionnelle de la "MJO d'été" (Lawrence & Webster 2002 ; Hsu *et al.* 2004 ; Wheeler & Hendon 2004 ; Wu *et al.* 2006).

En saison d'été comme en hiver boréal, **des anomalies significatives sont trouvées sur l'Afrique, à des latitudes préférentielles localisées essentiellement dans l'hémisphère en été**. A l'échelle du continent dans son ensemble, la MJO semble donc responsable de l'alternance, tous les 30 à 60 jours en moyenne, d'épisodes de convection amplifiée et supprimée. Il faut cependant rappeler que l'amplitude de ces fluctuations reste sensiblement inférieure à celles enregistrées sur les bassins Indien et Pacifique -ce qui explique qu'elles aient été longtemps négligées jusqu'ici.

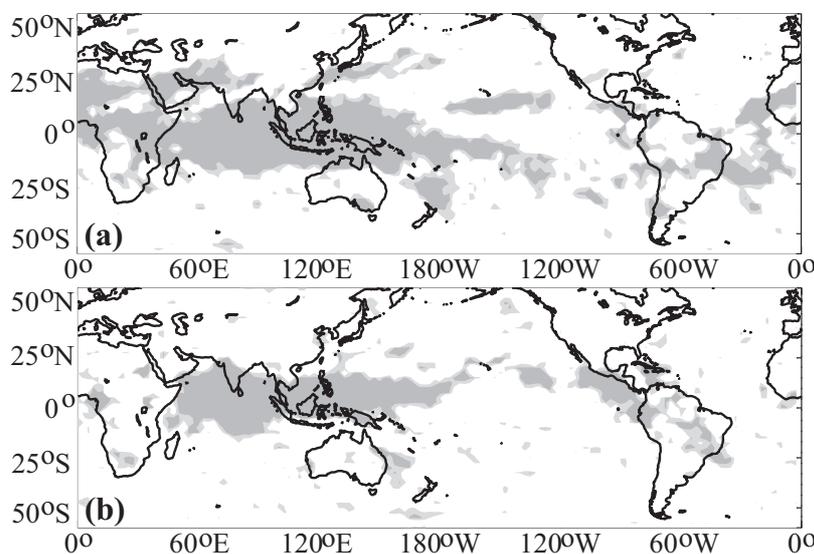


Fig. 2.12 : (a) Analyse de variance entre les phases MJO (identiques à la Figure 2.9) et les anomalies d'OLR après retrait du cycle annuel, calculée sur tous les jours d'amplitude MJO modérée à forte ($A \geq 0.9$) de la période novembre-avril 1979-2005. Les aires apparaissant en gris clair (resp. gris foncé) dénotent une discrimination des valeurs quotidiennes d'OLR par les phases MJO significative au seuil de 95% (resp. 99%) selon le test de Fisher-Snedecor. (b) Comme pour (a) mais pour la saison mai-octobre.

E2.2 L'analyse de variance ("anova")

L'analyse de variance ("anova" pour analysis of variance) est une procédure classique en statistique (cf. Lebart *et al.* 1982 ; Von Storch & Zwiers 1999) visant à déterminer s'il existe un effet catégoriel sur une variable quantitative. Autrement dit, peut-on rejeter l'hypothèse de l'espérance mathématique égale pour tous les échantillons, quelle que soit leur catégorie liée à un caractère ou à un traitement ?
La quantité

$$F = \frac{\frac{\text{variance intercatégorie}}{N-1}}{\frac{\text{variance intracatégorie}}{N(n-1)}}$$

où N est le nombre de catégories et n le nombre d'observations dans chaque catégorie est utilisé pour décider si l'hypothèse nulle H_0 –égale espérance pour toutes les catégories, malgré les traitements– doit être acceptée ou rejetée. On montre qu'elle suit la statistique de Fischer avec $N-1$ et $N(n-1)$ degrés de liberté.

Afin de tester la significativité de la modulation intrasaisonnière de la convection atmosphérique par la MJO, la Figure 2.12 présente les résultats d'une analyse de variance ("anova", cf. Encart 2.2) croisant les anomalies de l'OLR pour chaque point de grille, après retrait du cycle annuel mais toujours sans aucun filtrage, avec les huitièmes de cycle MJO (tels que décrits sur la Figure 2.9). L'agglomération de l'OLR journalier en moyennes pentadaires a été préalablement réalisée afin de le rendre comparable avec les jeux de données CMAP ou GPCP (Fig. 2.13). Dans les régions atteignant le seuil de significativité, la variance intra-phase (i.e. interne à chaque huitième de cycle) est significativement moindre que la variance inter-phase (i.e. entre les différents huitièmes de cycle) au seuil d'erreur fixé, traduisant le poids majeur de la MJO dans les fluctuations locales des valeurs de l'OLR.

La significativité aux seuils de 95% et de 99% est atteinte dans la majorité des fuseaux de la ceinture intertropicale, traduisant un **forçage équatorial quasi-global de la convection atmosphérique par la MJO**, durant les 2 semestres opposés du cycle annuel. En particulier, les bassins "chauds" Indien et ouest Pacifique apparaissent comme presque entièrement soumis à l'action du cycle intrasaisonnier entre les tropiques. Le constat prévaut également pour une bonne partie des continents bordiers de ces océans (Asie du SW, Continent Maritime, Amérique Centrale et cuvette amazonienne, Inde en été boréal et nord de l'Australie en été austral, ainsi que la quasi-totalité de l'Afrique en hiver boréal). Les limites latitudinales de l'aire d'influence de la MJO semblent généralement calées sur 25° à 30°. La ressemblance des configurations spatiales obtenues avec le champ moyen de TSM de la saison correspondante (Fig. 1.7) peut par ailleurs être notée.

La même analyse portant sur le champ pluviométrique pentadaire, dérivé des données CMAP (Fig. 2.13) montre une aire d'influence de la MJO légèrement plus limitée spatialement. Le fichier GPCP conduit à des résultats rigoureusement similaires (non montré). Statistiquement, la MJO ne semble influencer sur les cumuls pluviométriques que sur les océans et archipels tropicaux, été comme hiver. Quelques exceptions (l'Afrique équatoriale, le nord de l'Australie et le Nordeste brésilien en hiver boréal, le subcontinent Indien et l'isthme de Panama en été, et le Continent Maritime toute l'année) sont également remarquables. Cette vision des effets de la MJO sur la

variabilité pluviométrique tropicale donne une image plus pessimiste que celle décrite par les différentes études ayant porté sur la question (cf. section 2.1.5). En particulier, le rôle des oscillations intrasaisonniers sur les systèmes de moussons africaine (Matthews 2004b) et australienne (Hendon & Liebmann 1990a ; b) semblent minimisés, de même que leur influence au-delà des très basses latitudes (pourtant bien montré récemment dans Donald *et al.* 2006).

De ces légers désaccords entre la littérature et les observations, il est permis d'envisager que la retranscription des anomalies pluviométriques intrasaisonniers engendrées par la MJO soit imparfaite dans les 2 fichiers d'estimations pluviométriques CMAP et GPCP. Pour lever ces doutes et biais possibles, l'étude des précipitations africaines (chapitre 4) se fera préférentiellement à partir de données issues de pluviomètres. Leur couverture spatiale imparfaite et la difficulté pour obtenir des données fiables et récentes vont cependant contraindre à baser une partie des analyses sur une comparaison des fichiers GPCP et CMAP à l'échelle de l'Afrique subsaharienne, en dépit des imperfections et des biais possibles de ces jeux de données.

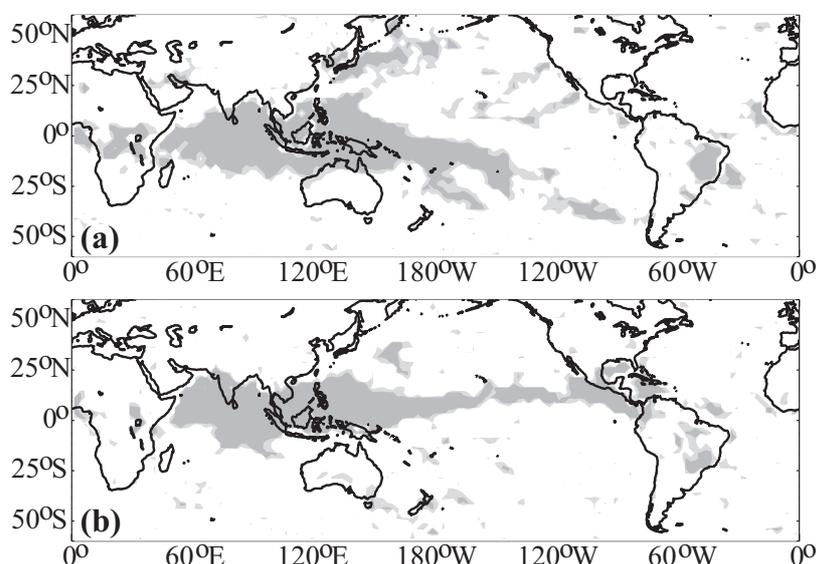


Fig. 2.13 : Comme pour la Figure 2.12 mais entre les phases MJO et le champ pluviométrique CMAP, (a) pour la période novembre-avril 1979-2005, (b) pour la saison mai-octobre.

Une représentation concise des anomalies atmosphériques associées à la MJO (et de leur caractère propagatif) est permise par des diagrammes de Hovmöller calculée le long de l'équateur. Ce type de graphiques croise la dimension spatiale (les longitudes) en abscisse et la dimension temporelle (les phases MJO) en ordonnée.

La Figure 2.14 illustre ainsi les anomalies dans le vent zonal de haute et de basse couche au cours du cycle intrasaisonnier. Il apparaît que **la MJO est responsable d'une modulation très significative de la dynamique atmosphérique, dans les hautes comme dans les basses couches de la troposphère tropicale**. Les anomalies d'est et d'ouest alternent en particulier au cours du cycle intrasaisonnier, et connaissent en moyenne une très nette propagation vers l'est. Le signal se retrouve statistiquement à **toutes les longitudes du globe**, mais les signaux les plus énergétiques restent toutefois localisés sur les bassins Indien et Pacifique ouest (entre 50°E et 180°E).

L'inversion de signe des anomalies entre les hautes et les basses couches correspond aux constats initiaux de Madden et Julian (1972 ; 1994). Ces anomalies opposées sont la **signature**

caractéristique d'une circulation de type cellulaire, organisée ici à large échelle dans le plan zonal le long de l'équateur. **La phase de convection amplifiée (resp. supprimée) se trouve donc correspondre (Fig. 2.14) à des anomalies de convergence (resp. de divergence) en basse troposphère, et de divergence (resp. de convergence) en haute troposphère.** Cette configuration atmosphérique est particulièrement favorable (resp. défavorable) à l'instabilité de la masse d'air, et donc à la convection profonde.

La vitesse de propagation apparaît également comme variable au cours du cycle intrasaisonnier, d'un fuseau à l'autre. Ce constat avait déjà été mis en évidence dans Madden & Julian (1972), et expliqué -notamment dans la théorie de l'onde couplée- comme la manifestation d'un régime "humide" sur la Warm Pool, qui ralentit la propagation vers l'est de la perturbation convective (cf. section 2.1.3). Dans l'hémisphère ouest en revanche, la convection atmosphérique étant beaucoup moins active, la vitesse de propagation de la MJO (environ 40m.s^{-1}) se rapproche de la vitesse de propagation théorique d'une onde de Kelvin atmosphérique.

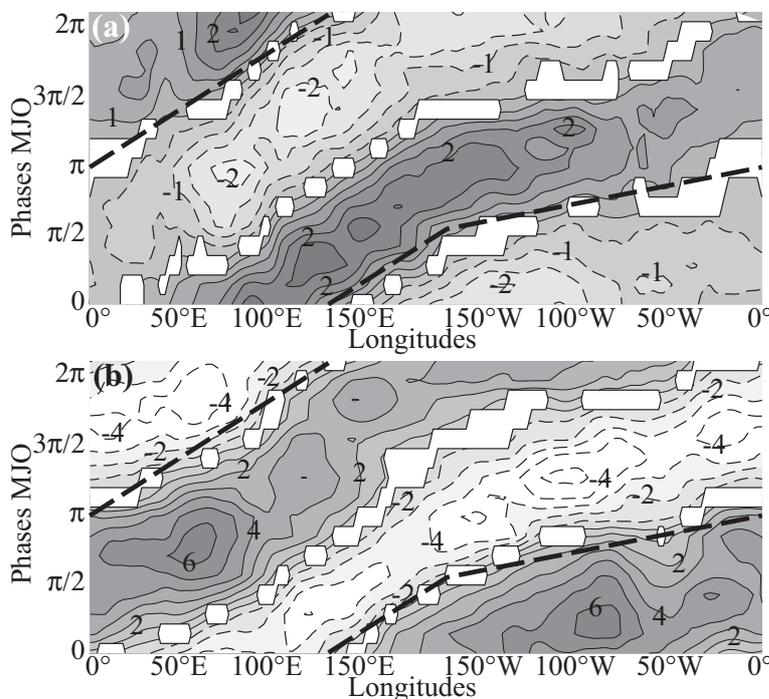


Fig. 2.14 : Diagrammes de Hovmöller des anomalies dans le vent zonal (m.s^{-1}), moyennées entre 2.5°N et 2.5°S , (a) à 850hPa, (b) à 200hPa, après retrait du cycle annuel et pour tous les jours d'amplitude MJO modérée à forte ($A \geq 0.9$) de la période 1979-2005. Les contours pleins (resp. pointillés) représentent les anomalies positives (resp. négatives) dans U, c'est-à-dire, par convention, les anomalies d'est (resp. d'ouest). Les anomalies qui ne sont pas significatives au test de Student (95%) ont été cachées par un masque blanc. Les lignes noires pointillées représentent la localisation approximative du maximum convectif (obtenu de la Figure 2.10).

2.2.3 Définition de nouveaux indices MJO : 1948-2005

Il semble préférable de définir la MJO à partir de sa composante convective (données d'OLR), ou, comme l'ont fait Wheeler & Hendon (2004), à partir de champs multivariés combinant la composante dynamique et la composante convective des anomalies associées au signal intrasaisonnier. Cependant, l'OLR n'étant disponible que depuis juin 1974, il est nécessaire de définir de nouveaux indices descripteurs de la MJO pour étendre la période d'analyse avant cette date. Les réanalyses du NCEP-NCAR (Kalnay *et al.* 1996), disponibles depuis janvier 1948, semblent constituer une alternative intéressante. Leur fiabilité avant l'ère satellitale (soit avant 1974) est cependant sujette à caution (Trenberth *et al.* 2001 ; Kanamitsu *et al.* 2002 ; Kinter *et al.* 2004).

Le champ de vent zonal à 850 et 200hPa (U850 et U200) a finalement été retenu comme variable d'entrée pour la constitution d'une nouvelle série d'indices, car il présente plusieurs avantages :

- Kalnay et al. (1996) indiquent qu'**ils comptent parmi les champs les plus fiables** ("classe A"), puisqu'il est directement issu des données d'observations assimilées par le modèle. A titre de comparaison, le champ d'OLR calculé en sortie des réanalyses est beaucoup moins fiable ("classe C"), ce qui a justifié de ne pas l'inclure dans cette analyse.
- **Les anomalies associées à la MJO dans le vent zonal sont énergétiques et très significatives**, notamment aux 2 niveaux retenus (cf. Fig. 2.14, et Madden & Julian 1994). De ce fait cette variable constitue un bon indicateur de l'activité intrasaisonnière (i.e., de l'intensité des anomalies induites dans la dynamique).
- **U200 et U850 ont également été utilisés par Wheeler & Hendon (2004)** pour calculer les indices MJO qui ont été utilisés dans ce mémoire, ce qui renforcera la cohérence entre les 2 séries d'indices. Ces champs ont donc été préférés à d'autres grandeurs qui répondent également très significativement à la MJO, telles que le potentiel de vitesse (Knutson & Weickmann 1987), qui décrit la divergence de large échelle dans l'atmosphère.

Toujours par souci de cohérence, une méthodologie directement inspirée de celle de Wheeler & Hendon (2004), mais excluant l'OLR des variables d'entrée, est utilisée pour le calcul des nouveaux indices MJO. Une ACP (basée sur la matrice de corrélation) est donc appliquée sur les points de grille des champs combinés U200 et U850, sur toute la ceinture tropicale entre 15°S et 15°N, après retrait du cycle annuel et filtrage dans la gamme de temps 20-75 jours par un filtre de Butterworth. A la différence de Wheeler & Hendon (2004), les champs atmosphériques ne sont pas moyennés le long de l'équateur, de manière à décrire de manière optimale les évènements intrasaisonniers qui ne sont pas localisés aux très basses latitudes. En pratique toutefois, cette étape affecte très peu les résultats (non montré), et modifie très peu le cycle annuel de l'amplitude MJO (cf. section 2.2.4).

La période d'étude couvre l'ensemble de la disponibilité des réanalyses, du 1^{er} janvier 1948 au 31 décembre 2005. Les séries temporelles pour chaque point de grille ayant été filtrées sur la période 1948-2005 puis standardisées, les tendances interdécennales (réelles et artificielles) présentes au sein des réanalyses (mises en évidence par Trenberth (2001) ou Kinter (2004)) ont été supprimées des champs d'entrée utilisés pour le calcul des indices. La variabilité interannuelle du système climatique, notamment celle associée à l'ENSO, a également été supprimée lors de cette étape. Par conséquent, **les fluctuations observées d'une année sur l'autre dans l'amplitude des indices MJO traduisent effectivement la variabilité de l'activité intrasaisonnière elle-même, et ne sont par le reflet d'autres modes de variabilité s'exprimant à des plus basses fréquences** (Lo & Hendon 2000). Cette précaution était un préalable nécessaire à l'analyse des relations entre MJO et ENSO par exemple.

Les 2 premières composantes principales expliquent respectivement 12.6 et 10.2% de la variance initiale des champs d'entrée, et sont significativement séparées des suivantes par un scree-test. La Figure 2.15 présente leur loadings ("saturations" dans les termes de l'école française de statistique) avec les séries temporelles des points de grille utilisés pour l'analyse : un décalage d'environ 90° est observable entre les champs associés aux 2 CP. Kessler (2001) a cependant noté

que la 3^{ème} CP, négligée dans la plupart des papiers, est également susceptible d'être (au moins partiellement) associée statistiquement à la MJO. Afin de résoudre ce problème, la Figure 2.16 montre les résultats d'analyses cross-spectrales entre les 3 premières CP.

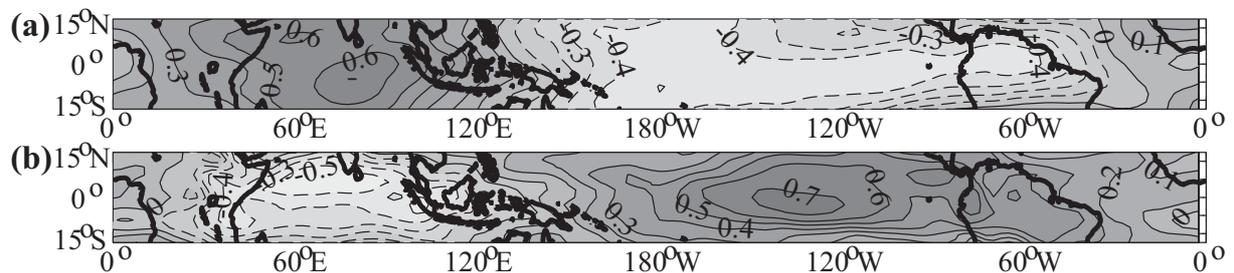


Fig. 2.15 : (a) Loadings (champs de corrélations) associés à la première composante principale de l'ACP de la section 2.2.3. Les traits pointillés dénotent des corrélations négatives. (b) Comme (a) mais pour la seconde composante principale.

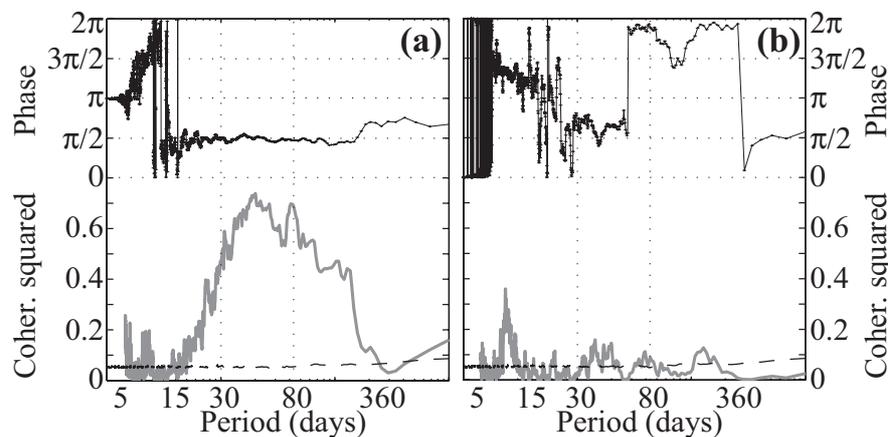


Fig. 2.16 : Cohérence carrée et phase (en radians) entre CP1 et CP2 (a) et CP1 et CP3 (b). Les lignes pointillées indiquent le niveau de significativité au seuil de 95% obtenu par 1000 séries temporelles aléatoires obtenues par permutations de la série originelle, et avec la même autocorrélation de rang 1.

CP1 et CP2 sont significativement associées l'une à l'autre aux pas de temps compris entre 30 et 80 jours, se comportant de la même manière que les indices *RMM1* et *RMM2* utilisés plus haut (cf. Fig. 2.5). Leur relation de phase, constante à $\pi/2$ pour cette gamme de fréquences, indique que **CP1 précède CP2 d'un quart de cycle, et qu'elles forment donc une paire en quadrature**. La cohérence carrée entre CP1 et CP3 est beaucoup plus faible au pas de temps 30-80 jours (Fig. 2.16) et n'atteint que rarement le seuil de significativité. La relation de phase avec CP1 n'est pas non plus constante dans la fenêtre intrasaisonnière. Ces résultats montrent ainsi que CP3 n'est statistiquement pas associée au signal extrait par la paire (CP1, CP2). **Cette paire forme les nouveaux indices descripteurs de la MJO, et disponibles au pas de temps quotidien pour la période 1948-2005.**

2.2.4 Evaluation des indices MJO étendus (1948-2005)

La capacité de la paire (CP1, CP2) à représenter le signal MJO sur l'ensemble de la période est d'abord examinée. Les 2 CP sont en quadrature (Fig. 2.16) à la fois pour la première et la seconde

moitié de la période d'étude (correspondant respectivement à l'ère pré-satellitaire et satellitaire, Fig. 2.17). L'autocorrélation de CP1 montre aussi une grande stabilité entre les 2 sous-périodes. Ces points tendent à montrer que le jeu des réanalyses peut être utilisé sur l'ensemble de sa période de disponibilité pour l'étude des oscillations intrasaisonniers, ces dernières se retrouvant dans le vent zonal de la ceinture tropicale indistinctement avant et après l'arrivée des mesures par satellite.

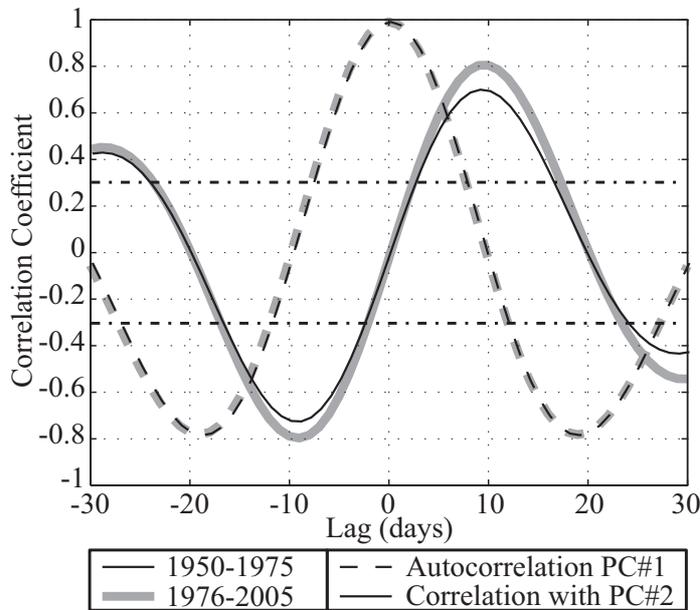


Fig. 2.17 : Corrélations décalées entre les CP1 et 2 de l'ACP de la section 2.2.3, pour les périodes 1950-1975 (courbe noire continue) et 1976-2005 (courbe grise continue). Autocorrélation de CP1 pour les périodes 1950-1975 (courbe noire pointillée) et 1976-2005 (courbe grise pointillée). La significativité au seuil de 95% (test de Bravais-Pearson) est donnée par les droites horizontales.

La Figure 2.18 permet de comparer la paire (CP1, CP2) avec les indices MJO de référence (*RMM1*, *RMM2*). Pour des raisons de disponibilité, les 2 jeux de données ne peuvent être comparés que pour la seule période 1974-2005. Les exemples pris ici concernent les trimestres MAM et OND, les autres mois de l'année (JF et JJAS) menant à des conclusions rigoureusement identiques (non montré).

Pour MAM, CP1 et *RMM1* sont très positivement et significativement corrélées, avec une valeur du coefficient de corrélation de 0.97 en corrélation synchrone (décalage temporel nul, Fig. 2.18a). CP2 est décalé d'un quart de cycle (environ 11-12 jours) par rapport à CP1. CP2 et *RMM2* sont de même très fortement corrélées avec un décalage temporel nul, et CP1 est à nouveau décalé d'un quart de cycle par rapport à CP2 (Fig. 2.18b). Les corrélations sont tout aussi élevées pour OND (Fig. 2.18c-d).

La variabilité interannuelle de l'amplitude du signal MJO est aussi retranscrite d'une manière très similaire entre les deux jeux d'indices au cours de leur période commune. Les nuages de points croisant les amplitudes saisonnières moyennes, pour les 2 trimestres étudiés, montrent ainsi une linéarité très nette avec des coefficients de corrélation de 0.97 et 0.94 pour MAM et OND, respectivement. De ce fait, **les indices MJO dérivés du vent zonal des NCEP produisent une description quasi-identique de la MJO, à la fois en termes de phase et d'amplitude, par rapport aux indices de Wheeler & Hendon (2004), et ce durant leur période de disponibilité commune (correspondant à l'aire satellitaire, depuis 1974).**

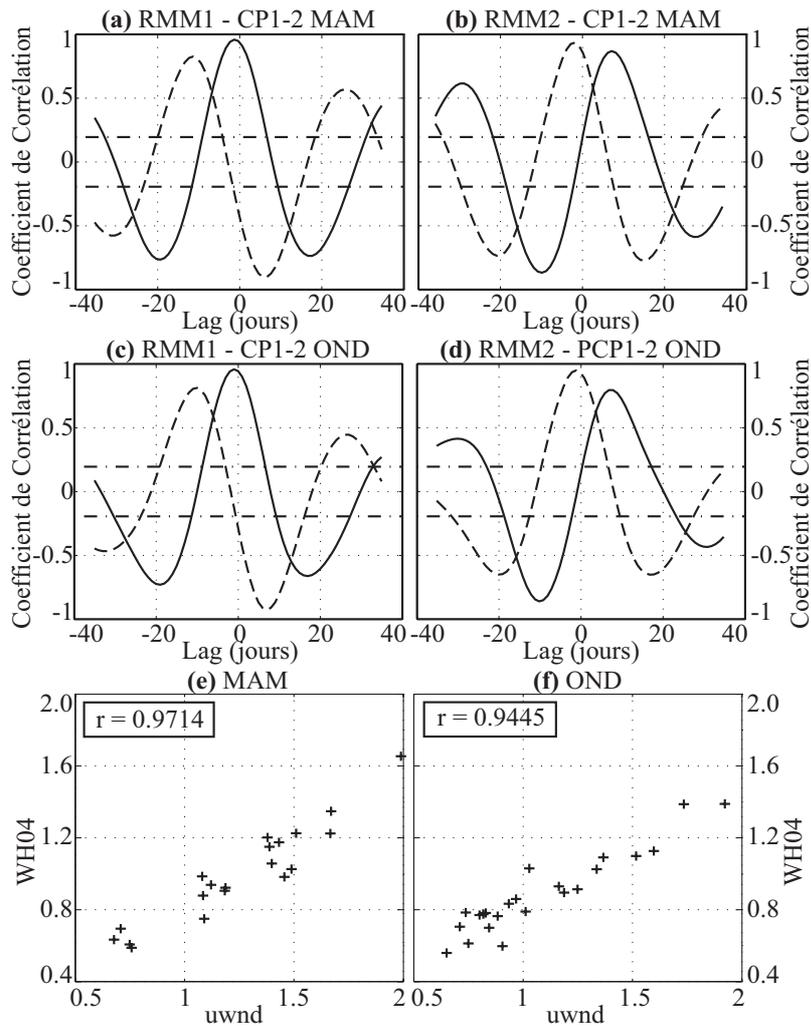


Fig. 2.18 : (a) Corrélations décalées entre $RMM1$ et : $CP1$ (trait continu), $CP2$ (trait pointillé) pour la période MAM 1974-2005. La significativité au seuil de 95% (test de Bravais-Pearson) est donnée par les droites horizontales. (b) Comme (a) mais pour $RMM2$. (c) Comme (a) mais pour la période OND 1974-2005. (d) Comme (c) mais pour la période OND 1979-2005. (e) Nuage de points de l'amplitude MJO saisonnière moyenne calculée à partir de la paire ($CP1$, $CP2$) (abscisses) et ($RMM1$, $RMM2$) (ordonnées), pour la période MAM 1974-2005. (f) Comme (e) mais pour la période OND 1974-2005.

La cohérence des champs d'anomalies (par exemple convectives), montrées par analyse composite sur les Figures 2.10 et 2.11 pour les indices ($RMM1$, $RMM2$), est documentée par la Figure 2.19 pour la paire ($CP1$, $CP2$). L'exemple choisi (le trimestre JAS sur la péninsule indienne) permet de renseigner d'autres mois de l'année, durant lesquels le signal convectif est particulièrement distant de l'équateur. L'intérêt est de discuter de l'aptitude d'indices "proche équatoriaux" (calculés entre $15^{\circ}N$ et $15^{\circ}S$) à décrire des fluctuations convectives subtropicales.

Les 2 séries d'indices ayant été calculées sur toutes les saisons de l'année, des indices saisonniers (calculés selon la méthodologie exposée en section 2.2.1 mais sur le seul trimestre JAS) ont en outre été utilisés pour tester la sensibilité des structures d'anomalies à ce paramètre. JAS constitue la meilleure saison pour réaliser cette expérience de sensibilité, car l'activité intrasaisonnière connaît alors un minimum annuel. Les indices combinant toutes les saisons pourraient donc refléter principalement les périodes de l'année de forte activité MJO (essentiellement MAM, Fig. 2.9) au détriment de l'été boréal durant lequel les caractéristiques propagatives de l'oscillation sont très différentes (Lawrence & Webster 2002 ; Wu *et al.* 2006).

Dans un souci de concision la MJO est ici divisée en quarts de cycle (et non en huitièmes comme dans le reste du mémoire). Le cycle MJO pour JAS tel qu'il est extrait par les indices ($RMM1$, $RMM2$) est montré sur les Figs 2.19a-d ; l'extraction par les indices ($CP1$, $CP2$) basés sur le vent zonal tous mois confondus, est montrée sur les Figs 2.19e-h ; les indices basés sur le vent

zonal pour JAS sont enfin utilisés pour les Figures 2.19i-l. Même si les anomalies d'OLR sont généralement plus fortes en valeur absolue pour les Figures 2.19a-d (car les indices de Wheeler et Hendon (2004) sont en partie calculés à partir de l'OLR en champ d'entrée), les 3 séries d'indices donnent des résultats très semblables qui témoignent de la capacité de la paire (CP1, CP2) à retranscrire correctement le signal intrasaisonnier, pour toutes les périodes de l'année, y compris à des latitudes subtropicales.

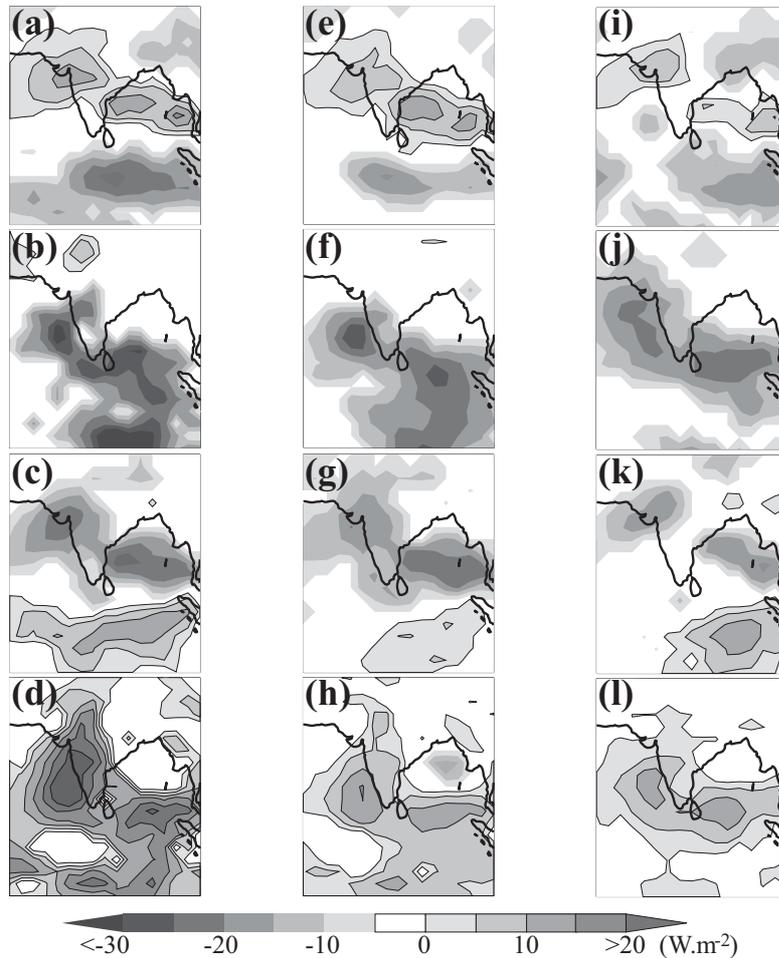


Fig. 2.19 : Composite d'anomalies d'OLR après retrait du cycle annuel pour chaque quart de cycle MJO durant la saison JAS, basée sur (a)-(d) les indices ($RMM1$, $RMM2$) ; (e)-(h) les indices NCEP vent zonal calculés sur toute l'année, (i)-(l) les indices NCEP vent zonal calculés sur JAS. L'équidistance des contours est de 10 W.m^{-2} . Les contours noirs dénotent les anomalies d'OLR positives (convection supprimée). Les régions ne présentant pas d'anomalies significatives apparaissent en blanc.

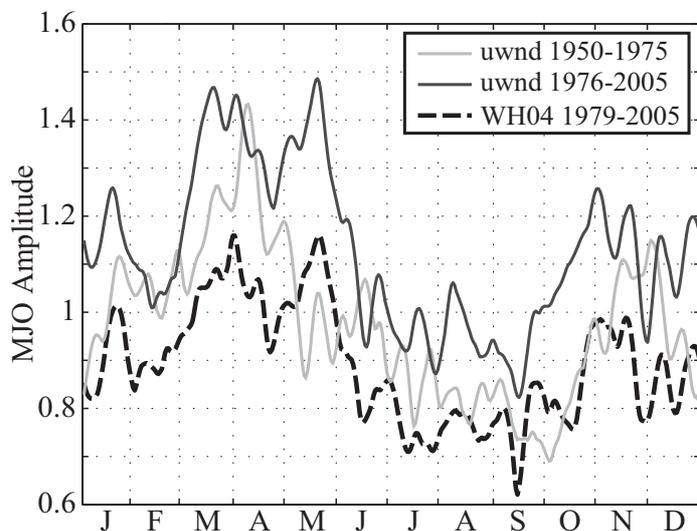


Fig. 2.20 : Cycle annuel de l'amplitude MJO selon les indices ($RMM1$, $RMM2$) sur la période 1979-2005, et selon les indices (CP1, CP2) sur les périodes 1950-1975 et 1976-2005.

Le cycle annuel de l'amplitude MJO est représenté sur la Figure 2.20 pour la période satellitale (à partir des 2 séries d'indices), et pour la période pré-satellitale (à partir des seuls indices basés sur le vent zonal). La forte ressemblance entre les deux jeux de données est tout d'abord confirmée ; comme noté sur la Figure 2.9 un maximum (resp. minimum) annuel est observé en saison d'hiver boréal (resp. d'été boréal), en particulier pour les mois de MAM (resp. JAS). La définition de la MJO à partir d'indices atmosphériques centrés sur l'équateur est susceptible d'expliquer en partie ce minimum d'été, lorsque l'activité est particulièrement excentrée par rapport aux très basses latitudes. L'évolution de l'activité MJO entre la période 1950-1975 et 1976-2005 sera discutée dans la section 3.1.2 du chapitre suivant.

En résumé, **les réanalyses NCEP semblent capables de documenter d'une manière relativement satisfaisante l'activité intrasaisonnière, au pas de temps quotidien, sur l'ensemble de leur période de disponibilité depuis 1948.** Des indices MJO calculés à partir du vent zonal de basse et de haute troposphère fournissent une extraction du signal très proche de celle obtenue par Wheeler et Hendon (2004) sur la seule période 1974-aujourd'hui. En particulier, l'amplitude, la phase et les anomalies convectives associées à la MJO sont retranscrites d'une manière relativement satisfaisante par les nouveaux indices. Mais **leur fiabilité avant le lancement des premiers satellites météorologiques est plus difficile à apprécier**, et directement dépendante des réanalyses elles-mêmes.

2.3 L'Analyse en Modes Locaux

L'utilisation d'une ACP unique, appliquée à des champs atmosphériques sur la ceinture tropicale, montre rapidement ses limites pour étudier et caractériser les oscillations intrasaisonnières. En particulier, **une série d'indices définis à l'échelle globale ne peut rendre compte que de manière très superficielle des anomalies engendrées localement par les oscillations intrasaisonnières. Les différences (propagatives notamment) qui existent entre les événements MJO successifs sont également mal retranscrites.**

Dans le cadre de ce mémoire, le parti a donc été pris d'extraire également le signal associé à la MJO à partir d'une seconde base méthodologique, conceptuellement quasi-opposée aux indices présentés dans la section 2.2. Ce choix répond à la nécessité de s'abstraire de la sensibilité des résultats obtenus à la méthodologie employée. L'Analyse en Modes Locaux ("LMA" pour Local Mode Analysis, Goulet 1997 ; Goulet & Duvel 2000) a donc été retenue : **cette section se propose de présenter puis d'illustrer cette méthodologie alternative à l'aide d'exemples.**

Concrètement, **l'objectif de la LMA est d'isoler et d'extraire chacune des perturbations convectives de large échelle individuellement**, afin de mieux mettre en évidence leurs spécificités (mais aussi leurs ressemblances). De ce point de vue la démarche est donc fondamentalement différente des indices MJO présentés ci-dessus, et qui identifiaient ce phénomène atmosphérique comme continu au cours du temps. La LMA donne a contrario une image discrétisée de la MJO, formée d'une succession d'événements individuels. **Le terme de**

"mode local", qui décrit ces évènements convectifs intrasaisonniers, renvoie donc à un phénomène local dans le temps, et non à un phénomène local dans l'espace.

2.3.1 Les bases de l'ACP complexe

Note : cette section est inspirée de Sultan (2002).

Cette section a pour but d'explicitier concisément les bases mathématiques de la LMA, et de caractériser les paramètres en sortie qui feront l'objet d'analyses plus détaillées dans ce mémoire. Une présentation plus détaillée de la méthode peut être trouvée dans Goulet (1997), Goulet & Duvel (2000) ou Duvel & Vialard (2006). Dans le cadre de ce travail, l'accent sera mis par la suite sur l'application et sur l'interprétation des résultats fournis.

La LMA est basée sur une boucle itérative d'ACP complexes (ACPC), appliquées sur une fenêtre de temps mobile, de longueur L relativement modeste. 2 itérations successives de l'algorithme correspondent à 2 positions décalées de la fenêtre mobile, le pas de décalage ΔL devant être très inférieur à L et fixé a priori.

L'ACP (cf. Encart 1.3) est un outil couramment utilisé pour la description des relations temps - espace d'un champ de données atmosphériques. Son utilisation, consistant en la décomposition spatio-temporelle du champ pour laquelle elle est appliquée selon une base de vecteurs ou de modes orthogonaux en maximisant la variance associée à ce champ, offre l'avantage d'une compression et d'une synthèse de la variabilité de la base de données initiale. Cependant **les composantes principales, extraites de manière conventionnelle, ne sont représentatives que d'oscillations stationnaires, et se révèlent incapables de décrire un phénomène propagatif** (Horel 1984). Ainsi, dans les indices MJO présentés en section 2.2, c'est la quadrature entre les 2 CP, et non les CP elles-mêmes, qui permettent de décrire de façon relativement grossière la propagation moyenne vers l'est de la MJO. Plusieurs développements de l'ACP classique ont été proposés pour pallier ce problème et identifier de façon optimale les oscillations propagatives.

L'ACP étendue (ACPE) est l'une des méthodes utilisable pour détecter des phénomènes propagatifs (Weare & Nasstrom 1982). Elle consiste en la détermination de vecteurs propres associés à des matrices de covariance décalées dérivant d'échantillons de la base de données initiale à plusieurs pas de temps successifs. L'ACPE, très proche de l'ACP classique, est ainsi capable d'extraire indirectement les caractéristiques propagatives d'un mode oscillatoire.

Une autre méthode, **l'ACP complexe dans le domaine de fréquence (ACPC), basée sur le calcul de vecteurs propres complexes dérivant de la matrice cospectrale du signal atmosphérique**, a été proposée et mise en pratique par Wallace & Dickinson (1972). L'ACPC s'avère beaucoup plus efficace que l'ACPE pour la détection de modes propagatifs ou stationnaires représentant le plus de variance dans le domaine spectral considéré (Wallace & Dickinson 1972 ; Horel 1984 ; Goulet 1997). **La nature complexe des vecteurs propres permet de délivrer une information à la fois sur la distribution spatiale du phénomène et sur les relations de phase entre les régions du domaine** (Goulet 1997).

E2.3 La transformée de Fourier

Cette méthode est couramment utilisée en météorologie tropicale (dans l'étude des ondes synoptiques ou intrasaisonniers par exemple) pour mettre en évidence les différents modes de variabilité qui composent un signal atmosphérique (Burpee 1972 ; Diedhiou *et al.* 1998). Elle est basée sur le principe que toute courbe complexe peut être définie mathématiquement par la somme algébrique d'une série de courbes sinusoïdales simples, et peut être décrite par la série de Fourier :

$$R_t = A_0 + A_1 \sin\left(\left(\frac{2\pi}{L}\right)_t + o_1\right) + A_2 \sin\left(\left(\frac{4\pi}{L}\right)_t + o_2\right) + \dots + A_n \sin\left(\left(\frac{2^n \pi}{L}\right)_t + o_n\right)$$

où $A_1 \sin\left(\left(\frac{2\pi}{L}\right)_t + o_1\right)$ représente la 1^{ère} harmonique, courbe sinusoïdale régulière de période L , $A_2 \sin\left(\left(\frac{4\pi}{L}\right)_t + o_2\right)$ représente la 2^{ème} harmonique de période $L/2$, et $A_n \sin\left(\left(\frac{2^n \pi}{L}\right)_t + o_n\right)$ représente la $n^{\text{ième}}$ harmonique de période $L/2^n$.

Cette transformation appliquée à un signal climatique permet de mesurer la contribution de chaque bande de fréquence k à la variabilité totale de la série. La transformée discrète rapide (FFT, pour Fast Fourier Transform) spécifiée (Cooley & Tuckey 1965) qu'un signal $f(x)$ décrit par n pas de temps s'écrit dans l'espace de Fourier :

$$\hat{f}(k) = \frac{1}{n} \sum_{x=0}^{n-1} f(x) e^{-i2\pi x/n}$$

Cette nouvelle fonction périodique caractérise par des coefficients complexes c_k l'information sur les fréquences k qui composent le signal $f(x)$. Cette information se décompose en phase, contenue dans la partie réelle, et en amplitude, donnée par le module des coefficients complexes. La variance de chaque fréquence est une expression du carré de l'amplitude, de la même manière que la puissance spectrale (Bloomfield 2000). Si C_h est le coefficient complexe de Fourier issu de la transformée de $f\left(\frac{x}{n/2}\right)$ pour l'harmonique h comprise entre 1 et $\frac{n}{2} - 1$, la variance spectrale s'écrit :

$$\sigma_h^2 = [\Im(C_{h+1})]^2 + [\Re(C_{h+1})]^2$$

et pour la dernière harmonique, $h = \frac{n}{2}$:

$$\sigma_h^2 = [\Re(C_{h+1})]^4$$

Les caractères \Re et \Im désignent respectivement la partie réelle et la partie imaginaire des coefficients complexes. La somme de la variance spectrale σ_h des $\frac{n}{2}$ harmoniques constituant la résolution spectrale de la série à analyser, est égale à la variance totale du signal :

$$\sum_{h=1}^{n/2} \sigma_h^2 = \frac{1}{n} \sum_{x=1}^n (f(x) - \bar{f}(x))^2$$

On peut ainsi déterminer la contribution relative de chaque harmonique (en %) à la variance totale de la série et décomposer les différents modes de variabilité du signal d'origine.

Pour un champ atmosphérique $X_{i,t}$ décrit par I points de grille et N pas de temps, l'ACPC dans le domaine de fréquence est basé sur le calcul de Q vecteurs propres λ_Q et vecteurs propres complexes $Z_{q,i}$ issus de la matrice cospectrale ζ définie par :

$$\zeta_{i,i'} = \sum_{k=1}^{N/2} \hat{X}_{i,k} \hat{X}_{i',k}^*$$

On s'attache à décrire les proximités 2 à 2 entre les coefficients complexes de Fourier (cf. Encart 2.3) pour chaque harmonique k , notés $\hat{X}_{i,k}$ pour le point de grille i et $\hat{X}_{i',k}^*$ dans sa forme conjuguée pour la région i' .

2.3.2 Formulation mathématique de l'Analyse en Modes Locaux

Note : cette section est inspirée de Sultan (2002) et Duvel & Vialard (2006).

La formulation mathématique de la LMA est fondamentalement basée sur celle de l'ACPC (section 2.3.1). L'algorithme vise à ne retenir que les modes les plus persistants en palliant le mélange des oscillations détectées par l'ACPC sur des longues séries temporelles. Elle consiste, pour un champ caractérisé par N pas de temps, à effectuer $M = \frac{(N-L)}{\Delta L + 1}$ analyses en composantes complexes. **Le choix de la longueur de la fenêtre L et du décalage entre 2 analyses ΔL sont des critères subjectifs de l'analyse, à déterminer selon une connaissance a priori des oscillations à extraire.**

Le champ en entrée p (exemple : l'OLR) est filtré au préalable de manière à ne garder que le signal dans une bande de fréquences limitée et à éliminer la variabilité pour des périodicités supérieures à la longueur de la fenêtre glissante L . Pour chaque analyse m , appliquée sur le paramètre p , on ne retient que la première composante complexe. Le mode $\hat{Z}_p^m(i)$ décrit par le premier vecteur propre complexe est appelé un mode local (LM). De manière à réduire le nombre de LM et à ne garder que les modes les plus persistants, **on ne s'intéresse qu'aux modes présentant un maximum local de variance relative Π_p^m repéré à partir de l'évolution temporelle des pourcentages de variance des M analyses.** Ces modes, appelés modes principaux (PM), correspondent aux structures spatiales les plus persistantes et / ou aux configurations spatiales les plus cohérentes dans une bande de fréquences donnée (Goulet & Duvel 2000).

Mathématiquement, pour chaque analyse m , on considère la série temporelle de longueur L du paramètre p , notée $S_p^m(i,t)$, avec $1 \leq t \leq L$ (avec ici $L = 120$), $1 \leq m \leq M$, $1 \leq i \leq I$. De la formulation de l'ACPC, on tire que la première composante complexe est issue de la matrice cospectrale ζ_p^m définie comme :

$$\zeta_p^m(k, k') = \sum_{i=1}^L \hat{F}_p^m(i, k) \hat{F}_p^{m*}(i, k')$$

où la notation $\hat{}$ correspond à des nombres complexes, $*$ à la forme complexe conjuguée, k est le numéro de l'harmonique (pour tout le spectre, $1 \leq k \leq L/2$), et $\hat{F}_p^m(i, k)$ représente les coefficients de Fourier définis ainsi :

$$\hat{F}_p^m(i, k) = \frac{\sqrt{2}}{L} \sum_{t=1}^L W(t) S_p^m(i, t) e^{-2i\pi kt/L}$$

$W(t)$ est la fonction de poids de Welch (Fig. 2.21) telle que :

$$W(t) = 1 - \left[\frac{\left(t - \frac{1}{2}\right) - \frac{L}{2}}{\frac{L}{2}} \right]^2$$

L'utilisation de la fonction de Welch (Fig. 2.21) permet de minimiser les effets de bord, de conserver les caractéristiques spectrales de l'intervalle de temps de l'étude et de donner un poids plus important aux modes de la partie centrale de la fenêtre temporelle par rapport aux extrémités.

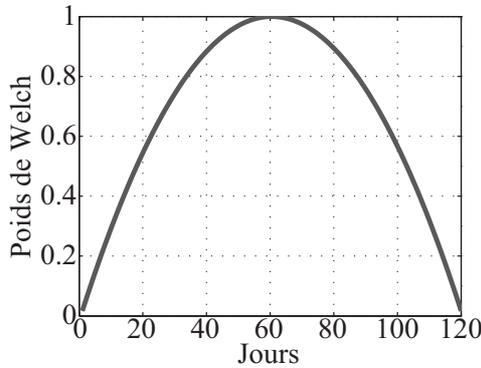


Fig. 2.21 : Courbe de la fonction des poids de Welch, calculée pour une fenêtre mobile de 120 jours.

Puisqu'en pratique l'algorithme doit extraire des modes de variabilité dans une gamme de fréquences donnée, et que la série temporelle $S_p^m(i, t)$ a été filtrée préalablement à l'analyse, la matrice cospectrale ζ_p^m peut être calculée sur une bande spectrale restreinte $[k_1, k_2]$ de sorte que sa dimension finale sera $K_n \times K_n$, avec $K_n = k_2 - k_1 + 1$. Le premier vecteur propre de ζ_p^m forme un spectre complexe normalisé $\hat{\Psi}_p^m(k)$ duquel il est possible d'extraire les **patterns spatiaux** $\hat{Z}_p^m(i)$ des vecteurs complexes par :

$$\hat{Z}_p^m(i) = \sum_{k=k_1}^{k_2} \hat{F}_p^m(i, k) \hat{\Psi}_p^{m*}(k) \quad [1]$$

Ces **patterns spatiaux** vont renseigner sur la **propagation de la perturbation de large échelle du paramètre p détectée par le mode local m** . Pour le point de grille i , la série temporelle reconstruite associée avec le mode local m est donnée par :

$$S_p^m(i, t) = A_p^m(i) B^m(t) \cos(\phi_p^m(i) + \chi^m(t))$$

où $A_p^m(x) = |\hat{Z}_p^m(i)|$ et $\phi_p^m(i) = \text{Arg}[\hat{Z}_p^m(i)]$ sont respectivement l'écart-type local et la phase du vecteur complexe $\hat{Z}_p^m(i)$. $B^m(i)$ et $\chi^m(i)$ représentent respectivement **l'amplitude** et **la phase** obtenues par la transformée de Fourier inverse de $\hat{\Psi}_p^m(k)$. La somme de $A_p^{m^2}(i)$ sur les I points de grille donne la variance du premier vecteur propre complexe. Il est possible de définir un Indice de Représentation Régionale $R_p^m(i)$ pour l'analyse m tel que :

$$R_p^m(i) = \frac{A_p^{m^2}(i)}{V_p^m(i)}$$

où

$$V_p^m(i) = \sum_{k=k_1}^{k_2} \hat{F}_p^m(i, k) F_p^{m*}(i, k)$$

est la variance (pondérée par la fenêtre de Welch, Fig. 2.21) du paramètre p dans la gamme de fréquences sélectionnée $[k_1, k_2]$. $R_p^m(i)$ représente pour chaque point de grille i et pour chaque mode local m la **cohérence**, définie comme **la part de variance totale (dans la gamme de fréquence $[k_1, k_2]$) qui est cohérente à large échelle (c'est-à-dire imputable au mode local)**. Cette part de variance peut aussi être obtenue par :

$$\Pi_p^m = \frac{\sum_{i=1}^I A_p^{m^2}(i)}{\sum_{i=1}^I V_p^m(i)}$$

2.3.3 LMA multivariée et modes moyens

Note : cette section est inspirée de Duvel & Vialard (2006).

La version multivariée de la LMA peut être utilisée pour documenter les perturbations dans un second paramètre q associées aux perturbations du premier paramètre p . Par exemple, l'algorithme lui-même peut être appliqué au champ d'OLR afin de détecter des modes organisés à large échelle de variabilité convective : la LMA multivariée peut alors permettre de

renseigner la dynamique atmosphérique (par exemple dans le vent zonal) associée à ces modes locaux.

La projection (eq. [1]) du spectre normalisé $\hat{\Psi}_p^m(k)$ peut en effet être effectuée sur les coefficients de Fourier $\hat{F}_q^m(i,k)$ d'un ou de plusieurs autre(s) paramètre(s) q . Le cas échéant, $\hat{Z}_{p,q}^m(i)$ représente alors le pattern spatial de la perturbation dans q associée à la perturbation de large échelle détectée dans p , grâce à une "clé spectrale" $\hat{\Psi}_p^m(k)$. En d'autres termes, **la distribution des phases et amplitudes de $\hat{Z}_{p,q}^m(i)$ représente la part du signal au point de grille i dans le paramètre q , qui est corrélée avec la perturbation de large échelle détectée dans p durant le mode local m .** Comme pour le paramètre de référence p , des Indices de Représentation Régionale $R_{p,q}^m(i)$ peuvent être définis comme suit :

$$R_{p,q}^m(i) = \frac{A_{p,q}^m{}^2(i)}{V_q^m(i)}$$

Le calcul des **modes locaux moyens**, pour le paramètre de référence p , s'effectue par l'intermédiaire d'une matrice cospectrale de dimension (I, I) où I est le nombre de points de grille des champs d'entrée (Goulet 1997). Chaque élément de la matrice est une cospectrale moyenne, calculée à partir d'une sélection donnée (un ensemble S) de certains modes locaux. Par exemple, **l'on peut agglomérer ensemble les modes locaux appartenant à une même saison afin de dégager le pattern propagatif moyen de la MJO durant cette période donnée de l'année ;** d'autres critères peuvent également être utilisés pour regrouper les modes entre eux. Chaque élément de la matrice cospectrale moyenne $\bar{\zeta}_{p,s}$ est défini comme :

$$\bar{\zeta}_{p,s}(i,i') = \sum_{m \in S} \sum_{k=k_1}^{k_2} \hat{L}_p^m(i,k) L_p^{m*}(i',k)$$

où $\hat{L}_p^m(i,k)$ est le spectre du paramètre p pour le point de grille i , correspondant au mode local m :

$$\hat{L}_m(i,p,k) = \hat{Z}_p^m(i) \hat{\Psi}_p^m(k)$$

A partir du premier vecteur complexe normalisé $\hat{Z}_{p,s}(i)$ de la matrice cospectrale moyenne $\bar{\zeta}_{p,s}$, et des spectres de chaque point de grille $\hat{L}_p^m(i,k)$, le spectre moyen $\hat{\Psi}_{p,s}^m(i)$ pour chaque mode local m est donné par :

$$\hat{\Psi}_{p,s}^m(i) = \sum_i \hat{F}_p^m(i,k) \hat{Z}_{p,s}^{m*}(i)$$

Ces spectres sont ensuite normalisés ainsi :

$$\sum_{m \in S} \sum_{k=k_1}^{k_2} \left| \hat{\Psi}_{p,s}^m(i) \right|^2 = 1$$

Ensuite, pour tous les autres paramètres q , un pattern moyen correspondant à ces spectres (qui sont des clés spectrales correspondant au pattern moyen du paramètre de référence p) peut être calculé à partir des spectres $\hat{L}_q^m(i, k)$:

$$\hat{Z}_{q,s}^p(i) = \sum_{m \in S} \sum_{k=k_1}^{k_2} \hat{L}_q^m(i, k) \hat{\Psi}_{p,s}^{m*}(k)$$

Il s'agit des patterns moyens des perturbations dans les paramètres q associés aux perturbations de large échelle détectés dans le paramètre de référence p . Comme les spectres normalisés $\hat{\Psi}_{p,s}^m(i)$ ne sont pas issus des paramètres q , la série temporelle de la composante complexe correspondant à $\hat{Z}_{q,s}^p(i)$ et la variance (et pourcentage de variance) associés doivent être calculés par projection de $\hat{L}_q^m(i, k)$ sur $\hat{Z}_{q,s}^p(i)$.

2.3.4 Application de la LMA : saisonnalité et modes propagatifs moyens

Cette section et le chapitre 3 se proposent d'étudier la MJO elle-même, indépendamment de ses conséquences sur la pluviométrie africaine (abordées dans les chapitres 4 et 5). La LMA a de ce fait été appliquée dans un premier temps sur le bassin indo-pacifique, où les anomalies convectives associées aux oscillations intrasaisonnières sont les mieux définies. Les perturbations intrasaisonnières étant d'amplitude sensiblement plus faible sur l'Afrique, une seconde LMA sera par la suite appliquée sur cet espace afin d'y détecter des modes de variabilité convective spécifiques, et tenter de répondre à la problématique de la variabilité pluviométrique associée.

La LMA est appliquée dans sa version multivariée sur le champ d'OLR (paramètre de référence p) sur tous les jours de la période 1979-2005, avec projection des modes locaux dans les champs U850 et U200 (paramètres q). Afin d'extraire des modes locaux de type MJO, les champs ont été filtrés sur la bande passante 20-120 jours préalablement à l'analyse, et les fenêtres glissantes ont été soumises à une pondération par la fonction des poids de Welch (Fig. 2.21). La taille de la fenêtre mobile L est fixée à 120 jours et le décalage temporel entre 2 itérations ΔL est fixé à 5 jours. La sensibilité à la taille de la fenêtre mobile est discutée dans Goulet & Duvel (2000) : schématiquement, une fenêtre plus grande permet de lisser davantage la courbe de variance dans le domaine spectral étudié, ce qui permet d'éliminer des maxima très ponctuels et de ne retenir au final que les modes locaux principaux.

Le domaine spatial sur lequel porte l'analyse englobe schématiquement la Warm Pool (30°N - 30°S, 0° - 200°). Cette fenêtre correspond aux bassins Indien et ouest Pacifique où le

signal intrasaisonnier est le mieux défini, au moins dans la convection atmosphérique (Madden & Julian 1994 ; Zhang 2005). Les continents bordiers sur lesquels la pluviométrie est significativement modulée par l'oscillation intrasaisonniers (Inde, Continent Maritime, Australie : cf. section 2.1) sont également inclus dans cette fenêtre. Des expériences de sensibilité à ce choix ont montré que des résultats très similaires sont obtenus pour d'autres fenêtres spatiales (par exemple, 40°E - 220°E, ...).

Sur la période 1979-2005, 144 modes locaux ont ainsi été extraits (Fig. 2.22).

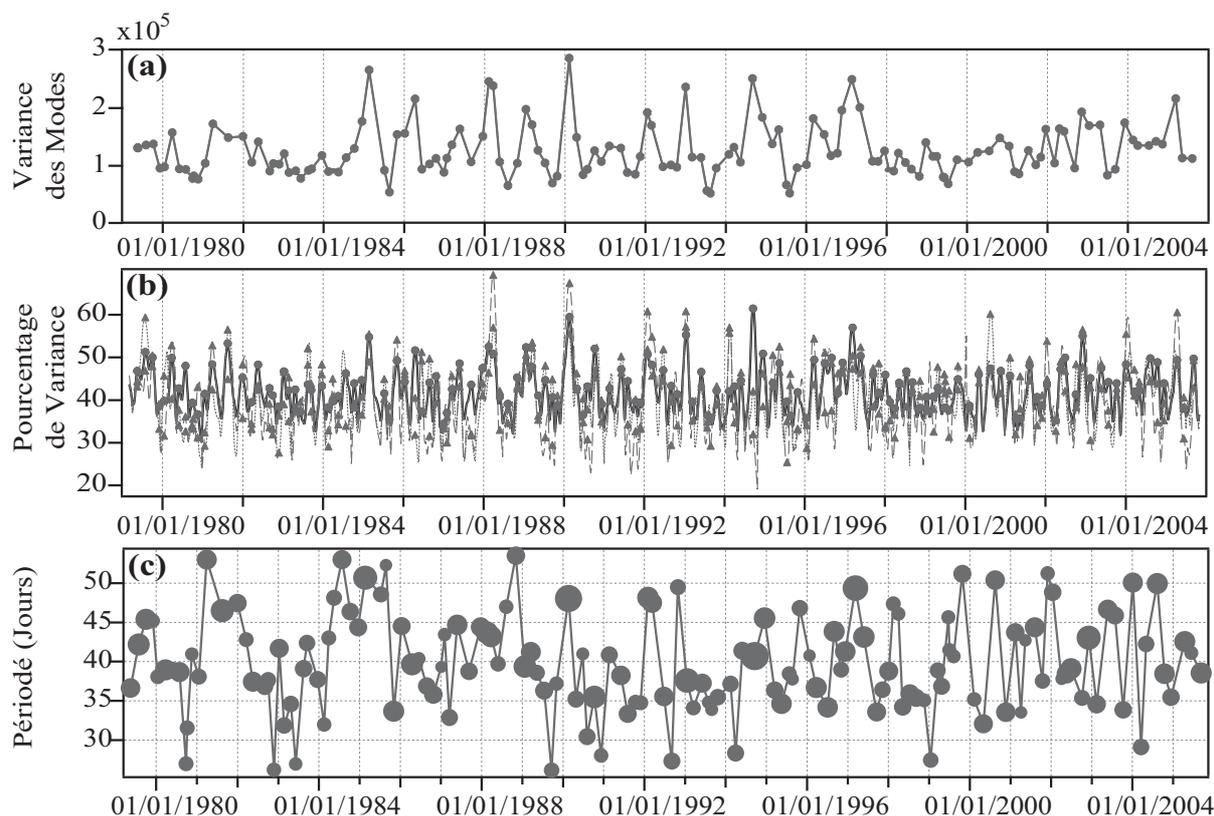


Fig. 2.22 : Série temporelle des 144 modes locaux extraits par une LMA appliquée sur l'OLR du domaine 0° - 200°E, 30°N - 30°S, sur la période 1979-2005. (a) Variance des modes locaux dans l'OLR ($(W.m^{-2})^2$). (b) Variance commune entre les modes locaux et les champs d'entrée de la LMA sur la fenêtre de 120 jours correspondante : OLR (courbe pleine), U200 (courbe tiretée), U850 (courbe pointillée). (c) Période (jours) des modes locaux.

Chacun de ces modes *locaux* correspond à un maximum temporel *local* de variance dans le domaine spectral 20-120 jours (Fig. 2.22a) ; il est rappelé qu'aucun seuillage n'est ici utilisé pour retenir les modes exprimant la plus forte variance totale de l'OLR. En moyenne sur la période d'étude, 5.3 évènements MJO sont enregistrés chaque année, soit un évènement tous les 69 jours.

La période des modes, c'est-à-dire la durée moyenne de la perturbation convective sur les points de grille du domaine (Fig. 2.22c), **est centrée sur la gamme intrasaisonniers (25-55 jours)**. Conformément aux études antérieures (Anderson *et al.* 1984 ; Gray 1988 ; Anyamba & Weare 1995) elle fluctue principalement entre 40 et 50 jours, mais varie plus largement de 30 à 60 jours -ce qui confirme par ailleurs que les "évènements convectifs" extraits correspondent bien au pas de temps caractéristique de la MJO. La part de variance du champ d'entrée expliquée par les

modes détectés, sur la fenêtre de 120 jours correspondante, varie généralement entre 30 et 60% (Fig. 2.22b). Cette part de variance tend logiquement à décroître avec la taille de la fenêtre mobile (Goulet & Duvel 2000), cette dernière étant ici fixée à 120 jours (soit approximativement 3 fois la durée moyenne d'un mode local).

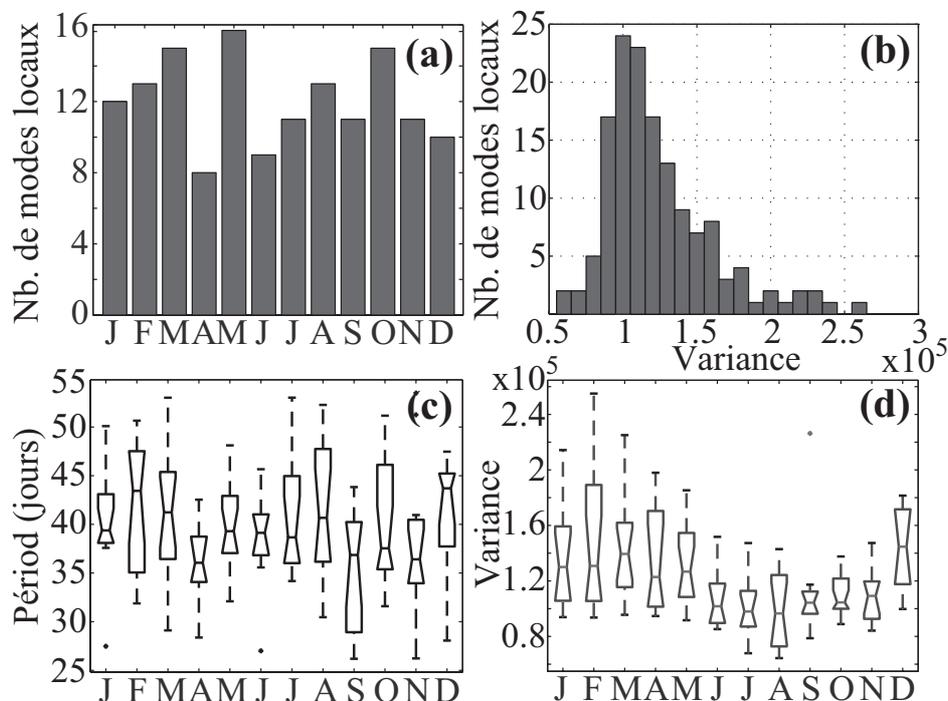


Fig. 2.23 : (a) Répartition des modes locaux par mois d'appartenance. La date à laquelle un mode local est assigné correspond à celle du maximum de variance de l'OLR dans le domaine spectral intrasaisonnier (20-120 jours). (b) Histogramme de la variance des modes locaux dans l'OLR ($(W.m^{-2})^2$). (c) Graphique en moustaches de la période des modes locaux pour chaque mois de l'année. Les boîtes ont des marqueurs horizontaux au premier quartile, à la médiane et au dernier quartile des valeurs mensuelles. Les moustaches s'étendent jusqu'aux valeurs extrêmes pour montrer l'amplitude de la distribution statistique. (d) Comme (c) mais pour la variance des modes locaux.

La Figure 2.23 détaille les propriétés des événements intrasaisonniers extraits à l'aide de quelques statistiques appliquées à l'échantillon des 144 modes locaux. **Les modes extraits sont répartis d'une manière relativement homogène au cours du cycle annuel** (Fig. 2.23a). Mai concentre le plus grand nombre de cas, avril et juin sont au contraire les moins bien dotés -mais cela pourrait traduire en partie un "débordement" des modes locaux de mai sur les mois environnants. En effet, la durée de vie des modes locaux excède généralement un mois : la moyenne est de 39.7 jours, très proche de la médiane (39 jours). Les valeurs minimales et maximales sont respectivement de 26 et 54 jours, des valeurs cohérentes (bien que légèrement plus courtes) par rapport à celles trouvées dans la plupart des travaux. Saisonnement, les saisons d'équinoxe tendent à présenter une période légèrement plus courte que les saisons de solstice (Fig. 2.23c). Ces résultats sont contraires à ceux de Anderson *et al.* (1984), selon lesquels la MJO ne montre aucune saisonnalité, à la fois en terme d'amplitude et de période. Leurs analyses sont toutefois appliquées sur des séries temporelles sensiblement plus courtes. La

distribution de la variance des modes n'est pas gaussienne (Fig. 2.23b), les modes de faible (forte) variance étant anormalement peu nombreux (nombreux). L'algorithme n'ayant par définition conservé que les périodes concernées par un pic de variance de l'OLR dans les fréquences intrasaisonniers, un tel résultat apparaît conforme aux attentes. Saisonnièrement (Fig. 2.23d), **les modes exprimant le plus de variance dans l'OLR sont calés sur l'hiver boréal (décembre à mai)**, l'été boréal ne présentant au contraire que des modes associés à une variance sensiblement plus modeste de l'OLR. Une nouvelle fois ce constat est conforme aux résultats généralement trouvés dans la bibliographie.

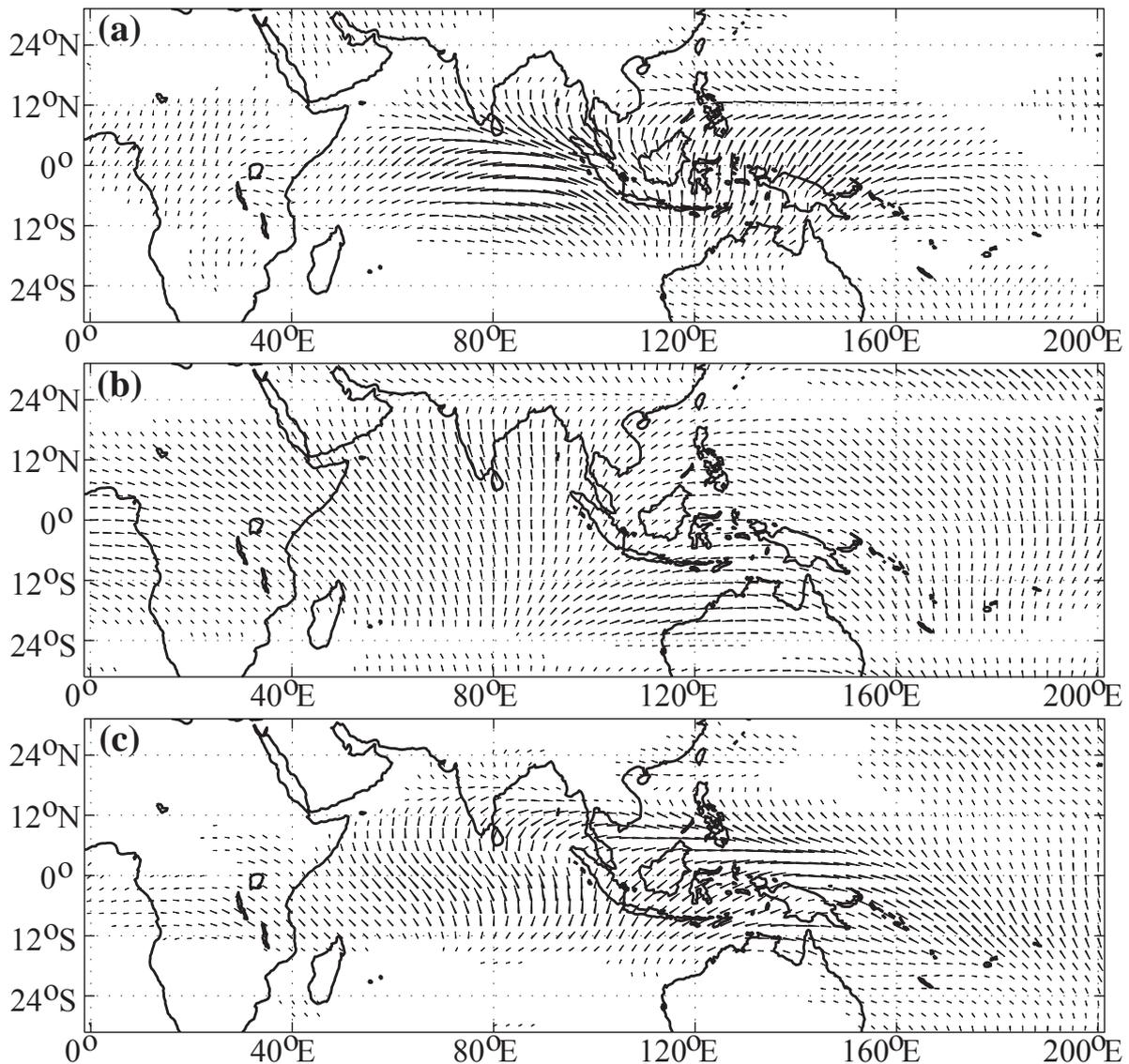


Fig. 2.24 : Mode propagatif moyen (cf. section 2.3.3 pour détails) calculé à partir des 144 modes locaux de la période 1979-2005. (a) Pattern propagatif dans l'OLR. L'amplitude de la perturbation convective pour chaque point de grille est donnée par la longueur des vecteurs, et la date à laquelle la perturbation maximale survient dans chaque point de grille est donnée par l'orientation des vecteurs. La propagation de la perturbation est décrite par la rotation horaire des vecteurs au cours du temps (par exemple, une propagation vers l'est est décrite par des vecteurs tournant dans le sens horaire en direction de l'est). (b) Comme (a) mais dans le vent zonal à 200hPa (U200). (c) Comme (a) mais dans le vent zonal à 850hPa (U850).

La Figure 2.24 représente les caractéristiques spatiales (amplitude et propagation) moyennes de ces 144 modes. L'amplitude des perturbations de large échelle détectées dans l'OLR présente une configuration très ressemblante de celle de la Figure 2.2, confirmant le **très bon calage entre l'intensité du signal intrasaisonnier et le champ de TSM moyennes** (cf. aussi Fig. 2.25a). **Toutes saisons confondues, la MJO présente donc un signal centré sur les très basses latitudes (entre 10°N et 10°S), et particulièrement fort sur le centre du bassin Indien.**

La Figure 2.24a montre très nettement une **propagation moyenne vers l'est des anomalies convectives de large échelle**. En effet, la rotation horaire des vecteurs en direction de l'est indique que les perturbations convectives tendent à migrer dans cette direction au cours du temps. Les signaux les plus énergétiques (cf. longueur des vecteurs) se propagent ainsi du centre de l'océan Indien vers le Continent Maritime, puis vers le Pacifique Ouest. **Des migrations méridiennes (vers le nord) sont décelables sur les fuseaux indien et australien**. De la comparaison avec les Figures 2.10 et 2.11, on en conclut que ces migrations surviennent principalement lors de la saison d'été de l'hémisphère considéré, et dénotent l'implication de la MJO dans les systèmes de mousson (cf. section 2.1, et resp. Yasunari (1979) et Hendon & Liebmann (1990b)). Des signaux cohérents, mais de plus faible amplitude, sont aussi trouvés sur l'Afrique équatoriale. Une propagation moyenne vers l'ouest est enfin trouvée sur le Pacifique ouest, entre 10°N et 20°N, conformément à Lau & Chan (1986b). D'autres études, dont Chen & Murakami (1988), Wang & Xie (1997), et plus récemment Annamalai & Slingo (2001) ou Wu *et al.* (2006), ont aussi décrit cette propagation. Le long du rail équatorial cependant, les perturbations convectives poursuivent leur trajet vers l'est avant de décroître fortement vers la ligne de changement de date, corroborant les résultats de Madden & Julian (1994), ou ceux de Matthews (2000) et Hsu & Lee (2005). Plus généralement, **ce pattern correspond à la MJO "moyenne"** telle qu'elle a été décrite dans de très nombreuses publications depuis sa découverte en 1971 (par exemple, Knutson & Weickmann (1987), Wheeler & Hendon (2004)).

Comme décrit dans Goulet & Duvel (2000), **la LMA peut renseigner sur la nature propagative ou stationnaire des perturbations convectives intrasaisonniers**. Sur le centre de l'océan Indien, le Continent Maritime ou le Pacifique au nord de la Nouvelle-Guinée par exemple, les vecteurs [phase, amplitude] ont régionalement la même orientation angulaire (la même phase), indiquant une perturbation synchrone à l'échelle d'un ensemble plus ou moins étendu de points de grille. Ce constat prévaut également sur l'Asie du sud-ouest ou l'Afrique équatoriale (stationnarité sur la cuvette congolaise, suivie d'une propagation vers l'est vers les Hautes Terres d'Afrique). Ce comportement de la MJO a été décelé en premier lieu dans Wang & Rui (1990). Plus récemment, Hsu & Lee (2005) ont remarqué que les anomalies convectives associées à la MJO tendent à décrire une succession d'états stationnaires, se relayant au cours du temps et en direction de l'est -donnant ainsi l'image d'une propagation "en sauts de grenouille". Au contraire, Zhang & Hendon (1997) écrivent que la composante stationnaire de la MJO ne résultait que d'un artefact statistique. L'amplitude relativement moindre des perturbations convectives sur le Continent Maritime est invoquée pour expliquer l'impression que deux composantes stationnaires prévalent sur les bassins Indien et Pacifique ouest.

Les perturbations associées à ces modes de variabilité convective dans les champs U200 et U850 sont respectivement montrées par les Figures 2.24b et c. En haute troposphère, le signal apparaît très lissé : il concerne l'ensemble du domaine aux latitudes intertropicales, et décrit une propagation vers l'est de très large échelle, qui ne semble pas s'arrêter aux limites de la zone d'étude. Un examen plus détaillé du pattern propagatif (Fig. 2.24c) montre cependant que cette propagation moyenne n'est pas continue mais est composée, elle aussi, d'une succession de stationnarités d'échelle régionale. Certaines parties de l'Afrique et du bassin Indien occidental, du Continent Maritime et du Pacifique ouest en sont les exemples les plus marqués et spatialement les plus étendus.

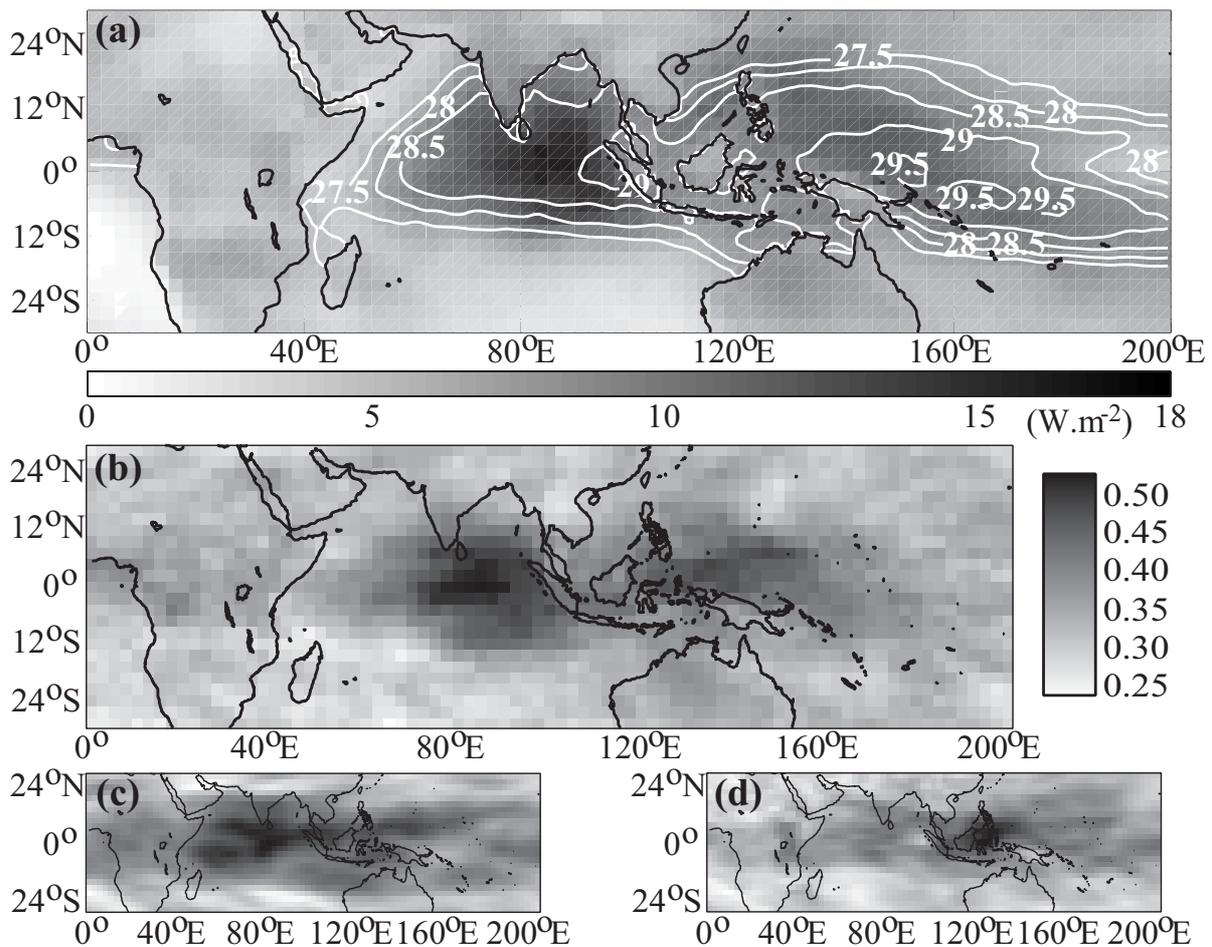


Fig. 2.25 : (a) Grisés : amplitude du mode moyen de la Figure 2.24 dans l'OLR (W.m⁻²). Contours : températures de surface de la mer moyennées sur la période 1979-2005. La première isotherme est à 27.5°C, puis l'équidistante entre deux isothermes est de 0.5°C. (b) Cohérence de l'OLR sur la période 1979-2005 : part de la variance totale de l'OLR dans la fenêtre mobile de 120 jours expliquée en moyenne par les modes locaux. Une cohérence de 0.4 s'interprète comme 40% de variance commune en moyenne entre l'OLR et les modes locaux extraits sur la période considérée. (c) Comme (b) mais pour U200. (d) Comme (b) mais pour U850.

Dans les basses couches de l'atmosphère, le signal est d'échelle plus restreinte et décrit également une propagation générale vers l'est. En raison de la rugosité des surfaces continentales les amplitudes les plus importantes se trouvent centrées sur les bassins océaniques, notamment

Indien. Dans le sens méridien, des propagations vers les plus hautes latitudes de chaque hémisphère, très secondaires par rapport à la migration zonale dominante, correspondent au constant de Madden & Julian (1972).

Les Figures 2.25b-d représentent la cohérence moyenne des 144 modes locaux sur les champs d'OLR, U200 et U850, i.e. la variance commune entre les modes locaux et les 3 champs d'entrée, sur les fenêtres de 120 jours correspondantes. D'une manière générale, **cohérence et amplitude** (Figs. 2.25a et 2.24) **montrent des distributions spatiales assez ressemblantes**. Les modes locaux expliquent une fraction importante de la variabilité totale de l'OLR sur les régions où l'amplitude des perturbations convectives est forte, un résultat qui semble intuitivement assez logique.

Les modes moyens et les statistiques des Figures 2.24 et 2.25, calculés à l'échelle de toute l'année, cachent toutefois une saisonnalité très marquée dans l'activité intrasaisonnière (par exemple, Zhang & Dong 2004 ; Wu *et al.* 2006). Ce **cycle annuel dans l'activité intrasaisonnière** est illustré par la Figure 2.26. Les modes locaux de la période 1979-2005 sont regroupés ensemble selon leur mois d'appartenance (donc d'une manière similaire aux Figures 2.23b-d), et leur amplitude est ensuite moyennée, pour des méridiens donnés (présentant un intérêt du point de vue de la modulation intrasaisonnière de la pluviométrie par la MJO) du domaine d'étude, et pour les 3 paramètres OLR, U850 et U200. Les résultats sont présentés sous forme de diagrammes temps-latitude (Fig. 2.26).

Sur l'Afrique (Fig. 2.26a), **le signal intrasaisonnier suit, très logiquement, les variations saisonnières dans la position de la ZCIT** (cf. Fig. 1.10 et Waliser & Gautier 1993). Quelques détails s'avèrent cependant plus inattendus. C'est ainsi en été austral (décembre à mars) et entre 15°S et 20°S que les perturbations convectives semblent les plus marquées (environ 12 W.m⁻²). Ce résultat suggère une implication éventuelle de la MJO dans la variabilité intrasaisonnière sur l'Afrique Australe, pendant la saison des pluies.

A l'équateur le signal apparaît de moindre intensité, et plus cohérent en printemps boréal (février à avril) qu'en automne ; l'amplitude (sur le trimestre FMA) est de l'ordre de 8 W.m⁻². En été boréal l'Afrique ne montre pas en moyenne d'activité intrasaisonnière marquée entre 15°E et 40°E, ce qui pourrait en partie s'expliquer par la faiblesse relative des modes locaux d'été (Fig. 2.23). Il pourrait au contraire s'agir d'une absence de signal régionalisé sur l'Afrique à cette saison. Schématiquement, les signaux associés dans le vent zonal sont apparemment quasi-nuls à 850hPa et ne présentent pas de saisonnalité marquée (Fig. 2.26a) ; leur amplitude varie de 4 à 8 m.s⁻¹. En haute troposphère au contraire un cycle saisonnier est distinctement observable, avec des perturbations de l'ordre de 10 à 12 m.s⁻¹. Les fluctuations intrasaisonnières dans U200 sont trouvées de part et d'autre des perturbations convectives, ce qui génère un cycle annuel inversé en comparaison de l'OLR. C'est donc ici l'hémisphère d'hiver qui concentre les signaux les plus énergétiques dans le vent de haute couche, en lien probable avec les vitesses des vents plus élevées au niveau des jets subtropicaux (en particulier durant la saison hivernale).

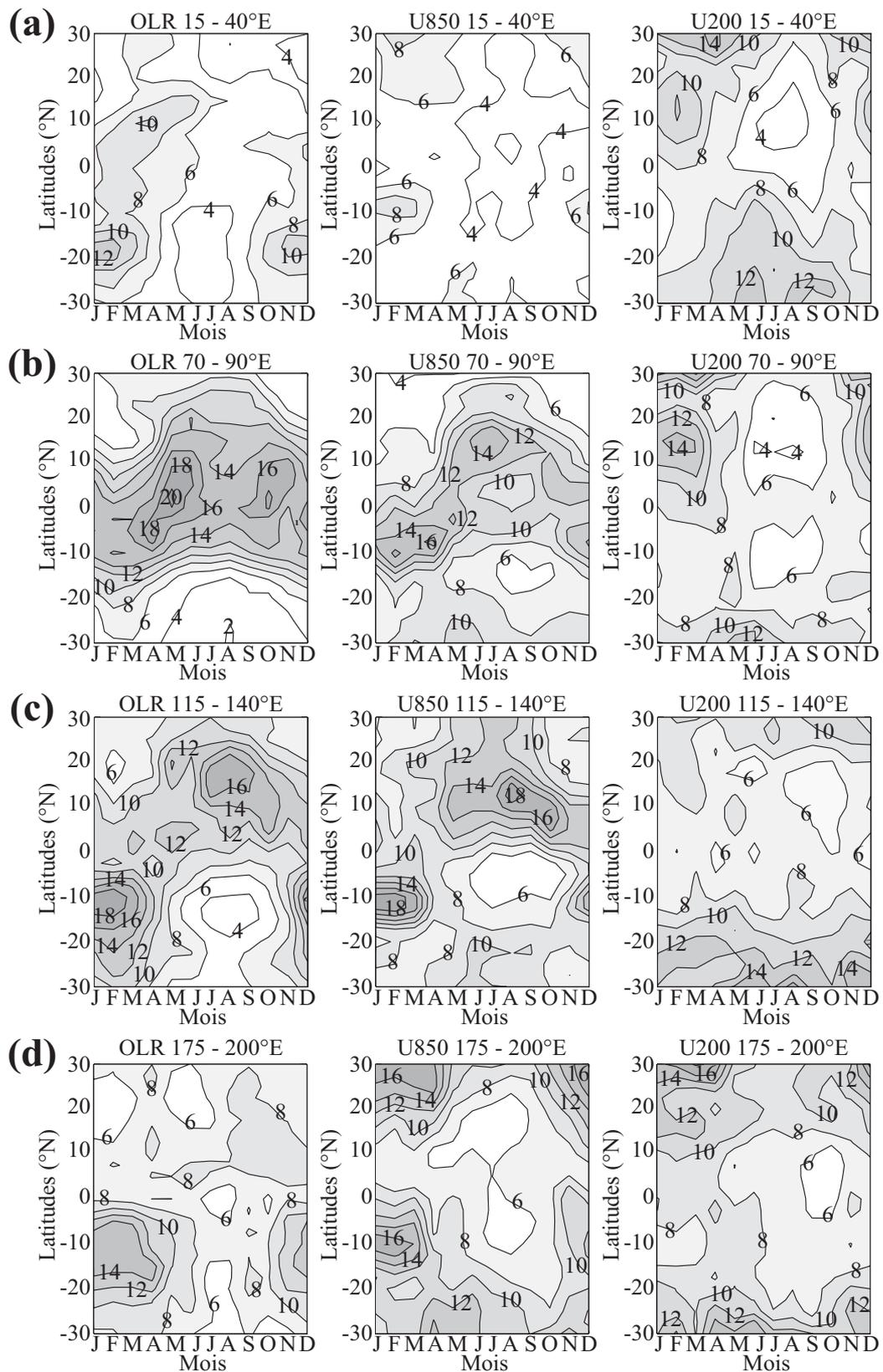


Fig. 2.26 : Diagramme temps-latitude de l'amplitude moyenne des modes locaux au cours du cycle annuel, moyennée sur les fuseaux : (a) africain (15°E - 40°E), (b) indien (70°E - 90°E), (c) indonésien - australien (115°E - 140°E), pacifique central (175°E - 200°E). La colonne de gauche montre l'amplitude des fluctuations dans l'OLR ($W.m^{-2}$), celles du milieu et de droite resp. dans le vent zonal à 850 et 200 hPa ($m.s^{-1}$).

Plusieurs précautions sont toutefois nécessaires dans l'interprétation de cette figure (notamment en terme de variabilité intrasaisonnière de l'OLR).

- Les fuseaux qui ont été moyennés peuvent présenter une importante hétérogénéité spatiale, potentiellement associée à une réponse différenciée à la MJO selon les latitudes. Les contrastes zonaux sur l'Afrique Australe (désert du Namib et du Kalahari face au littoral indien plus arrosé) ou Equatoriale (opposition aérologique entre l'Afrique de l'Est semi-aride et la cuvette congolaise beaucoup plus humide) en sont des illustrations (Fig. 1.6).

- L'absence de signal d'été boréal n'indique pas forcément une absence de fluctuations intrasaisonnières. En particulier, selon Matthews (2004b), la MJO pourrait être associée à des perturbations convectives sur l'Afrique de l'Ouest (non incluse dans cette fenêtre) pendant la saison de mousson.

Ces résultats suffisent toutefois à montrer que la MJO est associée sur l'Afrique à des fluctuations (convectives notamment) cohérentes, présentant une amplitude maximale calée sur la saisonnalité du système climatique. Des analyses plus détaillées de la variabilité intrasaisonnière africaine seront présentées dans les chapitres 4 et 5.

En accord avec les Figures 2.2, 2.10 et 2.11, et avec les très nombreuses études publiées à ce jour, **l'amplitude des fluctuations intrasaisonnières s'accroît considérablement sur le fuseau Indien** (Fig. 2.26b). Un cycle annuel très marqué apparaît ainsi dans l'OLR (avec des amplitudes allant jusqu'à 20 W.m^{-2} dans l'été de l'hémisphère) et dans le vent zonal à 850 hPa (14 à 16 m.s^{-1}). A la différence de l'Afrique, une très bonne correspondance spatiale semble donc prévaloir ici entre l'OLR et U850 ; une explication possible, outre l'intensité intrinsèque nettement supérieure du signal associé à la MJO, peut faire intervenir une friction moindre avec la surface, sur un milieu à dominante océanique. Un examen plus détaillé montre que l'amplitude maximale des perturbations convectives est trouvée en avril-mai d'une part, et septembre-octobre d'autre part, c'est-à-dire avant et après la mousson (et non pendant). Ce résultat a déjà été décrit en partie dans Bellenger & Duvel (2006). Dans U200 le cycle annuel est assez similaire à celui trouvé sur l'Afrique, les amplitudes maximales étant rejetées de part et d'autre des latitudes où la variabilité intrasaisonnière de l'OLR est forte.

Sur le fuseau Indonésie-Australie la MJO est également bien définie (Fig. 2.26c) : les fluctuations de l'OLR et du vent zonal sont d'amplitude comparable à celles enregistrées sur le bassin Indien. Le cycle annuel y présente cependant certaines particularités régionales. En basses couches et dans l'OLR, les saisons d'équinoxe montrent ainsi une transition très brutale entre l'été boréal (JAS : activité principalement localisée entre 10°N et 20°N , soit sur le nord de l'Indonésie et les Philippines), et l'été austral (JFM : activité centrée sur 10°S , soit l'Australie de la mousson). Entre ces deux extrema annuels, les perturbations dans la convection et surtout dans U850 sont d'amplitude bien moindre. A 200hPa le cycle annuel n'apparaît pas de manière franche, et seules les latitudes subtropicales de l'hémisphère austral montrent des amplitudes du vent zonal réellement élevées.

Sur le Pacifique central enfin (Fig. 2.26d) l'amplitude des modes locaux dans l'OLR (resp. dans U850) est maximale en été austral entre 5°S et 25°S (resp. au-delà de 20°N), ce qui constitue une nouvelle fois une singularité de cette région par rapport aux autres fuseaux. Convection et dynamique de basse troposphère semblent moins reliées sur le centre du Pacifique que sur le

bassin Indien et l'Indonésie / l'Australie. A l'instar des autres régions, U200 présente en revanche une amplitude supérieure dans les régions subtropicales et inférieure aux très basses latitudes.

Au final, l'analyse de la Figure 2.26 confirme donc **le poids prédominant du cycle annuel dans l'activité MJO** ; elle montre en outre que **des fluctuations convectives peuvent être décelées sur l'Afrique**. Leur amplitude reste cependant moindre (d'un facteur 2 environ) par rapport au bassin Indien, ce qui explique le nombre très restreint de travaux ayant abordé cette thématique sur la région. Leurs conséquences sur la pluviométrie seront abordées plus en détails dans la suite de ce travail.

En résumé à cette section, l'analyse des caractéristiques moyennes des modes locaux (Fig. 2.22 à 2.26) permet de constater que la LMA produit des résultats cohérents avec les descriptions usuelles de la MJO (par exemple, Knutson & Weickmann 1987 ; Madden & Julian 1994 ; Matthews 2000 ; Wheeler & Hendon 2004 ; Hsu & Lee 2005 ; Zhang 2005), ou obtenues par analyse composite (section 2.2.2).

Ces moyennes annuelles (Figs. 2.24 et 2.25) ou même saisonnières (Fig. 2.26) sont néanmoins susceptibles de cacher une grande diversité de modes locaux. Le chapitre suivant va en partie s'attacher à décrire cette variabilité, d'un évènement intrasaisonnier à l'autre, et également d'une année sur l'autre. C'est donc la variabilité temporelle des caractéristiques du signal MJO dans son ensemble qui sera abordée.

Synthèse de chapitre

L'oscillation de Madden-Julian a été découverte en 1971 (Madden & Julian 1971) ; au fil des années elle a suscité un vif intérêt auprès de la communauté scientifique internationale, qui a mené à une compréhension affinée du phénomène (Madden & Julian 1994 ; Zhang 2005). Il s'agit du **mode de variabilité atmosphérique dominant au pas de temps intrasaisonnier**, dans l'atmosphère tropicale : c'est un **phénomène quasi-cyclique, de période comprise entre 30 et 60 jours**, entraînant une **propagation vers l'est d'anomalies convectives de large échelle**. Son aire d'extension préférentielle est centrée sur les bassins océaniques Indien et Pacifique ouest (Warm Pool). Le signal associé dans la dynamique de l'atmosphère est significatif dans l'ensemble de la ceinture tropicale : selon les études les plus récentes (Jones *et al.* 2004b ; Donald *et al.* 2006 par exemple), ses implications dans la variabilité pluviométrique intrasaisonnaire sont même observables à l'échelle quasi-globale.

Cependant, l'état actuel des connaissances se heurte toujours à certaines difficultés, qui suscitent parfois des débats entre différentes écoles de pensées. Les principaux enjeux scientifiques actuels peuvent se résumer ainsi :

- Les origines physiques de l'oscillation, et la manière dont le signal s'entretient au cours du temps et de sa propagation, restent encore largement à déterminer. Plusieurs théories s'opposent quant au mécanisme propagatif de la MJO, aucune n'étant encore pleinement convaincante.

- La MJO s'avère très difficile à reproduire (et à prévoir) dans des modèles couplés de circulation de l'atmosphère. La variance des champs de vent et de convection atmosphérique dans la gamme de temps intrasaisonnière est la plupart du temps très largement inférieure aux valeurs d'observations.

- **La variété des évènements MJO est relativement mal connue** : la plupart des études se sont jusqu'ici quasi-exclusivement intéressées au cas "moyen" en se bornant à rappeler que les perturbations convectives successives ne se reproduisent jamais identiquement d'un cycle à l'autre. A l'heure actuelle ces différences entre les évènements est largement méconnue, de même que les paramètres climatiques susceptibles d'expliquer ces dissimilarités.

- A des échelles continentale et régionale, **l'ampleur des anomalies pluviométriques intrasaisonnières sur l'Afrique et la nature des mécanismes physiques sous-jacents restent relativement mal documentées**. Le récent débat entre Matthews (2004b) et Mounier (2005) quant à l'impact potentiel de la MJO sur la mousson ouest-africaine illustre bien les interrogations que suscite encore cette thématique à l'échelle de certaines régions d'Afrique.

Le présent travail se propose de focaliser essentiellement sur les deux derniers points, qui seront traités respectivement dans les chapitres 3 et 4. Pour ce faire, le signal convectif associé à la MJO est ici extrait à l'aide de deux approches statistiques opposées :

- les indices MJO du BMRC, obtenus à l'échelle globale par une ACP appliquée sur l'OLR, et le vent zonal à 850 et à 200hPa, qui sont mis à disposition de la communauté scientifique et réactualisés en temps réel (Wheeler & Hendon 2004).
- une analyse en modes locaux (LMA, Goulet & Duvel 2000), appliquée elle aussi aux données OLR, et qui permet de détecter les propagations des perturbations convectives de large échelle, évènement par évènement, à l'échelle du bassin indo-pacifique.

Chapitre 3. Variabilité temporelle de la MJO

Introduction de chapitre

La MJO a souvent été décrite comme un phénomène pseudo-cyclique, de durée moyenne comprise entre 30 et 60 jours, et donc l'amplitude ne présente apparemment pas de lien avec des paramètres tels que les TSM, et a fortiori l'ENSO. Cette section se propose d'utiliser les outils statistiques présentés dans le chapitre 2, pour caractériser les variations du signal associé à la MJO au cours du temps.

Plusieurs aspects feront particulièrement l'objet d'analyses spécifiques.

- **La durée de vie de l'oscillation, qui peut doubler d'un évènement à l'autre, est-elle dépendante des conditions de surface dans la ceinture tropicale ?** Corrélativement, les modes de variabilité des TSM (aux pas de temps interannuels essentiellement, étant donné l'inertie thermique des océans) sont-ils susceptibles d'influer sur les caractéristiques temporelles de la MJO ? Cette partie du travail se propose donc de compléter les études de Gray (1988) ou Goulet & Duvel (2000) qui ont par exemple décrit une MJO de durée plus courte en année de type El Niño.

- **Les fluctuations interannuelles de l'amplitude de la MJO, pour les différents mois de l'année, sont-elles réellement de caractère stochastique,** comme suggéré dans Slingo *et al.* (1999) ? En particulier, l'ENSO (impliqué dans les variations de la période de la MJO) est-il complètement indépendant de son amplitude ?

- **A une échelle plus fine comment le signal associé à la MJO varie-t-il d'un évènement à l'autre ?** Cette question a complètement été négligée jusqu'à présent dans la bibliographie, la MJO étant la plupart du temps définie comme un phénomène continu plutôt que comme une succession d'évènements particuliers. Les indices définis par Wheeler & Hendon (2004, cf. section 2.2.1) sont assez emblématiques de ce point de vue. L'on se propose ici d'utiliser les résultats de la LMA (Goulet & Duvel 2000, et section 2.3) pour identifier les caractéristiques propagatives les plus récurrentes des évènements intrasaisonniers, ces derniers étant identifiés individuellement. Les paramètres susceptibles d'influer sur la propagation de la MJO, y compris le cycle saisonnier (section 2.3.4) et les conditions surfaciques, seront également analysés afin d'aboutir à une meilleure compréhension de la variabilité inter-évènement de l'oscillation intrasaisonnière.

D'une manière générale, ce sont donc principalement les interactions entre les pas de temps intrasaisonnier (MJO) et saisonnier, annuel et interannuel (ENSO) qui seront abordées ici. Il est rappelé que l'état actuel des connaissances relatives à la saisonnalité de l'activité MJO et à ses relations avec l'ENSO a été décrit sous forme d'une revue bibliographique dans la section 2.1.

3.1 Variabilité interannuelle : interactions MJO - ENSO

3.1.1 Vitesse de propagation et période des évènements intrasaisonniers

Cette section s'intéresse à la période (ou durée de vie) des évènements intrasaisonniers individuels. Les aspects moyens, saisonniers et interannuels seront tour à tour abordés.

- *Définition de la période de la MJO*

Le déclenchement de la convection associée à la MJO prend généralement place sur le bassin Indien (Kemball-Cook & Weare 2001 ; Jiang & Li 2005) et correspond approximativement à la phase π selon les indices MJO utilisés (cf. Figs. 2.9 et 2.10). Pour calculer la durée (en jours) de chaque évènement MJO de la période 1979-2004, on extrait le **nombre de jours séparant 2 occurrences successives d'une phase π** , c'est-à-dire 2 phases d'intensification consécutives de la convection sur l'océan Indien (Fig. 3.1).

Un critère d'amplitude a également été appliqué, pour éliminer les périodes durant lesquelles le signal intrasaisonnier est particulièrement faible : seuls les cycles d'amplitude moyenne supérieure à 0.9 (Fig. 2.9) ont été retenus. Le comportement angulaire de la MJO pouvant présenter des irrégularités plus ou moins marquées (Fig. 3.1), seuls les cycles présentant une propagation vers l'est nette et continue (la phase augmentant continuellement au cours du temps, de 0 à 2π) ont été inclus dans cette analyse.

Sur 5026 jours d'amplitude forte à modérée sur l'ensemble de la période 1979-2004 (45.9% de l'échantillon total), 157 évènements MJO répondent aux critères présentés ci-dessus (soit une moyenne de 5.2 évènements par an).

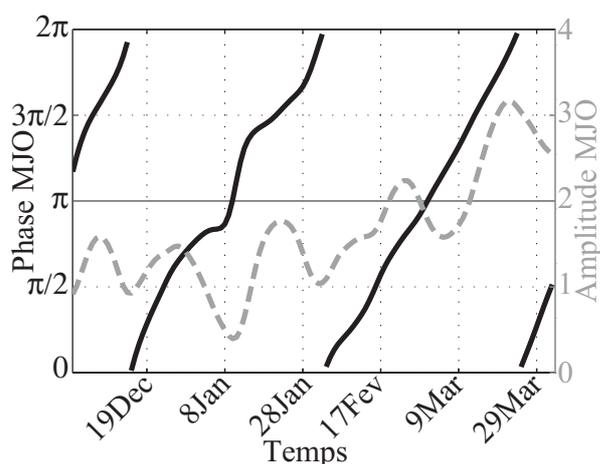


Fig. 3.1 : Activité MJO du 1^{er} Décembre 1987 au 1^{er} Avril 1988 décomposée en phase (traits pleins, axe des ordonnées de gauche) et en amplitude (trait pointillé, axe des ordonnées de droite). La phase π a été indiquée par un trait noir continu.

Conformément aux constats publiés dans de nombreux travaux (par exemple, Madden & Julian 1972 ; Anderson *et al.* 1984 ; Madden 1986 ; Gray 1988), **la période moyenne est comprise entre 40 et 45 jours** (41.1). Les valeurs extrêmes sont comprises entre 31 et 57 jours, ce qui une nouvelle fois est en accord avec les caractéristiques temporelles de la MJO (Madden & Julian 1994). Cependant, une saisonnalité très marquée dans la durée de vie des évènements MJO est également trouvée sur l'échantillon analysé, ce qui n'avait jamais été décrit jusqu'alors.

Chaque cycle intrasaisonnier est affecté au mois d'appartenance de son jour médian. Des stratifications mensuelles de la durée de vie MJO ont ainsi pu être réalisées (Fig. 3.2). La durée de vie médiane mensuelle varie ainsi de 34.5 jours pour décembre à 48 jours pour septembre. D'une manière générale, **la MJO apparaît plus courte durant les saisons d'équinoxes** (mars à mai et octobre à décembre) que pendant les saisons d'hiver et d'été des 2 hémisphères. Un résultat assez similaire, mais plus bruité, avait déjà été trouvé par Analyse en Modes Locaux (cf. Fig. 2.23).

La significativité de ces résultats est testée à l'aide d'une analyse de variance, croisant la durée de vie MJO et l'appartenance aux 12 mois de l'année. La période des cycles et les différents mois ne sont statistiquement pas indépendants à un seuil de confiance estimé de 99.9%. Ces résultats diffèrent sensiblement de ceux d'Anderson *et al.* (1984), basés sur un échantillon plus restreint et des séries temporelles plus courtes, et qui concluaient à une absence totale de saisonnalité dans l'amplitude comme dans la période de la MJO. Ils sont en revanche pleinement confirmés par des analyses spectrales et des analyses en ondelettes, directement appliquées sur les séries RMM1 et RMM2 sur la période 1979-2004 (non montré).

En ce qui concerne l'amplitude du signal, notons que Salby & Hendon (1994) ont dégagé un pic d'activité intrasaisonnaire centré sur le printemps boréal (retrouvé sur la Figure 2.9c), ce qui infirmait déjà certains des résultats d'Anderson *et al.* (1984).

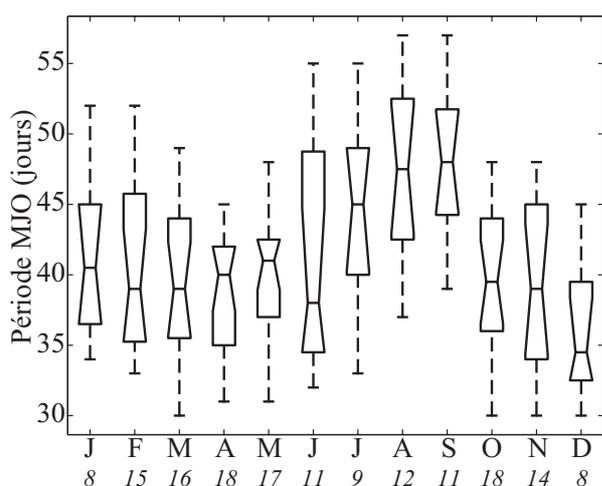


Fig. 3.2 : Graphique en moustaches de la période MJO (en jours) pour chaque mois de l'année. Les boîtes ont des marqueurs horizontaux au premier quartile, à la médiane et au dernier quartile des valeurs mensuelles. Les moustaches s'étendent jusqu'aux valeurs extrêmes pour montrer l'amplitude de la distribution statistique. La taille de l'échantillon utilisé pour le calcul est indiquée pour chaque mois, sous l'axe des abscisses.

- Relations avec l'ENSO

Si la durée de vie médiane et moyenne de la MJO apparaissent clairement dépendantes de la saison (Fig. 3.2), une dispersion statistique des valeurs de chaque mois (i.e., l'amplitude entre les valeurs extrêmes) traduit une certaine variabilité inter-événement. Cette variabilité sera abordée spécifiquement dans la section 3.2. On s'intéresse ici plus particulièrement aux fluctuations interannuelles de la période, qui peuvent s'avérer en grande partie responsables de cette forte dispersion statistique. Les corrélations avec l'ENSO (Gray 1988), mode de variabilité majeur dans les tropiques au pas de temps interannuel (section 1.2.2), seront particulièrement étudiées.

Les périodes moyennes sont d'abord moyennées par trimestres (JFM, FMA, MAM, ...), de manière à constituer des échantillons suffisamment fournis pour s'assurer de la robustesse statistique, tout en documentant d'une manière précise le cycle saisonnier. Ces valeurs ont ensuite

été corrélées avec l'indice Niño 4 (Fig. 1.4) synchrone (donc également moyenné par trimestres) : les résultats sont montrés sur la Figure 3.3. Le nombre fluctuant de cycles MJO, et donc de degrés de liberté, a été pris en considération pour tester la significativité des corrélations.

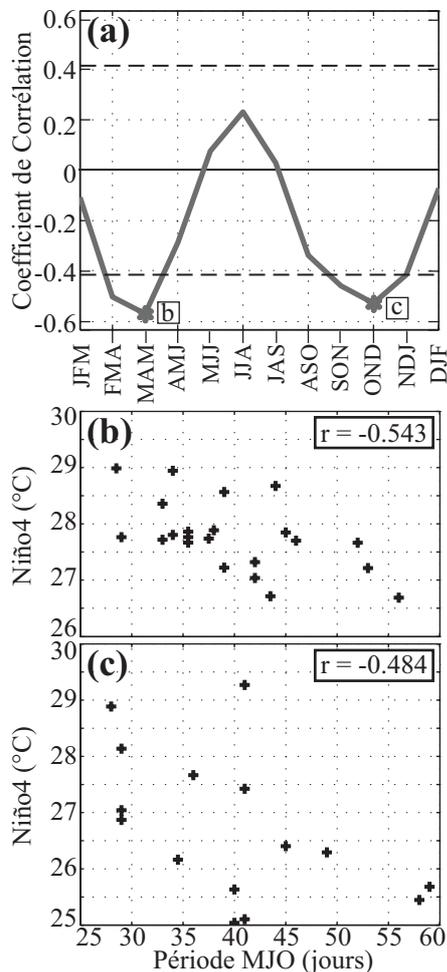


Fig. 3.3 : (a) Corrélations simultanées entre la période MJO moyennée sur 3 mois et l'indice Niño4, sur la période 1979-2004. Le niveau de significativité à 95% est montré par les lignes pointillées. (b) Nuage de points entre la période MJO moyennée sur 3 mois et l'indice Niño4 pour la saison MAM. (c) Comme (b) mais pour la saison OND.

L'indice Niño4 et la période de la MJO sont significativement (et négativement) corrélés pendant les saisons d'équinoxes (février-mai et octobre-décembre), indiquant **des périodes MJO plus longues en année La Niña et plus courtes en année El Niño**. En moyenne les valeurs de la période valent 36.0 (46.8) jours en conditions El Niño (La Niña) en MAM, et 32.4 (47.6) jours en conditions El Niño (La Niña) en OND. Ces différences sont significatives 2 à 2 selon un test de Student au seuil de 95%.

Ces résultats sont cohérents avec ceux de Gray (1988), basés sur un jeu de données plus limité de relevés stationnels, et avec ceux de Goulet & Duvel (2000), basés sur une LMA (cf. section 2.3) du fichier d'OLR. Cependant, les corrélations sont quasi-nulles pour la saison d'hiver boréal, et même légèrement positives pour la saison d'été (Fig. 3.3a). Les nuages de points croisant l'indice Niño4 et la période MJO (Fig. 3.3) indiquent par ailleurs que ces relations statistiques ne résultent pas d'un nombre limité de valeurs extrêmes, et sont relativement robustes.

Pour les 2 saisons présentant les corrélations les plus fortes entre la période MJO et l'ENSO (MAM et OND), le champ de corrélations synchrones entre la durée de vie des évènements

intrasaisonniers et les TSM est représenté (Fig. 3.4). Le nombre d'évènements MJO inclus dans chaque échantillon est de 51 et 40, respectivement (Fig. 3.2). Pour ces 2 saisons, des corrélations négatives (significatives) sont trouvées sur le bassin Pacifique central, ce qui confirme les résultats montrés par la Fig. 3.3a. Des corrélations positives sont en outre observées sur le Pacifique ouest, formant une structure en "fer à cheval" en opposition de phase avec l'est du bassin. Ce champ de corrélations forme la **signature caractéristique des anomalies de TSM associées à l'ENSO**. Une configuration spatiale similaire peut par exemple être trouvée dans Zhang *et al.* (1997), Mantua *et al.* (1997) ou Wu *et al.* (2003), ainsi que sur la Fig. 1.13. Des corrélations significatives sont également trouvées sur le bassin Atlantique en MAM et Indien en OND (Fig. 3.4). Des corrélations partielles, calculées en présence de l'indice SOI synchrone, confirment que ces dernières sont également associées à l'ENSO (non montré).

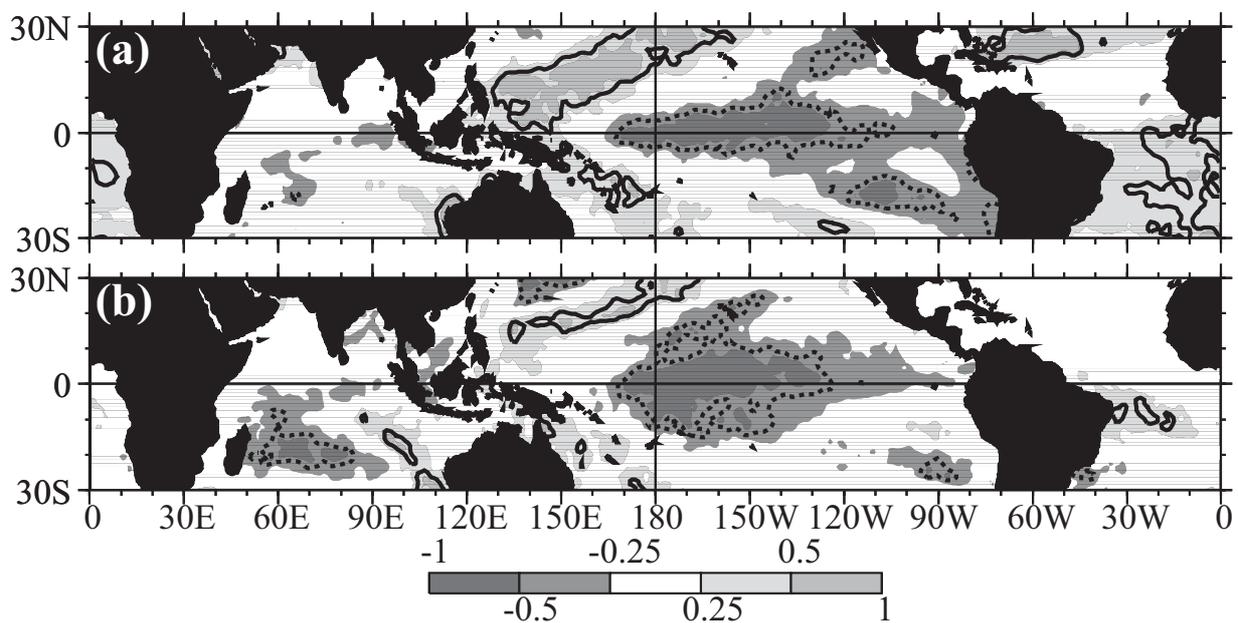


Fig. 3.4 : Corrélations entre la période moyenne de la MJO moyennée sur les 3 mois de MAM (a) et OND (b), et les TSM moyennes durant les mêmes saisons. La valeur des grisés est donnée par la légende. Les contours solides (resp. pointillés) indiquent les corrélations positives (resp. négatives) qui dépassent le seuil de significativité de 95%.

- *Fluctuations interannuelles dans la vitesse de propagation*

En accord avec Vincent *et al.* (1998) et Kessler (2001), **l'extension longitudinale des anomalies convectives associées à la MJO est plus limitée en année La Niña**, et plus grande en année El Niño (Fig. 2.3). D'un évènement El Niño sur l'autre, ce décalage longitudinal peut donc prendre des valeurs différentes des 20° trouvés par Kessler (2001) sur la période 1980-1998. La Figure 3.5 quantifie plus précisément cette aire d'extension comme celle sur laquelle les TSM dépassent le seuil de 27.5°C (Graham & Barnett 1987). Plus qu'une simple migration zonale de la MJO dans son ensemble, c'est donc une modulation interannuelle de son aire d'extension qui est proposée ici, en lien avec les conditions de surface et en particulier la localisation de la Warm Pool.

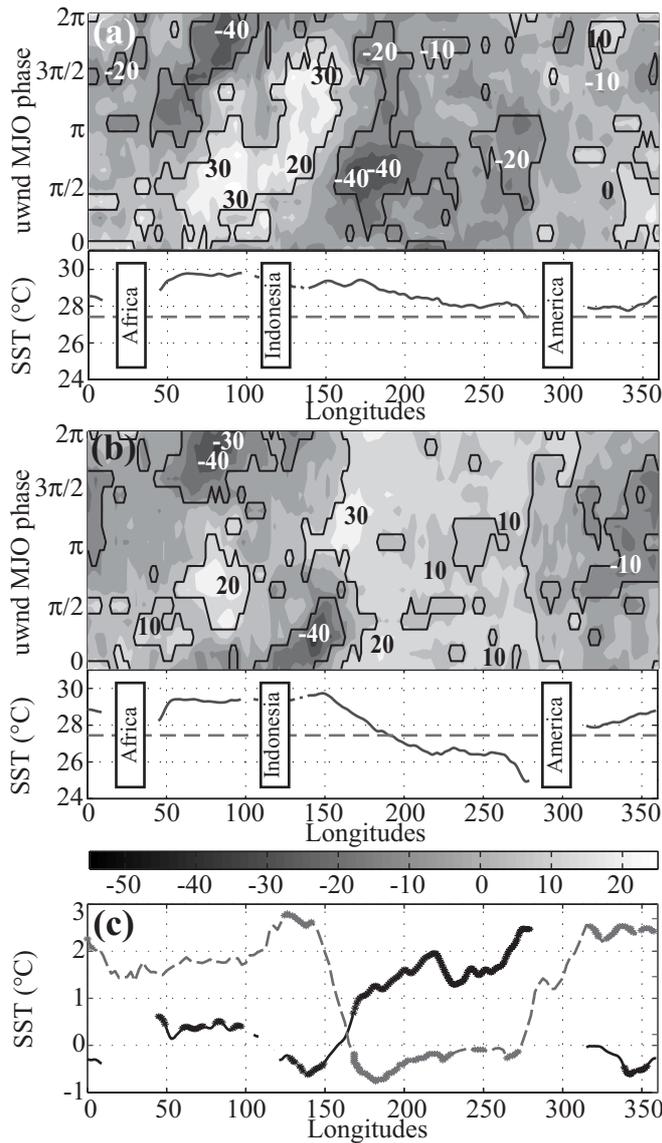


Fig. 3.5 : (a) Haut : diagramme phase-longitude des anomalies moyennes l'OLR ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) le long de l'équateur ($5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S}$) en année El Niño, après retrait du cycle annuel, période MAM 1979-2005. La valeur médiane de l'indice Niño4 a été utilisée pour isoler les années correspondantes. Les anomalies significativement différentes du cycle annuel (t-test, 95%) sont entourées par un trait noir continu. Bas : TSM moyennes synchrones le long de l'équateur ($5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S}$). Le seuil de 27.5°C a été indiqué par une ligne horizontale pointillée. (b) Comme (a) mais pour les années La Niña (années inférieures à la médiane de l'indice Niño4). (c) Différence d'OLR et de TSM le long de l'équateur ($5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S}$) entre les deux groupes d'années précédents. Les différences significatives (t-test, 95%) sont indiquées par des lignes plus épaisses.

Etant donné que la période de la MJO est également plus longue en année La Niña (Fig. 3.3), sa **vitesse de propagation vers l'est doit nécessairement être plus faible en année La Niña**. Ces différences de vitesse propagative s'observent-elles sur des fuseaux particuliers de la ceinture tropicale, ou le phénomène concerne-t-il l'ensemble des longitudes sur lesquelles la MJO se propage ?

Pour analyser ce point, le cycle MJO a été divisé en seizièmes de phases ($0-\pi/8$, $\pi/8-\pi/4$, ..., $15\pi/8-2\pi$) et le temps moyen passé par la MJO dans chacun de ces seizièmes de cycles a été calculé (Fig. 3.6). Les échantillons d'années de type El Niño et La Niña ont respectivement été constitués en utilisant le 33^{ème} et le 66^{ème} percentile de l'indice trimestriel Niño4, pour les 2 saisons indépendamment. La durée de vie moyenne des évènements intrasaisonniers est la somme du nombre de jours passés dans chaque seizième de cycle.

Une analyse plus détaillée de la Figure 3.6 montre que les **différences dans la période** (ou corrélativement dans la vitesse de propagation) **entre années chaudes et années froides sont concentrées à certaines phases MJO précises**, et non distribuées d'une manière homogène au cours du cycle intrasaisonnier. Pour OND en particulier (Fig. 3.6b), le quart de cycle entre les

phases $7\pi/4$ et $\pi/4$ dure seulement 7.5 jours en année El Niño, contre 13.2 jours en année La Niña. Cette partie du cycle MJO correspond à une migration vers l'est des clusters convectifs au-dessus du Continent Maritime (Figs. 2.9 et 2.10). De même, le quart de cycle entre les phases $3\pi/4$ et $5\pi/4$ dure 4.6 jours en moyenne en année El Niño, contre 11.4 jours en année La Niña. Ce quart de cycle correspond à une migration de la phase de convection supprimée au-dessus du Continent Maritime (Fig. 2.9).

Un comportement similaire, mais moins marqué, est observable en MAM (Fig. 3.6a). **Les anomalies de convection amplifiée et supprimée prennent moins (plus) de temps pour se propager au-dessus du Continent Maritime et du secteur ouest Pacifique en année El Niño (La Niña).**

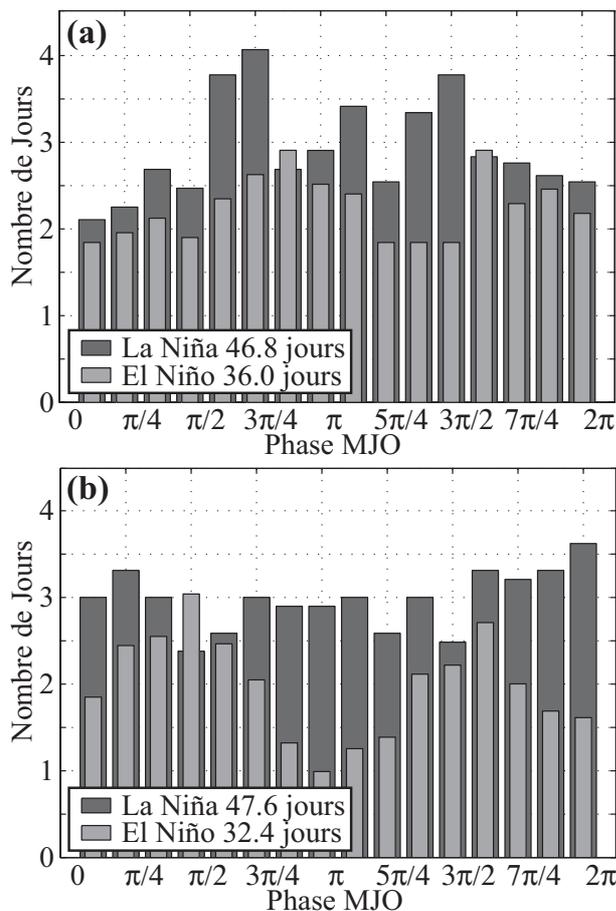


Fig. 3.6 : Temps moyen (en nombre de jours) passé dans chaque seizième de cycle MJO en année El Niño (gris clair) et La Niña (gris foncé), pour les saisons (a) MAM, (b) OND.

Il est établi que la vitesse de propagation de la MJO en conditions normales montre de grandes fluctuations au cours de son cycle. Dans le régime "humide" de convection active sur la Warm Pool (bassin Indien et Pacifique ouest), la propagation vers l'est est d'environ $4-5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Dans le régime "sec" au-dessus du Pacifique est, elle est beaucoup plus rapide, de l'ordre de 10 à $40\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ selon le paramètre analysé (Salby & Hendon 1994 ; Bantzer & Wallace 1996 ; Matthews 2000). Ceci a été expliqué comme une modification de la vitesse de propagation de la composante ondulatoire (l'onde de Kelvin) associée à la MJO.

La vitesse de propagation de la MJO approche de la vitesse théorique d'une onde de Kelvin atmosphérique dans le régime "sec" ; dans le régime "humide" au contraire, la libération de chaleur latente dans la partie ascendante de l'onde de Kelvin compense en partie le

refroidissement adiabatique dû à la dilatation de l'air, provoquée par sa détente pendant son ascendance. De ce fait il contribue à réduire la stabilité statique de la masse d'air, ce qui finalement ralentit la propagation de l'onde (Gill 1982).

Une hypothèse pour expliquer les différences de vitesse propagative entre les années El Niño et La Niña est que des mécanismes similaires pourraient être au moins partiellement responsables du ralentissement de la MJO sur le secteur du Continent Maritime et du Pacifique ouest. Pendant un évènement El Niño, les conditions atmosphériques sur cette région sont plus sèches que la normale, en lien avec l'affaiblissement voire l'interruption de la convection atmosphérique profonde (Fig. 1.14c). En conséquence, c'est un régime "sec" qui va prévaloir alors sur le secteur, ce qui conduit théoriquement (et dans l'observation, Fig. 3.6) la MJO à accélérer lors des années El Niño.

Cependant d'autres facteurs comme le cisaillement moyen dans le vent zonal ou l'extension longitudinale de la warm pool elle-même, peuvent aussi s'avérer fondamentaux. Des expériences de sensibilité réalisées sur modèles numériques de climat pourraient être utiles pour la compréhension des mécanismes physiques à l'origine de ce ralentissement occasionnel de la MJO.

3.1.2 Amplitude du signal MJO planétaire

Avec la vitesse de propagation, l'amplitude du signal intrasaisonnier constitue la seconde information fournie par les indices pour caractériser le signal MJO. Elle quantifie l'intensité des anomalies (dynamiques et convectives) engendrées par l'oscillation intrasaisonnaire. De nombreux travaux ont documenté l'importance des variations saisonnières, annuelles et interannuelles du signal MJO (par exemple, Knutson & Weickmann 1987 ; Fink & Speth 1997 ; Vincent *et al.* 1998 ; Hendon *et al.* 1999 ; Matthews 2000 ; Kessler 2001 ; Lawrence & Webster 2001 ; Wheeler & Hendon 2004 ; Zhang 2005 ; Hendon *et al.* 2007). L'étude d'Anderson *et al.* (1984) se démarque une nouvelle fois, en ne trouvant (à partir de séries temporelles assez limitées) qu'un signal saisonnier très faible associé à la MJO. Cependant, comme rappelé précédemment, aucune téléconnexion synchrone n'a pu être identifiée entre l'état d'ENSO et l'amplitude MJO correspondante (Anyamba & Weare 1995 ; Slingo *et al.* 1996 ; Slingo *et al.* 1999).

Cette section se propose de discuter de l'évolution interdécennale du signal MJO et de réinvestir la piste des interrelations avec ENSO, en employant un jeu de données avec une profondeur temporelle supérieure à celle utilisée pour les travaux antérieurs.

- *Evolution interdécennale de la MJO et des relations MJO-ENSO*

L'évolution de l'activité MJO est ici évaluée à l'aide des indices MJO basés sur le vent zonal des réanalyses NCEP. Le cycle annuel de l'amplitude est décrit par la Figure 2.20 : la très forte ressemblance avec les indices MJO du BMRC a déjà été notée dans le chapitre précédent. La profondeur temporelle des réanalyses permet en outre de scinder la période d'étude en 2 moitiés : 1950-1975 et 1976-2005. Globalement, même si le profil général des courbes est identique entre les 2 sous-périodes, un décalage vertical systématique traduit une **tendance à la hausse de l'activité intrasaisonnaire**. Temporellement, cette hausse semble essentiellement concentrée sur la saison MAM (qui présentait déjà un maximum annuel d'activité intrasaisonnaire avant 1975), et

en septembre et octobre. Comme il a été noté précédemment, l'évolution interdécennale notée ici peut traduire une évolution physique réelle du système climatique sur le long terme, comme un artefact dû aux données (par exemple, Trenberth *et al.* 2001 ; Kinter *et al.* 2004).

Cette tendance (relevée à partir des indices NCEP) est examinée à l'échelle annuelle grâce à la Figure 3.7. L'amplitude MJO moyenne annuelle montre une tendance à la hausse très nette entre 1950 et 2005 (Fig. 3.7a), qui est statistiquement significative au seuil de 95% selon un test de corrélation des rangs de Spearman. Un test de Pettitt (Pettitt 1979) est également utilisé pour déceler d'éventuelles ruptures dans les séries temporelles. **Une rupture statistiquement significative dans l'amplitude MJO est ainsi trouvée en 1973** (Fig. 3.7b). L'indice annuel Niño4 montré également une rupture significative, en 1977 -corroborant un constat déjà établi dans de nombreux travaux, comme Mantua *et al.* (1997), Zhang *et al.* (1997), Deser *et al.* (2004), ou Wu *et al.* (2003 ; 2005). Pour la suite de cette section les séries temporelles seront donc séparées en 2 périodes distinctes de part et d'autre de leurs ruptures approximatives : 1950-1975 et 1976-2005.

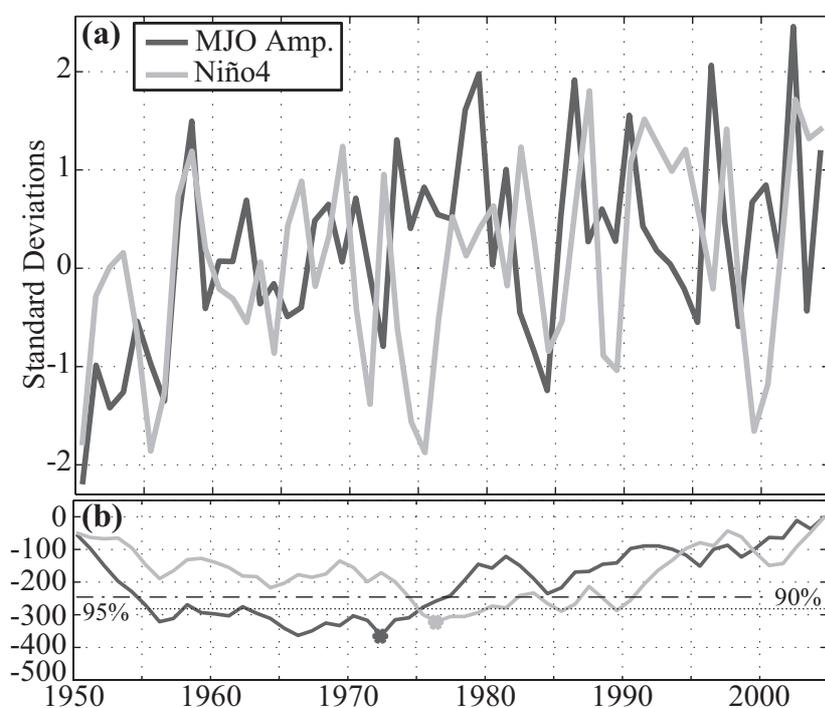


Fig. 3.7 : (a) Amplitude MJO annuelle (gris foncé) et indice Niño4 annuel (gris clair). Les séries temporelles ont été standardisées pour permettre leur comparaison. (b) Statistique du test de Pettitt pour les séries temporelles de (a). Les seuils de significativité à 90% et 95% sont représentés par les lignes horizontales.

La hausse de l'amplitude MJO annuelle entre ces 2 périodes est de +16% (Fig. 3.7). Un examen détaillé de la Figure 2.20 montre qu'elle est essentiellement concentrée de mars à juin, et dans une moindre mesure d'août à octobre. De telles tendances pourraient être attribuables à une amélioration de la qualité des réanalyses au cours du temps, en lien avec la hausse du nombre de mesures atmosphériques et l'avènement des produits satellitaires. L'autre hypothèse fait intervenir une tendance climatique réelle, qui pourrait être associée au réchauffement climatique observé à l'échelle planétaire durant la seconde moitié du XX^e siècle. Pour la suite de cette section, **les tendances linéaires ont été ôtées des séries temporelles MJO et Niño4** pour l'étude de la variabilité interannuelle des signaux.

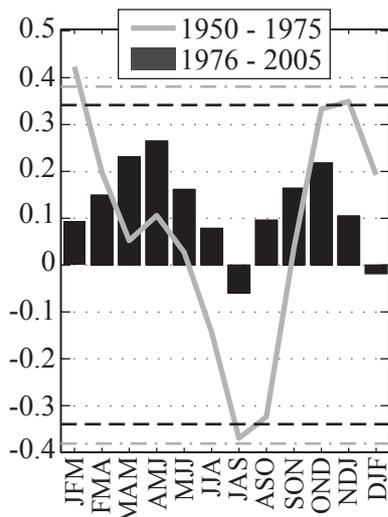


Fig. 3.8 : Cycle annuel des corrélations entre l'indice trimestriel moyen Niño4 et l'amplitude MJO pour 1950-1975 (ligne continue) et 1976-2005 (barres). La significativité à 95% est montrée pour les 2 périodes par les lignes pointillées.

En s'inspirant de la méthodologie présentée dans Hendon *et al.* (2007), la Figure 3.8 décrit le cycle annuel des corrélations synchrones entre l'amplitude MJO moyennée sur 3 mois consécutifs (i.e., JFM, FMA, MAM, ...) et l'indice Niño4 correspondant, et pour les 2 périodes 1950-1975 et 1976-2005. S'il est vrai que des valeurs ponctuelles élevées de l'amplitude MJO ne suffisent théoriquement pas à garantir d'une forte activité intrasaisonnière, et qu'une propagation vers l'est (assurée par une relation de phase constante à $\pi/2$ entre les 2 indices CP1 et CP2) est également l'un des facteurs nécessaires, il a été montré que de fortes valeurs d'amplitudes trouvées sur 3 mois consécutifs correspondent toujours à une telle propagation (avec la valeur de la phase α qui augmente au cours du temps, modulo 2π).

Les corrélations sont positives en automne, hiver et printemps boréal, indiquant une activité intrasaisonnière plus forte en conditions chaudes (de type El Niño par exemple) ; ce signe positif est intuitivement cohérent avec les 2 tendances à la hausse trouvées sur la Figure 3.7. Sur la période 1950-1975, les corrélations atteignent des valeurs absolues bien supérieures, et significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson, notamment en hiver boréal lorsque les événements El Niño atteignent leur pic d'activité. On note en revanche des **corrélations négatives significatives, durant la même période 1950-1975, durant la saison d'été boréal -dénotant une plus forte activité MJO lors des événements froids, de type La Niña**. Pour la période 1976-2005 en revanche les corrélations sont beaucoup plus faibles, et n'atteignent jamais le seuil de significativité à 95% : ce résultat corrobore ceux de Fink & Speth (1997) et Slingo *et al.* (1999). Des nuages de points croisant les 2 séries (non montrés) ont systématiquement été utilisés pour s'assurer que les corrélations significatives de la période antérieure à la rupture ne sont pas dues à un nombre limité de valeurs extrêmes, mais témoignent d'une véritable linéarité dans les relations MJO-ENSO. De même ils ont permis de montrer sans ambiguïté l'indépendance statistique entre les 2 paramètres pour la période postérieure.

Le cycle annuel des relations MJO-ENSO et ses modifications interdécennales indiquent : (i) que **les 2 périodes de part et d'autre du milieu des années 1970 ne doivent pas être traitées ensemble**, étant séparées par une rupture significative et montrant des comportements distincts au pas de temps interannuel ; (ii) que **l'étude de ces interactions ne doit pas être effectuée sur une moyenne annuelle**, qui conduirait à faire s'annuler les corrélations de signe opposé entre la saison d'hiver et la saison d'été.

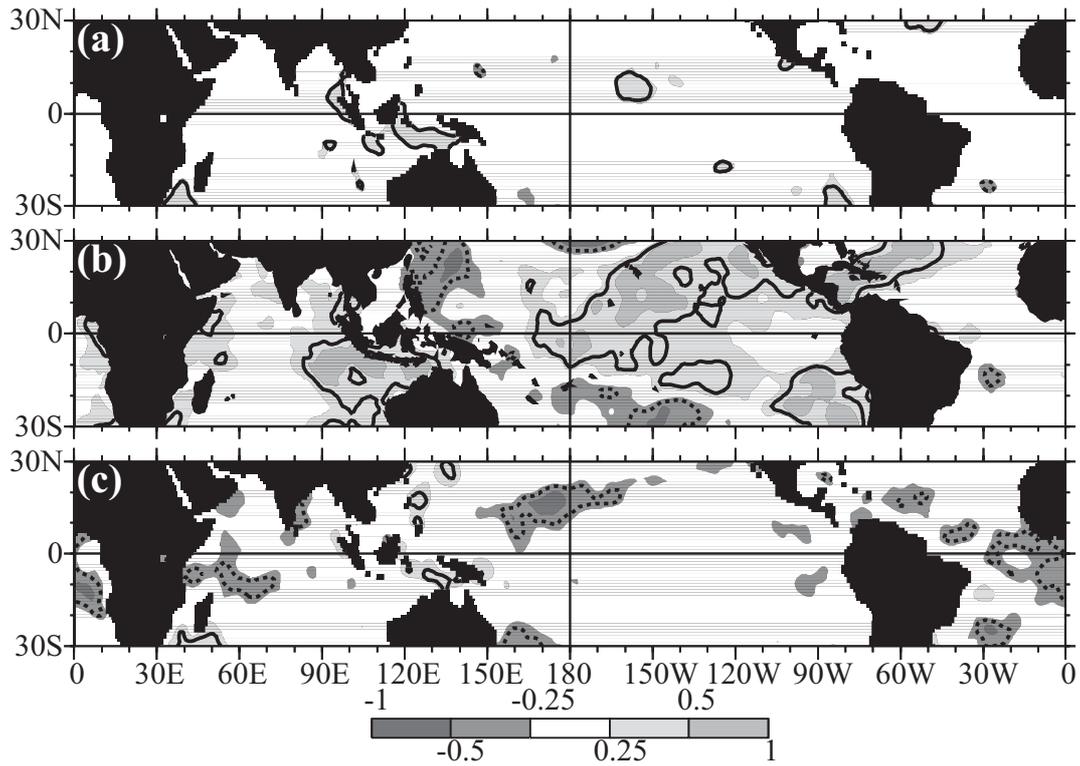


Fig. 3.9 : Champ de corrélations entre l'amplitude MJO saisonnière pour NDJ et les points de grille TSM correspondants, (a) pour 1950-2005, (b) 1950-1975, (c) 1976-2005. Les lignes continues (resp. pointillées) correspondent aux corrélations positives (resp. négatives) significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson.

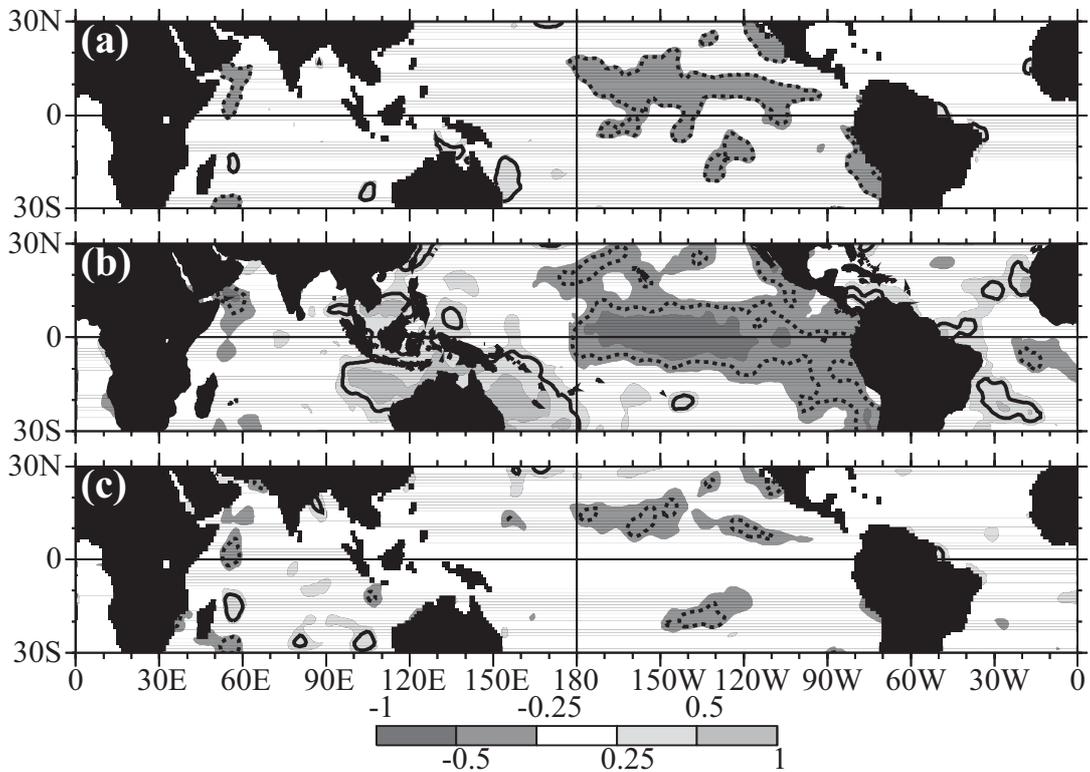


Fig. 3.10 : Comme Figure 3.9 mais pour la saison JAS.

Les simples valeurs de corrélations de la Figure 3.8 pourraient dissimuler des téléconnexions plus fortes avec les conditions climatiques de fond (SST par exemple), puisqu'elles ne se réfèrent qu'à une région bien précise (l'index Niño 4, cf. Fig. 1.4) du Pacifique Central. Les corrélations entre l'amplitude MJO moyenne sur 3 mois et le champ de TSM synchrone ont donc également été calculées pour chacun des trimestres, et chacune des 2 sous-périodes d'étude. Les champs de corrélations sont spatialement et temporellement les plus cohérents en hiver (NDJ, Fig. 3.9) et été boréal (JAS, Fig. 3.10).

Pour NDJ, la significativité est atteinte dans de grandes parties du bassin indo-pacifique pour la période 1950-1975 (Fig. 3.9b). Les corrélations négatives dans l'ouest du Pacifique (pattern en fer à cheval) en opposition de phase avec les corrélations positives sur l'est forment une configuration spatiale caractéristique des événements El Niño (cf. Fig. 1.13). Des corrélations positives sont également trouvées sur les bassins Indien et Atlantique. Des corrélations linéaires partielles calculées en présence des indices MEI et SOI montrent bien que ce champ de corrélations est relié à l'ENSO. Lors de la période 1976-2005 (Fig. 3.9c), les corrélations se sont affaiblies d'une manière importante, et la significativité n'est plus atteinte que dans une région très limitée du Pacifique ouest. Ce résultat est cohérent avec ceux de Hendon *et al.* (1999). En conséquence, lorsque toute la période 1950-2005 est analysée (Fig. 3.9a), les valeurs des coefficients de corrélation restent très faibles (en accord avec Slingo *et al.* (1999)).

Pour l'été boréal (JAS), la structure spatiale est schématiquement de signe opposé à celle de l'hiver, confirmant les résultats de la Figure 3.8. Pour 1950-1975 (Fig. 3.10b) les corrélations sont ainsi positives (négatives) sur l'ouest (l'est) du Pacifique, indiquant une plus forte activité intrasaisonnière lors de conditions de type La Niña. Le nuage de points entre l'indice Niño4 et l'amplitude MJO montrent que ces corrélations sont en partie dues à une année extrême, 1973, caractérisée par une activité intrasaisonnière exceptionnellement forte et par des conditions de TSM exceptionnellement fraîches notamment dans la région Niño4. Cependant, lorsque cette année est enlevée de l'échantillon, les corrélations restent très significatives, en particulier sur l'est du bassin Pacifique. Des corrélations linéaires partielles, calculées en présence des indices MEI et SOI, indiquent en outre que le pattern est bien statistiquement relié à l'ENSO. Les champs de corrélations, avec ou sans l'année 1973, apparaissent en revanche moins robustes que pour la saison d'hiver boréal (NDJ, Fig. 3.9). Ils sont également moins ressemblants avec le champ d'anomalies de TSM associées à l'ENSO (Fig. 1.13). Les nuages de points (non montrés) et cartes (Fig. 3.10a et c) pour les périodes 1976-2005 ou 1950-2005 montrent une nouvelle fois un affaiblissement radical des corrélations.

- *La MJO comme initiateur d'évènements El Niño ?*

Hendon *et al.* (2007) ont récemment utilisé des corrélations linéaires décalées pour mettre en évidence un rôle possible de la MJO sur l'état de l'ENSO. En utilisant les indices MJO de Wheeler & Hendon (2004) ils ont notamment déduit qu'une forte activité intrasaisonnière de printemps est suivie d'une expansion vers l'est de la warm pool du Pacifique, en lien avec des anomalies zonales d'ouest en surface (les fameux "coups de vent d'ouest", Picaut *et al.* 1996). Ces derniers, réduisant momentanément la tension de vent due aux alizés, favorisent alors le développement d'ondes de Kelvin océaniques qui, en se propageant vers l'est, modifient la

profondeur de la thermocline et contribuent au réchauffement occasionnel du Pacifique central. Ces conditions sont connues comme particulièrement favorables au développement d'un évènement El Niño, 6 mois plus tard environ.

La Figure 3.11 présente les corrélations décalées entre les moyennes trimestrielles de l'amplitude MJO et de l'indice Niño4. La ligne diagonale noire correspond au lag 0 (corrélations synchrones). Les corrélations situées au-dessus et à sa gauche indiquent donc que l'indice Niño4 précède l'indice MJO, et celles situées en dessous et à sa droite correspondent à la situation inverse.

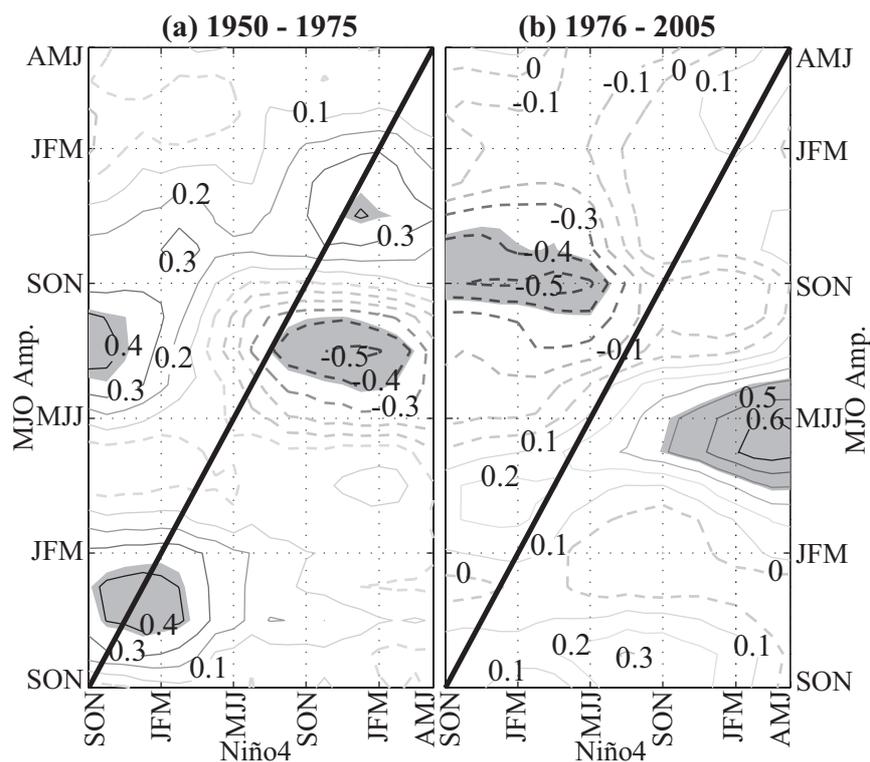


Fig. 3.11 : Corrélations décalées entre l'amplitude MJO trimestrielle moyenne et l'indice Niño4 trimestriel moyen, (a) pour 1950-1975, (b) pour 1976-2005. L'intervalle des isolignes est de 0.1 et les corrélations significatives apparaissent en pointillés. Les zones grisées dénotent des corrélations significatives au seuil de 95% par un test de Bravais-Pearson. Les corrélations synchrones sont repérées par une ligne diagonale continue.

Pour 1950-1975 (Fig. 3.11a), des corrélations significatives synchrones de signe positif (resp. négatif) sont trouvées pour l'hiver (resp. l'été) boréal, ce qui est cohérent avec les résultats montrés sur les Figures 3.8 à 3.10. On note au passage que les corrélations négatives trouvées en été font partie d'un ensemble plus large de corrélations décalées, décrivant une activité MJO affaiblie (amplifiée) associée à des conditions de type El Niño (La Niña) durant l'hiver suivant. On retrouve donc le caractère biennal assez marqué de l'ENSO caractéristique de cette période (Rasmusson *et al.* 1990).

Les résultats pour la période 1976-2005 sont très différents (Fig. 3.11b). Zhang & Gottschalck (2002) ont également décrit un changement soudain (en 1979) dans les relations décalées entre MJO et ENSO, et leurs résultats portant sur la période 1980-1999 sont en plein accord avec ceux exposés ici. Des corrélations significatives positives existent entre l'amplitude MJO durant le printemps boréal et l'indice Niño4 durant l'automne, l'hiver et le printemps suivants. Hendon *et al.* (2007) ont trouvé des résultats similaires dans leur étude de la période post-1974.

Parallèlement à cette réponse d'ENSO à l'activité intrasaisonnière, déjà commentée dans d'autres travaux, la Figure 3.11b présente d'autres corrélations significatives indiquant qu'un épisode de type El Niño survenant en automne, hiver et printemps boréal (soit le pic d'activité saisonnière de l'ENSO) est statistiquement associé à une activité MJO plus faible lors de l'automne suivant. La réciproque prévaut pour un épisode La Niña. Ces relations, presque aussi fortes que celles précédemment décrites, ont en revanche été négligées dans les études parues à ce jour.

De cette section, il est possible de tirer 2 conclusions majeures : (i) **Les fluctuations interannuelles de l'activité MJO ne sont pas purement stochastiques**, comme l'avaient déduit certaines études analysant des séries temporelles plus courtes (e.g., Slingo *et al.* 1999). (ii) **Une modification très soudaine des relations MJO-ENSO s'est apparemment produite dans le milieu des années 1970.**

Les années comprises entre 1975 et 1978 sont connues comme une période charnière par rapport aux événements ENSO : elles ont été identifiées et documentées dans un très grand nombre de publications (par exemple, Wang 1995 ; Zhang *et al.* 1997 ; Deser *et al.* 2004 ; An *et al.* 2005). Les 3 premières études ont ainsi identifié les années 1976-1977 comme une rupture majeure dans les séries temporelles des TSM tropicales (indo-pacifique particulièrement), l'océan mondial étant significativement plus chaud à partir de cette date dans la plupart des régions du monde.

Cette rupture a coïncidé avec un changement de phase de la Pacific Decadal Oscillation ("PDO", Mantua *et al.* 1997 ; Deser *et al.* 2004), qui a été associé à une modification de l'activité d'ENSO (cf. section 1.2.2). Mais ces mêmes années correspondent aussi aux débuts de l'ère satellitale, et à l'exploitation opérationnelle des premiers satellites météorologiques. Cette véritable révolution technologique a permis une plus grande fiabilité des relevés atmosphériques, y compris des jeux de réanalyses, par l'intégration d'un plus grand nombre d'observations dans les modèles de circulation générale.

Si la rupture de 1976-1977 (dans l'activité ENSO et dans le champ de TSM) est avérée, et apparemment non imputable au protocole des mesures atmosphériques, la question qui reste en suspens est de savoir pourquoi et en quelle mesure ce changement global, jusqu'ici observé au seul pas de temps interannuel, est susceptible d'avoir altéré les téléconnexions entre ENSO et MJO.

En résumé, **les oscillations intrasaisonnières sont statistiquement plus courtes en année El Niño et plus longues en année La Niña**. Ce constat prévaut tout particulièrement pour les saisons d'équinoxe (MAM et OND). **Les fluctuations interannuelles de l'amplitude MJO sont significativement reliées à l'ENSO avant le milieu des années 1970 : un événement El Niño accompagne une forte (faible) activité intrasaisonnière en hiver (été) boréal**. Mais ces relations ont quasiment disparu sur la période actuelle (1976-aujourd'hui), conformément aux travaux déjà publiés à ce sujet.

3.2 Variabilité inter-événement : typologie des MJO

En dépit du très grand nombre d'études consacrées à la MJO (cf. Zhang 2005 pour une revue récente), **la diversité des événements intrasaisonniers pris individuellement reste encore très mal connue**. A l'instar de tous les modes de variabilité quasi-récurrents du système climatique, l'oscillation intrasaisonnière ne présente en effet jamais des caractéristiques identiques d'un cycle à l'autre ; l'origine de cette variété peut à la fois impliquer l'amplitude des perturbations convectives associées, mais également leur sens de propagation, la période temporelle de l'oscillation, la région sur laquelle elle entraîne les anomalies les plus significatives, etc. D'une saison à l'autre, ou d'une année à l'autre, des différences notables peuvent également affecter l'intensité intrinsèque de l'activité intrasaisonnière (Salby & Hendon 1994 ; Slingo *et al.* 1996 par exemple), en lien possible sur certaines régions, avec les conditions de fond du système climatique (par exemple une activité plus marquée sur le Pacifique central lors des années El Niño, Kessler 2001 et Fig. 3.5).

Une description objective de ces différences inter-événement, c'est-à-dire d'un cycle MJO à l'autre, est très difficile à obtenir à l'aide d'indices définis à l'échelle globale comme ceux de Wheeler & Hendon (2004) -ce qui explique probablement le retard relatif des connaissances actuelles dans ce domaine. Une première approche, consistant à comparer la période et l'amplitude des cycles détectés et à les relier au cycle annuel et à la variabilité interannuelle tropicale, a été détaillée dans la section précédente. Ces analyses ont permis de mettre en évidence une relation statistique entre la période des oscillations et l'état de l'ENSO, bien que ce dernier ne soit pas impliqué, dans la période récente, dans les fluctuations interannuelles de l'intensité globale de la MJO. Elles ne peuvent toutefois fournir que des renseignements très partiels, à l'échelle de la ceinture tropicale dans son ensemble.

Cette section se propose de combler (en partie) cette lacune, en établissant une **typologie objective des événements MJO**. En d'autres termes, il s'agit de **classifier les perturbations convectives intrasaisonniers, selon leur pattern propagatif, à l'échelle du bassin indo-pacifique**. A cette fin, les 144 modes locaux détectés individuellement à l'aide d'une LMA appliquée sur l'OLR sur le domaine 0° - 200° E, 30° N - 30° S et sur la période 1979-2005 (section 2.3) sont utilisés ici.

3.2.1 Application de la Classification Hiérarchique Ascendante

Il s'agit ici de décrire la variabilité de l'activité MJO par un nombre limité de types (i.e., de classes) récurrents, représentatifs de l'ensemble des modes locaux. En d'autres termes, **après avoir extrait chaque événement MJO indépendamment par LMA, est-il possible de regrouper les m modes locaux en k classes synthétiques**, et statistiquement homogènes ?

Ces classes d'événements MJO sont obtenues par **classification hiérarchique ascendante** (CHA). Il s'agit d'un algorithme de partitionnement automatique, fondé sur une mesure objective de distance (de similarité) entre les individus à classer (ici, les modes locaux). Elle sera utilisée dans ce travail pour la constitution de types statistiquement homogènes et physiquement cohérents.

A partir de Goulet & Duvel (2000), l'on peut démontrer que la distance utilisée pour quantifier la similarité entre 2 modes locaux m et n est donnée par :

$$d^2(m, n) = 1 - 2 \frac{\sum_{i=1}^I |\hat{Z}_{OLR}^m(i)| |\hat{Z}_{OLR}^n(i)| \cos[\phi_{OLR}^m(i) - \phi_{OLR}^n(i) - \phi_{\min}]}{\sum_{i=1}^I |\hat{Z}_{OLR}^m(i)|^2 + |\hat{Z}_{OLR}^n(i)|^2} \quad [2]$$

où I est le nombre de points de grille du domaine (avec $I = 2025$ dans le cas présent), $\hat{Z}_{OLR}^m(i)$ et $\hat{Z}_{OLR}^n(i)$ sont les patterns propagatifs spatiaux des 2 modes locaux m et n , respectivement, $\phi_{OLR}^m(i) = Arg[\hat{Z}_{OLR}^m(i)]$, et

$$\phi_{\min} = \tan^{-1} \left[\frac{\sum_{i=1}^I |\hat{Z}_{OLR}^m(i)| |\hat{Z}_{OLR}^n(i)| \sin[\phi_{OLR}^m(i) - \phi_{OLR}^n(i)]}{\sum_{i=1}^I |\hat{Z}_{OLR}^m(i)| |\hat{Z}_{OLR}^n(i)| \cos[\phi_{OLR}^m(i) - \phi_{OLR}^n(i)]} \right]$$

est la phase qui minimise la distance entre les 2 vecteurs complexes \hat{Z}^m et \hat{Z}^n . Une telle minimisation est nécessaire, car 2 modes locaux qui seraient identiques à une phase près décriraient en réalité le même mode. Les valeurs de $d^2(m, n)$ varient de 1 si les modes sont orthogonaux, à 0 si les modes sont identiques.

La CHA est donc appliquée sur une matrice de distance ψ , calculée selon l'équation [2], et avec $1 \leq m \leq 144$, $1 \leq n \leq 144$. Le critère de regroupement de Ward (Ward 1963) est utilisé pour **constituer des classes statistiquement homogènes, en regroupant ensemble les individus qui minimisent l'hétérogénéité intra-groupe**. Le regroupement entre individus statistiques est donc calculé de manière à constituer des classes aussi cohérentes que possible.

Fondamentalement, la CHA est basée sur un critère de minimisation du ratio entre la variance intra-groupe, mesurant l'hétérogénéité des classes formées, et la variance inter-groupe, quantifiant la séparation entre les classes. Si les 144 modes locaux sont pris individuellement, la variance intra-groupe est nulle et la variance inter-groupe est maximale ; au contraire si tous sont agglomérés en un seul type, la variance intra-groupe est maximale et la variance inter-groupe est nulle. L'objectif de la CHA, utilisée avec la méthode de Ward, est donc de constituer, quel que soit le nombre de classes à retenir (entre 2 et 144 dans le cas présent), la partition qui minimise le ratio entre ces deux grandeurs.

A la première itération de l'algorithme les deux modes les plus ressemblants (i.e. ceux montrant la plus faible distance) sont agglomérés ensemble, pour former une première paire. A la seconde itération deux nouveaux individus sont à nouveau regroupés, sauf si un troisième mode très similaire aux deux premiers est à son tour rattaché à la première paire formée. L'algorithme est répété jusqu'à ce qu'une seule classe, regroupant tous les individus, soit finalement constituée. Le nombre optimal de classes à retenir est fixé par l'utilisateur : il doit s'agir idéalement d'une partition qui permet d'expliquer une partie conséquente de la variance initiale totale, en un

nombre de classes assez restreint. Pour ce faire un arbre de classification (ou dendrogramme) peut être utilisé pour illustrer les regroupements successifs auxquels l'algorithme a procédé. Dans le cas présent il est illustré par la Figure 3.12.

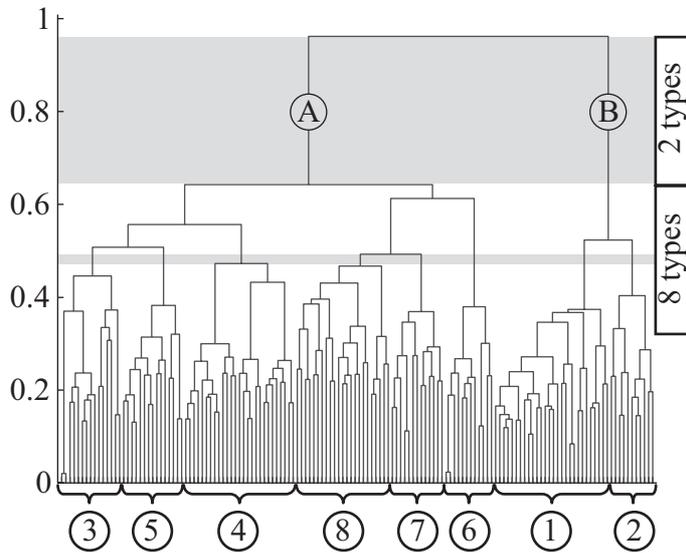


Fig. 3.12 : Dendrogramme de la Classification Hiérarchique Ascendante appliquée aux patterns propagatifs spatiaux des modes locaux de la Figure 2.22. Les grisés montrent les partitions en 2 et 8 types, retenues pour la suite du travail.

3.2.2 Partitionnement en 2 types

De l'examen de la Figure 3.12, il ressort qu'une **partition en 2 classes semble constituer un choix optimal pour le nombre k de classes à retenir**, puisque les modes locaux tendent à se regrouper de manière naturelle en ces deux grands types (notés A et B sur la Figure 3.12).

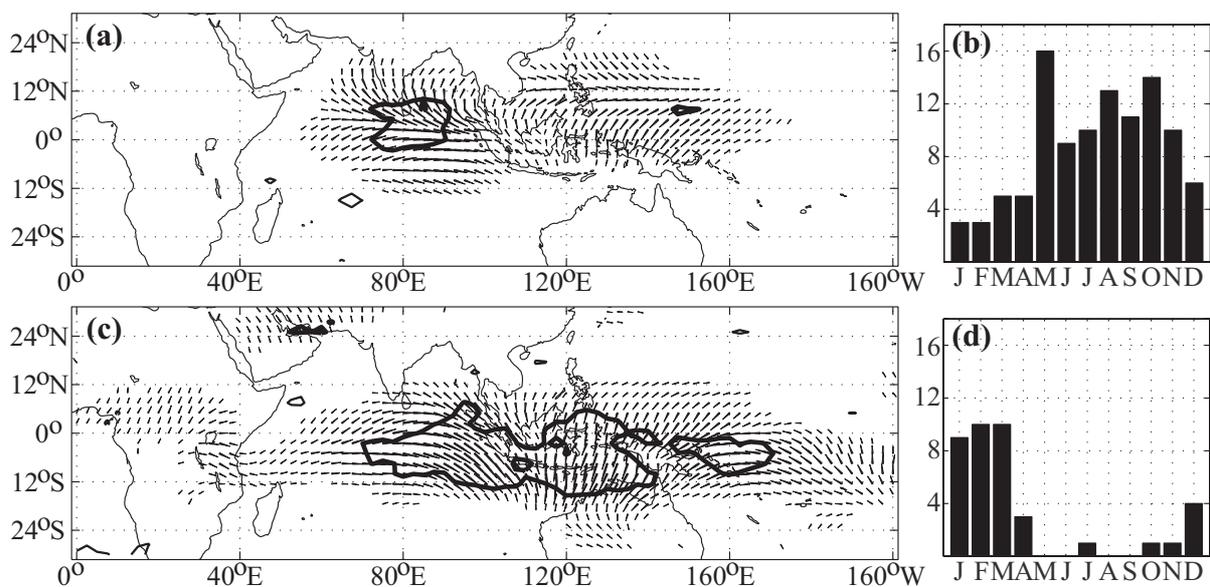


Fig. 3.13 : Partition en 2 types. (a) Type A. Vecteurs : pattern propagatif de l'OLR. Isolignes : cohérence dans l'OLR. Les contours sont à 0.25 et 0.5. (b) Distribution saisonnière du type A (en nombre d'occurrences pour chaque mois de l'année). (c) Comme (a) mais pour le type B. (d) Comme (b) mais pour le type B.

Cette typologie en deux types (Fig. 3.13) reflète essentiellement les différences propagatives entre la MJO d'été et la MJO d'hiver. Le type A (Fig. 3.13a,b) est principalement enregistré pendant la saison d'été boréal, et décrit une propagation vers le nord des perturbations convectives de large échelle sur les bassins océaniques Indien et Pacifique. Il confirme les caractéristiques connues de la MJO durant cette période de l'année (Lawrence & Webster 2002 ; Hsu *et al.* 2004 ; Jiang & Li 2005 ; Wu *et al.* 2006). 50% de la variance de l'OLR sont en moyenne associés aux modes locaux sur le centre de l'océan Indien, où la MJO montre son maximum d'activité. En accord avec la Figure 2.26 les perturbations les plus énergétiques sont d'ailleurs décalées sur le nord de l'équateur, et donc dans l'hémisphère d'été. La MJO est alors impliquée dans la variabilité intrasaisonnière de la mousson indienne (Yasunari 1979 ; 1980 ; 1981 ; Singh *et al.* 1992 ; Goswami & Ajayamohan 2001) et, dans une moindre mesure, dans la mousson ouest-africaine (Matthews 2004b). Cette dernière région fera l'objet d'une étude détaillée dans le chapitre 4.

Au contraire, le type B (Fig. 3.13c,d) est quasi-exclusivement trouvé en saison d'hiver boréal. Les perturbations convectives associées sont par conséquent localisées pour l'essentiel dans l'hémisphère austral, et en accord avec la Figure 2.10, les propagations zonales de large échelle prévalent alors le long de l'équateur, du bassin Indien au Pacifique ouest. La MJO est alors associée à la variabilité intrasaisonnière de la mousson australienne (Hendon & Liebmann 1990b ; Wheeler & McBride 2005), où des propagations vers le nord sont en effet décelées. Le maximum de cohérence des signaux d'OLR est trouvé plus à l'est en comparaison de la saison d'été boréal, sur le Continent Maritime de l'Indonésie et le nord de l'Australie. C'est d'ailleurs l'activité intrasaisonnière dans son ensemble qui semble localisée plus à l'est durant cette période de l'année, en accord avec la Figure 2.26d. Une nouvelle fois, cette description de la "MJO d'hiver" est en accord avec celles trouvées dans les études précédentes (e.g., Matthews 2000 ; Wheeler & Hendon 2004).

Il est par contre plus surprenant de trouver une très large majorité des modes locaux (105 vs. 39, i.e. 73% de l'échantillon total) affectés au type A (propagation vers le nord et l'est) plutôt qu'au type B (propagation vers l'est). Deux hypothèses peuvent contribuer à expliquer cette observation.

(i) Bien que secondaires, et associés à des propagations zonales dominantes, les migrations méridiennes des amas convectifs de large échelle pourraient concerner un grand nombre d'événements MJO, y compris certains se produisant lors des saisons de transition (MAM, OND) voire même au coeur de l'hiver boréal (JF). Le bassin Pacifique ouest, où les propagations vers l'est sont moins nettes, pourrait en particulier contribuer fortement à expliquer cette affectation de certains modes d'hiver au type A d'été.

(ii) L'extension zonale du type A est beaucoup plus limitée (signaux convectifs cohérents entre 60°E et 160°E seulement) que pour le type B (entre 35°E et 190°E). Or les patterns propagatifs de ces deux modes ne sont pas orthogonaux ; en particulier, la propagation vers l'est (dominante ou secondaire) apparaît comme une caractéristique commune à ces deux types. Par conséquent, des modes locaux d'extension spatiale limitée pourraient préférentiellement s'agglomérer au type A.

Les résultats présentés ci-dessous permettront de répondre en grande partie à cette question.

Cette typologie en 2 classes fournit donc des résultats qui sont en accord complet avec les descriptions les plus usuelles de la MJO, confirmant la pertinence de la méthodologie pour en décrire les caractéristiques propagatives. Elle n'apporte en revanche aucun renseignement nouveau sur la diversité des événements intrasaisonniers individuels. De ce fait, une nouvelle partition plus détaillée devra être gardée pour la suite.

3.2.3 Partitionnement en 8 types

Dans le but de décrire d'une manière satisfaisante la diversité des événements MJO lors des deux saisons opposées mises en relief par ce premier partitionnement (i.e., l'été et l'hiver boréal, Fig. 3.13), le nombre optimal de classes à retenir peut être empiriquement compris entre 5 et 10. Ce choix n'apparaît toutefois pas de manière évidente sur le dendrogramme de la classification (Fig. 3.12). **Une partition en 8 types a finalement été choisie, car elle permet d'expliquer de manière relativement synthétique 50% de la variance inter-groupe** (c'est-à-dire de la diversité entre les modes locaux de l'OLR).

Pour chacune de ces 8 classes (Figs. 3.14 à 3.21), le pattern propagatif dans l'OLR (utilisé pour détecter les modes et constituer les classes) et sa cohérence moyenne sont examinés. Le champ de TSM synchrone (Reynolds *et al.* 2002), enregistré durant l'occurrence des modes, est aussi cartographié. La dynamique atmosphérique des basses (850hPa) et hautes (200hPa) couches associée à ces perturbations convectives est également documentée. La Figure 3.22 montre en outre l'effectif de chacun des types, ainsi que la répartition saisonnière et interannuelle des modes locaux qui les constituent. La Figure 3.23 renseigne l'hétérogénéité intra-classe (calculée comme la distance moyenne entre chaque paire de modes locaux constituant chacun des types). La Figure 3.24 montre la distance entre chaque mode local et le mode moyen du type auquel il a été affecté, et la Figure 3.25 décrit la période et la variance associées à chacun des types. La Table 3.1 présente en outre les transitions temporelles entre deux types successifs.

- *Evènements MJO d'hiver*

Les types 1 et 2 (Figs. 3.14 et 3.15) **sont enregistrés pendant l'hiver boréal** (Fig. 3.22) : ils constituent à eux deux le type B de l'ancienne partition en deux classes. Le type 1 est préférentiellement suivi par le type 2 (et par lui-même, Table 3.1) ; la réciproque n'est pas vraie.

La propagation vers l'est des amas convectifs de large échelle, principalement trouvée au sud de l'équateur, constitue leur principal point commun. L'amplitude de la perturbation convective associée à ces deux types est particulièrement forte sur le domaine océanique indo-pacifique, pour l'essentiel sur les eaux chaudes dépassant le seuil de 27.5°C (Graham & Barnett 1987). En lien avec leur grande extension longitudinale, ces deux types se distinguent enfin des autres par des valeurs de variance des modes locaux sensiblement supérieures (Fig. 3.25).

En dépit de ces ressemblances, des **différences** assez considérables peuvent également être trouvées entre ces deux types. Ainsi, si les deux types tendent effectivement à survenir lors des saisons d'hiver boréal, le type 2 est plus spécifique au trimestre JFM, tandis que le type 1 voit ses occurrences réparties plus uniformément d'octobre à avril. En conséquence, les signaux associés au type 2 tendent à être localisés plus au sud en moyenne.

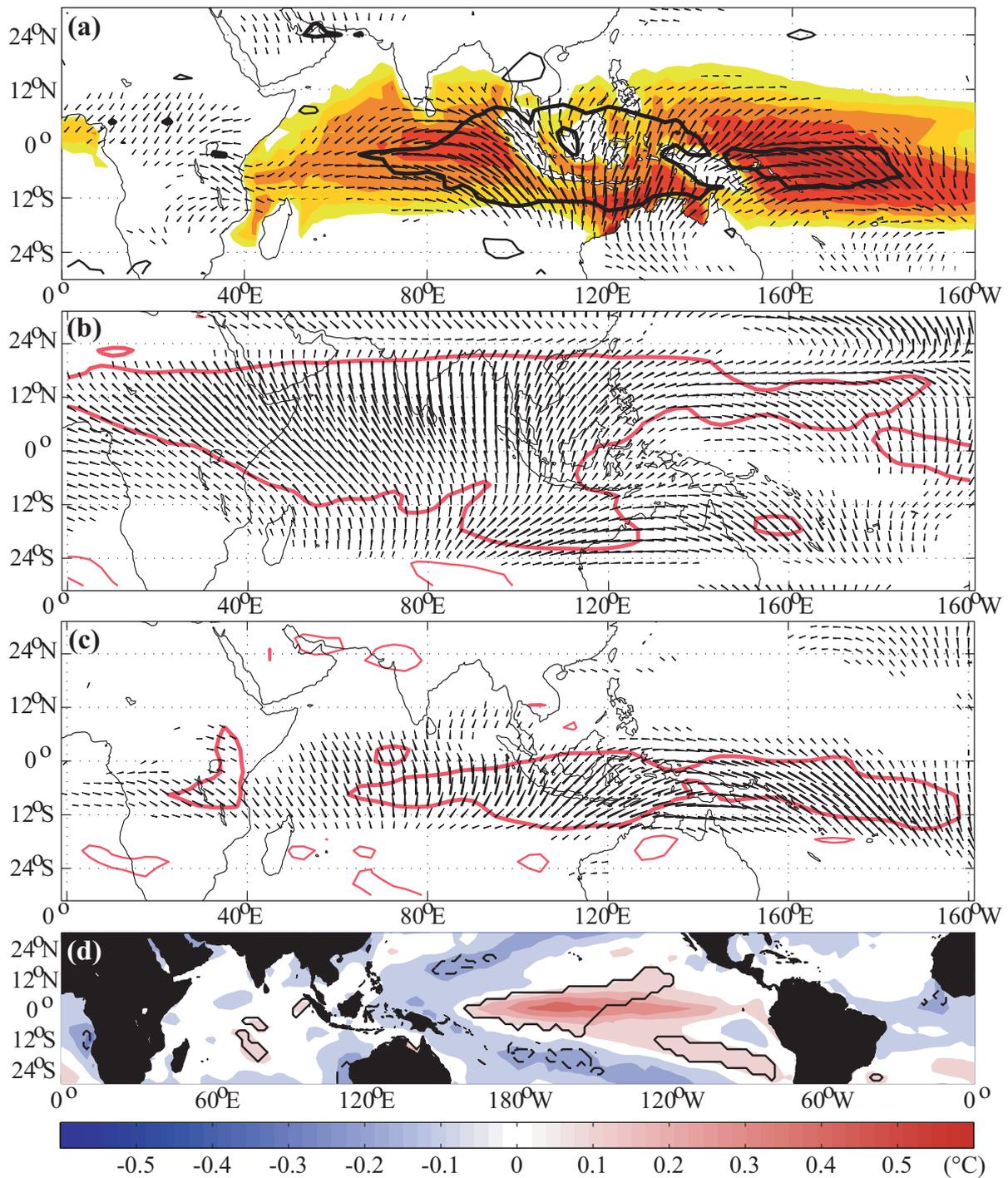


Fig. 3.14 : Type 1 (28 modes locaux). (a) Vecteurs : pattern propagatif de l'OLR (utilisé pour établir les classes). Isolignes : cohérence dans l'OLR. Les contours sont à 0.25 et 0.5. Plages colorées : TSM moyennes pendant les occurrences du type. La première isotherme est à 27.5°C puis l'équidistance entre deux contours successifs est de 0.5°C. (b) Projection dans U200. Vecteurs : pattern propagatif, isolignes : cohérence. (c) Comme (b) mais pour U850. (d) Anomalies de TSM durant les occurrences du type, calculées après retrait du cycle annuel. Les lignes continues (pointillées) entourent les anomalies positives (négatives) qui sont significatives selon un test de Student (95%).

Au-delà de la simple saisonnalité, les signaux convectifs et dynamiques associés au type 1 s'étendent beaucoup plus loin dans l'est, et rejoignent le Pacifique central. Le type 2 est a

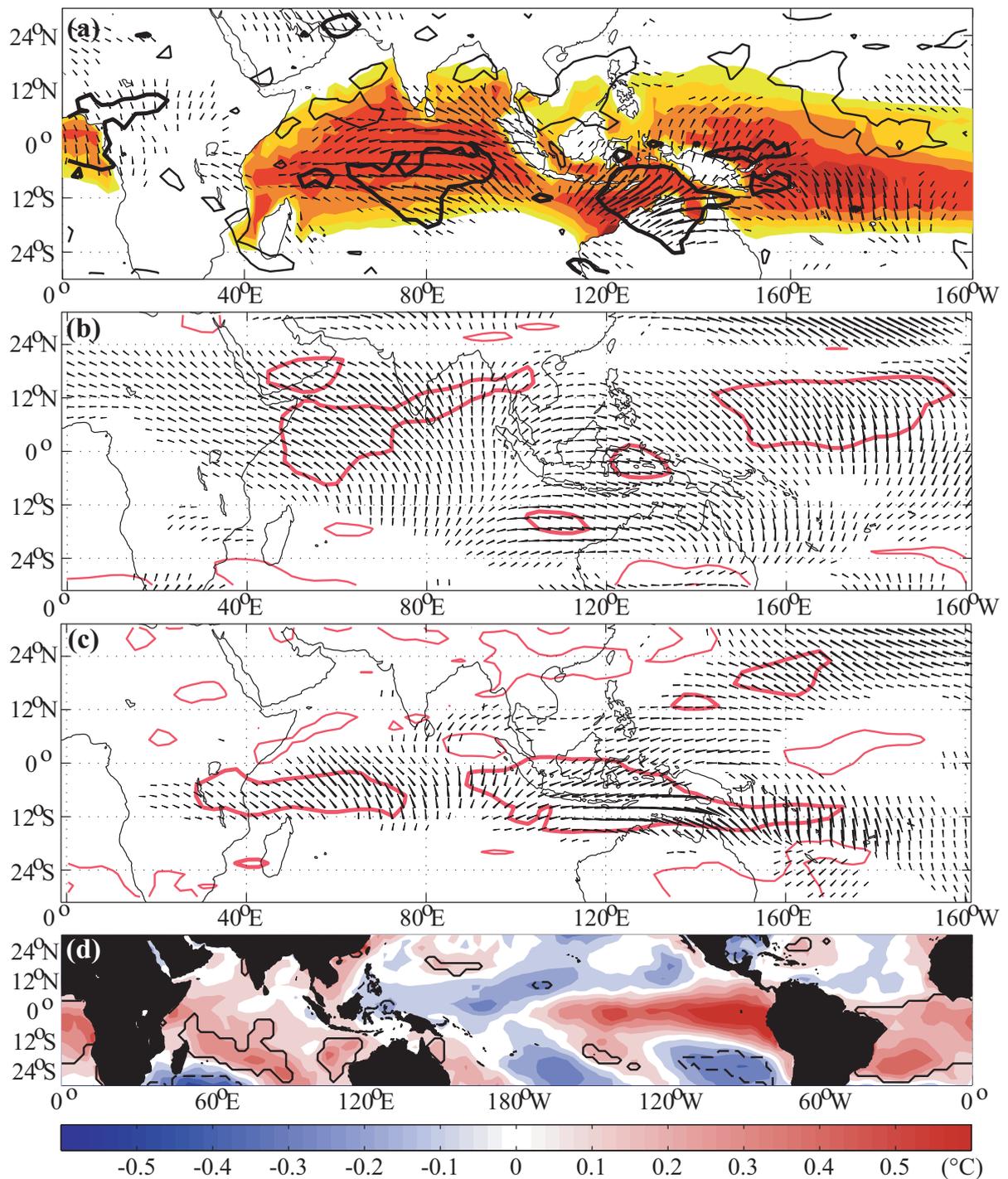


Fig. 3.15 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 2 (11 modes locaux).

contrario essentiellement restreint au fuseau indien, et les anomalies convectives associées franchissent à peine le Continent Maritime et l'Australie. Ces différences d'extension spatiale ont pour origine des **anomalies synchrones de TSM inverses** entre ces deux types. **Des conditions anormalement chaudes (froides) sont en effet enregistrées sur le bassin Pacifique central pendant les occurrences du type 1 (2)**. Au contraire, ce sont des anomalies chaudes qui prévalent sur le bassin Indien durant les occurrences du type 2. De ce fait, et en accord avec

Kessler (2001) et la Figure 3.5, les perturbations convectives intrasaisonnières sont trouvées plus loin dans l'est pour le type 1, et sont plus fortes sur l'océan Indien pour le type 2.

Il est en outre assez intéressant de remarquer que, dans les deux cas, la dynamique atmosphérique de basse couche associée à ces événements intrasaisonniers semble également affectée par ces différences d'extension longitudinale. A 200hPa en revanche, les structures apparaissent assez différentes, et sans lien évident avec le pattern propagatif de l'OLR. Le couplage vent zonal - convection apparaît donc comme très robuste, au sein de la MJO, dans les seuls bas niveaux de la troposphère.

La cohérence de l'OLR (i.e. sa part de variance expliquée par les modes locaux) semble également influencée par cette localisation différenciée des centres d'action de la MJO. Les maxima locaux de cohérence sont ainsi trouvée plus à l'est pour le type 1 (océans Indien est et Pacifique ouest, vs. océan Indien occidental et golfe de Guinée pour le type 2). Ce dernier signal sur l'Afrique est probablement imputable, en partie au moins, aux conditions très chaudes qui prévalent pendant les occurrences du type 2 sur le bassin Atlantique.

Les conséquences induites par ces deux types d'événements MJO sur la mousson australienne montrent également des propriétés (propagatives notamment) différenciées. Alors qu'une propagation vers le nord très nette prévaut pour le type 1 (et avait déjà été décrite pour le type B de la partition en 2 types, Fig. 3.13), une propagation vers l'est, localisée sur l'extrême nord du continent, prévaut pour le type 2. Bien que son aire d'extension spatiale soit moindre, cette dernière y génère cependant des perturbations convectives intrasaisonnières plus marquées (à la fois en termes d'amplitude et de cohérence).

Sur l'océan Indien voisin, c'est par ailleurs une composante stationnaire très bien identifiée qui est observée lors des occurrences du type 2. Les vecteurs [phase, amplitude] étant régionalement caractérisés par une orientation constante, la perturbation convective se produit au même instant (en phase) dans tous les points de grille considérés : il n'y a donc pas alors propagation des anomalies convectives. Des perturbations stationnaires associées à la MJO ont déjà été identifiées par exemple par Khalsa & Steiner (1988) ou Wang & Rui (1990). Dans le cas présent, un examen attentif du pattern propagatif associé au type 2 révèle en fait une **succession d'états stationnaires** (sur le centre de l'océan Indien, le nord de l'Australie et le SW du Pacifique). La cohérence dans les champs de vent à 850 et 200hPa présente d'ailleurs des discontinuités qui confirment le caractère stationnaire des perturbations associées au type 2. Au contraire, le type 1 est formé de **propagations continues dans l'espace et dans le temps**, sur l'ensemble du bassin indo-pacifique.

Il convient finalement de noter que le type 1 apparaît comme le plus homogènes de tous les types (Fig. 3.23), avec un mode moyen très représentatif de tous les modes locaux individuels qui le constituent (Fig. 3.24). La valeur médiane de la période des modes est par ailleurs la plus élevée des 8 types (Fig. 3.25a), et sa variance surpasse très largement celle des autres classes (Fig. 3.25b).

- *Evènements MJO de printemps*

Les types 3 et 4 (Figs. 3.16 et 3.17) **matérialisent des classes de transition entre la saison d'hiver boréal et la saison d'été**. Ces deux types apparaissent aussi comme relativement homogènes (Fig. 3.23).

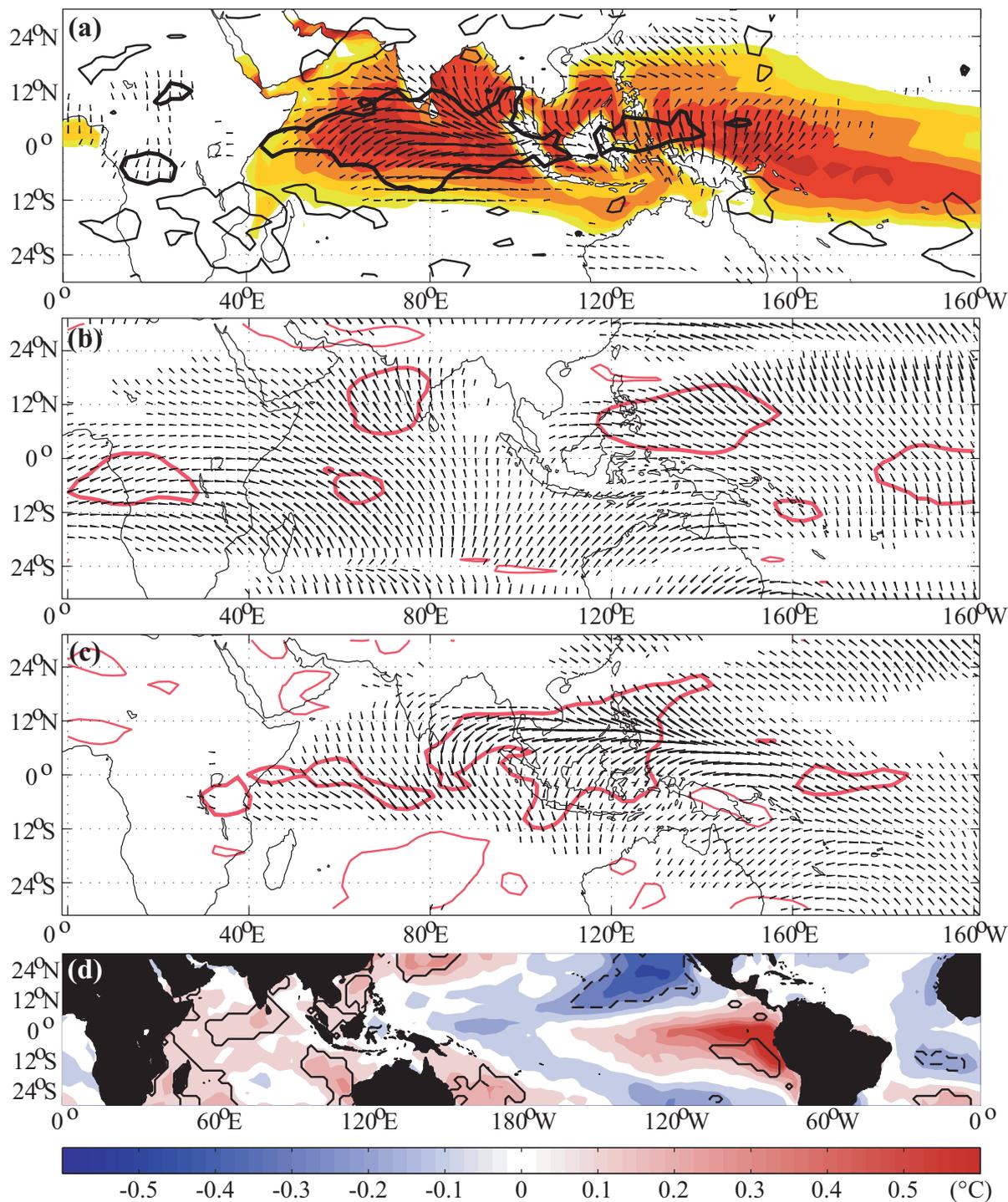


Fig. 3.16 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 3 (15 modes locaux).

Le **type 3** (Fig. 3.16) est représentatif du mois de mai (Fig. 3.22), qui montre une activité intrasaisonnière très spécifique (Bellenger & Duvel 2006) ; l'on formule ici l'hypothèse que **ce type décrit les événements intrasaisonniers de "faux départ" (bogus onset) de la mousson asiatique**. L'on remarque notamment que les perturbations associées dans l'OLR atteignent le sud de la péninsule indienne, mais peinent à pénétrer dans l'intérieur des terres. Sur le domaine océanique plus au sud, les propagations méridiennes (vers le nord) se renforcent graduellement, et commencent à interférer avec les propagations zonales (vers l'est) qui

dominaient durant la saison d'hiver (cf. types 1 et 2). Ce constat paraît particulièrement évident sur l'océan Indien, mais des migrations vers le nord des perturbations convectives peuvent également être trouvées sur le Pacifique ouest. Cette région concentre d'ailleurs les anomalies convectives les plus marquées (à la fois en termes d'amplitude et de cohérence), en lien avec les eaux chaudes qui prévalent alors sur ce bassin. A l'échelle de la ceinture tropicale, les anomalies de TSM synchrones des occurrences de la classe rappellent fortement la **phase de déclin des événements El Niño**, durant le printemps boréal. Entre 120°E et 160°E, ce sont enfin des propagations vers l'est qui prévalent toujours le long de l'équateur : elles surviennent en phase avec les propagations méridiennes très nettes qui sont enregistrées sur le golfe du Bengale.

Les perturbations associées dans le vent zonal de basses couches décrivent une configuration spatiale très proche de celle de l'OLR. Leur propagation se fait également vers le nord et l'est dans les basses latitudes de l'hémisphère boréal. Une composante stationnaire très marquée est trouvée de la Malaisie aux Philippines, à environ 10°N ; elle est ensuite suivie par une seconde composante stationnaire généralisée à la quasi-totalité du bassin pacifique ouest. Dans les hautes couches en revanche, c'est une propagation de très large échelle vers l'est qui s'observe sur le domaine, sans lien apparent avec les anomalies convectives et des bas niveaux.

A la différence du type précédent, le **type 4** (Fig. 3.17) montre quant à lui des perturbations convectives de large échelle dont l'amplitude et la cohérence sont similaires entre le bassin indien et le Pacifique ouest. Ce constat est vérifié dans l'OLR et dans U850, mais pas dans U200 (dont les signaux principaux sont restreints au fuseau indien). Les propagations méridiennes sont alors clairement dominantes, sur les deux bassins océaniques ; elles tendent d'ailleurs à survenir en opposition de phase entre les deux océans, ce qui constitue une spécificité que seuls les types 1 et 4 partagent. En parallèle, des propagations vers l'ouest commencent à se développer sur le fuseau Pacifique, en accord avec les observations de Wang & Xie (1997), Annamalai & Slingo (2001) ou plus récemment Wu *et al.* (2006). Ce phénomène semble surtout caractéristique de la MJO d'été sur le Pacifique (Hsu & Weng 2001). Il reste encore peu développé sur le type 4.

Ce dernier est en effet enregistré durant les saisons de printemps et d'automne boréal, i.e. les saisons de transition du système climatique durant lesquelles la ZCIT se trouve localisée sur les basses latitudes pendant ses migrations saisonnières. Il est d'ailleurs intéressant de noter que le type 4 est assez souvent suivi du type 1 d'hiver (Table 3.1), ce qui confirme bien que ses occurrences durant le trimestre SON peuvent être interprétées comme une transition entre la MJO d'été et la MJO d'hiver. Le bassin indien (resp. pacifique) est alors plus froid (resp. chaud) que pendant les occurrences du type 3, ce qui est assez caractéristique de l'automne boréal (Bellenger & Duvel 2006) d'une part, mais rappelle aussi fortement les anomalies de TSM associées aux **événements La Niña sur le Pacifique oriental** (Fig. 3.17d). De ce fait, le type 4 peut être considéré comme une alternative au type 3 pour le printemps boréal, ainsi que comme une configuration plus typique de l'automne boréal.

- *Evènements MJO d'été*

Le type 5 (Fig. 3.18) est le seul à décrire des modes locaux se produisant exclusivement durant la saison d'été boréal (avec un pic en juillet, mais plus généralement juin à septembre, Fig. 3.22). Il peut donc être comparé avec les descriptions trouvées dans Wang

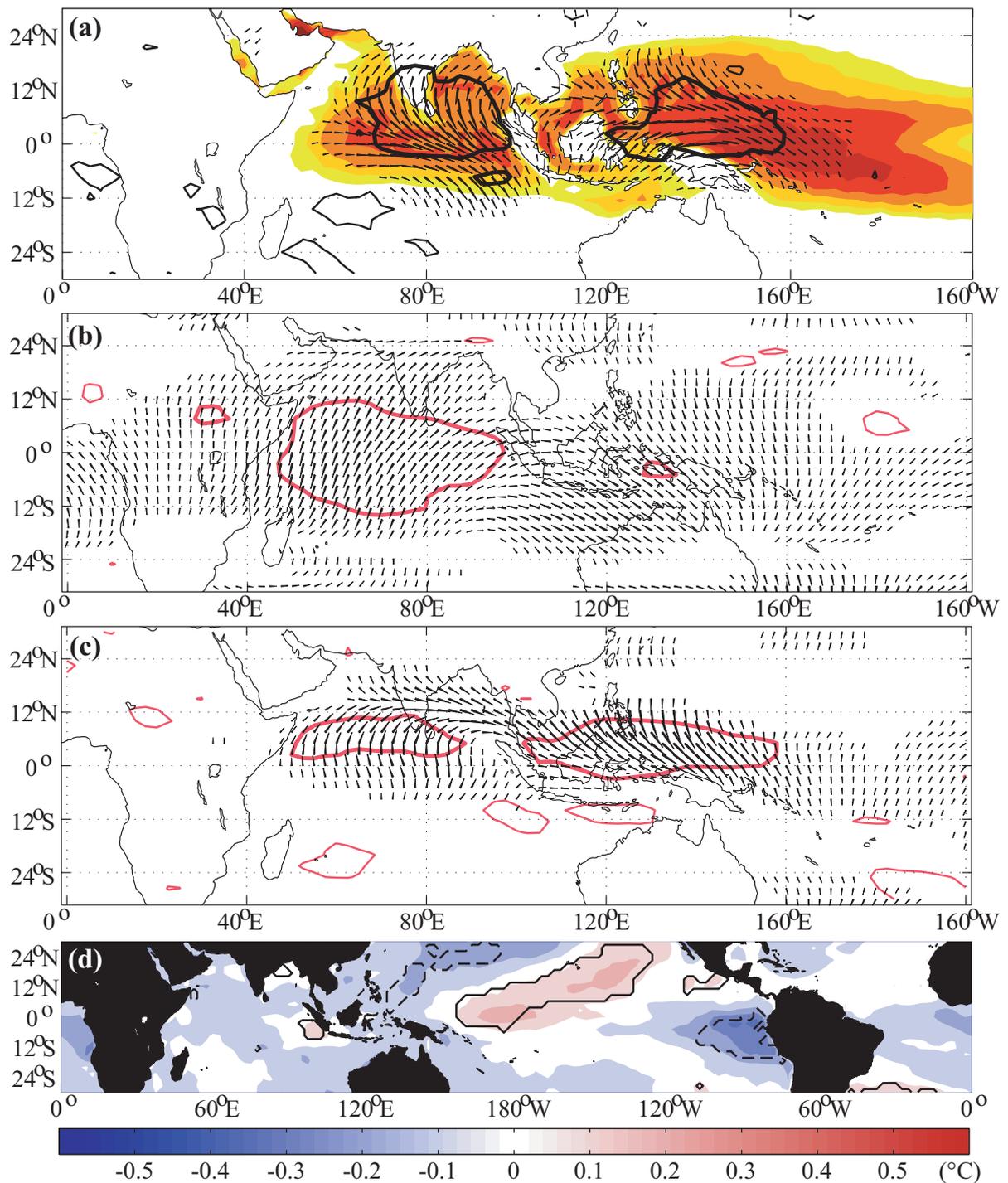


Fig. 3.17 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 4 (15 modes locaux).

& Xie (1997), Lawrence & Webster (2002), Hsu *et al.* (2004), Jiang & Li (2005) ou Wu *et al.* (2006). Il convient pourtant de noter que ce type est l'un des moins homogènes de la classification (Fig. 3.23), et son mode moyen est assez peu représentatif de tous les événements individuels qui le composent (Fig. 3.24).

Les TSM moyennes synchrones apparaissent généralement plus froides que lors du type 4 (mai), ce qui peut être expliqué par deux raisons distinctes. Le déclenchement de la mousson est d'une part à l'origine d'une décroissance des températures de surface (Bellenger &

Duvel 2006). D'autre part, le type 5 est enregistré pendant des conditions froides dans les tropiques (de type La Niña, Fig. 3.18d). Les eaux anormalement froides enregistrées pendant les occurrences du type sur le bassin indien peuvent alors correspondre aux anomalies de surface régionales associées avec l'état de l'ENSO. Statistiquement, de telles conditions sont favorables à des oscillations intrasaisonnières plus fortes sur le nord du bassin indien (Fig. 3.27).

Le pattern propagatif de l'OLR décrit très clairement des migrations méridiennes vers le nord sur l'océan Indien ; les signaux s'étendent très au nord dans l'intérieur des terres et atteignent même les premiers contreforts de l'Himalaya. Les maxima d'amplitude et de cohérence restent cependant localisés sur le domaine océanique, sur le golfe du Bengale et la mer d'Arabie. Cette classe d'évènements intrasaisonniers correspond donc, sans ambiguïté, aux épisodes MJO qui sont responsables de la variabilité intrasaisonnière de la mousson indienne (cf. par exemple Yasunari 1980 ; 1981 ; Krishnamurthy & Shukla 2000 ; Goswami & Ajayamohan 2001).

Symétriquement, des propagations secondaires et beaucoup moins marquées en direction du sud sont observées sur l'océan Indien aux très faibles latitudes australes, une caractéristique de la MJO d'été qui avait beaucoup moins attiré l'attention jusqu'alors.

Sur le Pacifique ouest les perturbations convectives sont essentiellement stationnaires et leur amplitude reste très modérée, ce qui renvoie autant aux propriétés de l'activité intrasaisonnière d'été (Fig. 2.26) qu'aux anomalies froides qui y sont enregistrées pendant les occurrences de cette classe (Fig. 3.18d). Une poche isolée de forte cohérence est a contrario localisée sur le golfe de Guinée ; l'activité convective intrasaisonnière sur l'Afrique de l'Ouest reste cependant faible. En particulier, les signaux de l'OLR trouvés dans Matthews (2004b) ne sont en moyenne pas extraits ici par une LMA (ce qui pourrait également traduire une relation de phase non constante entre l'activité MJO sur l'Afrique de l'Ouest et le bassin indien). Ces aspects seront abordés plus en détails dans le chapitre suivant.

- *Evènements MJO d'automne*

Les perturbations intrasaisonnières d'automne boréal sont en partie déjà décrites par le **type 4** (Fig. 3.17). Une fraction non négligeable de ses occurrences était cependant également de printemps boréal, ce qui permettait de l'appréhender comme un mode de "MJO équatoriale". **En alternative à ce type, les classes 6 et 7 (Figs. 3.19 et 3.20) sont plus spécifiques à la seule saison d'automne boréal.**

Ces classes sont caractérisées toutes les deux par des perturbations convectives très fortes sur le fuseau pacifique ouest ; leur variance générale est en revanche parmi les plus faibles (Fig. 3.25). Leur hétérogénéité et la représentativité de leur mode moyen sont assez moyennes. Dans les deux cas également les signaux de haute couche sont très faibles, et les perturbations de bas niveau sont très nettement centrées sur le Continent Maritime et le Pacifique ouest.

Si leur période médiane est très similaire (resp. 37 et 38 jours, Fig. 3.25), la variabilité inter-événement de cette période est beaucoup plus grande pour le type 6. Plus généralement, les deux classes se distinguent également (et surtout) par des patterns propagatifs dissemblables, résultant de distributions saisonnières et interannuelles différentes. **Le type 6 est en effet enregistré plus précocement au cours de l'année** (de juillet à octobre, avec un pic en août et septembre, contre août à novembre, avec un pic en octobre pour le type 7, Fig. 3.22). En conséquence, les signaux

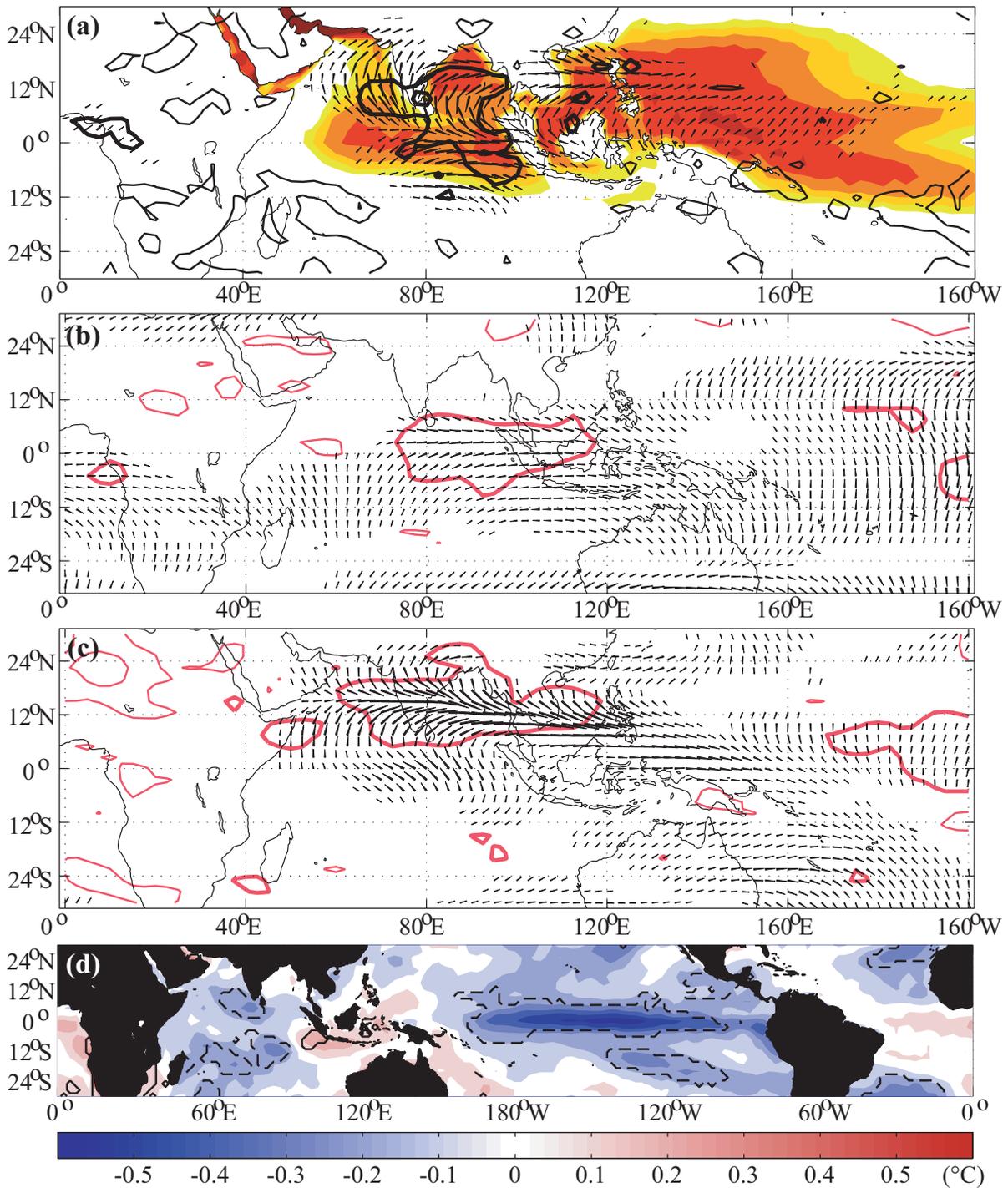


Fig. 3.18 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 5 (27 modes locaux).

convectifs associés au type 6 (7) sont plus au nord (proches de l'équateur). La table 3.1 montre pourtant que le type 7 ne succède que très rarement au type 6, car la distribution interannuelle de ces deux classes est également distincte. **Les deux types tendent à se produire lors d'années différentes, correspondant respectivement à des conditions de surface plutôt froides (chaudes) sur le Pacifique central pour le type 6 (7).**

En raison probable de ces différences, le type 6 montre donc des propagations méridiennes plus nettes, qui s'étendent même jusqu'au tropique du Cancer au nord des Philippines. Les signaux de

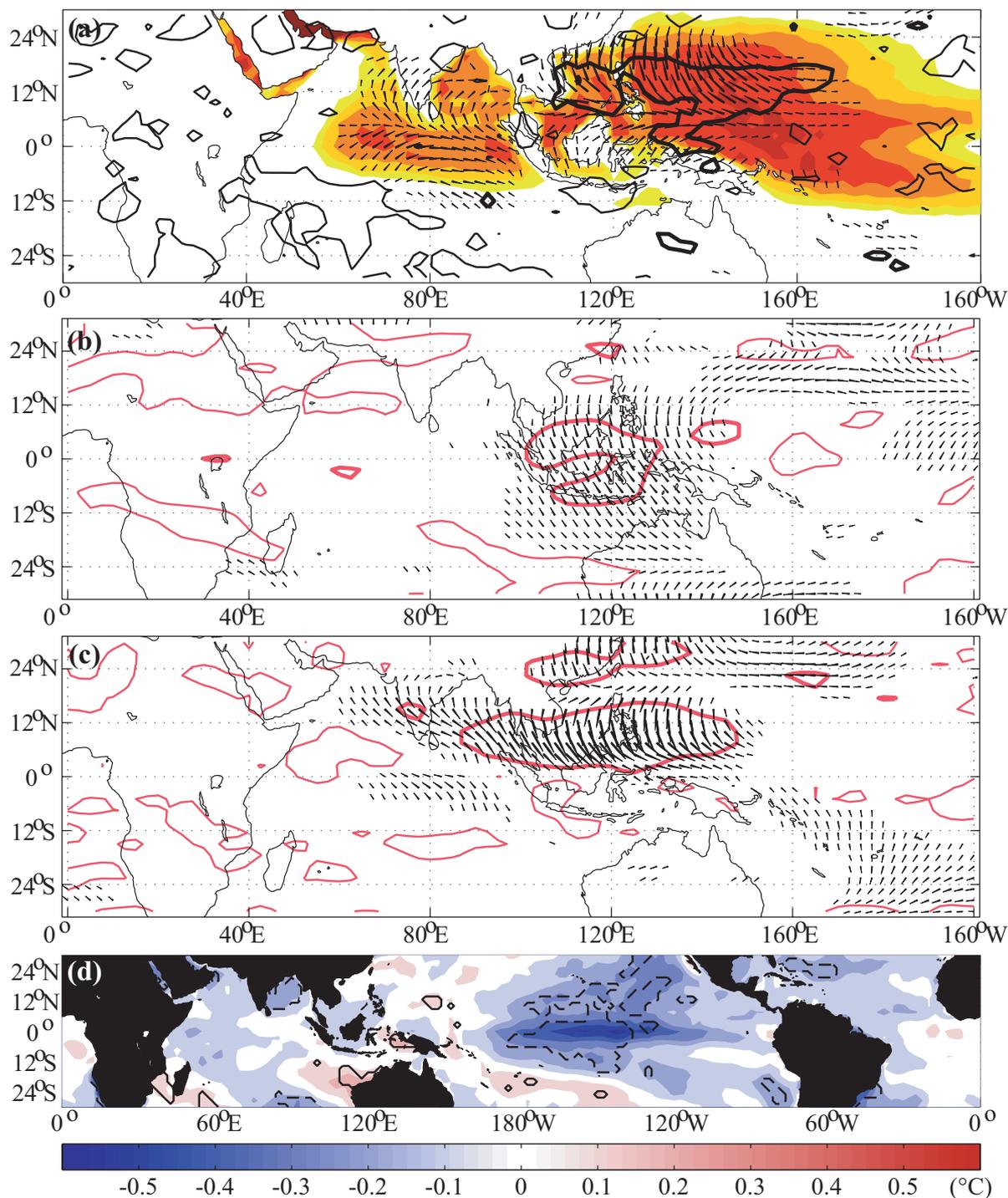


Fig. 3.19 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 6 (12 modes locaux).

l'OLR peinent cependant à franchir le méridien 160°E, en liaison avec les anomalies froides qui prévalent alors sur le Pacifique central (Fig. 3.19d). Sur l'océan Indien les propagations vers le nord sont encore prédominantes, les perturbations convectives pénètrent même en partie sur le subcontinent indien à l'est des Ghâts. Cette configuration reste assez proche des modes locaux d'été (cf. type 5, Fig. 3.18) : le type 6 pourrait de ce fait matérialiser les phases pluvieuses tardives de la mousson indienne. En certains cas (occurrences de septembre - octobre) il pourrait aussi être déjà associé à la phase de retrait de la mousson.

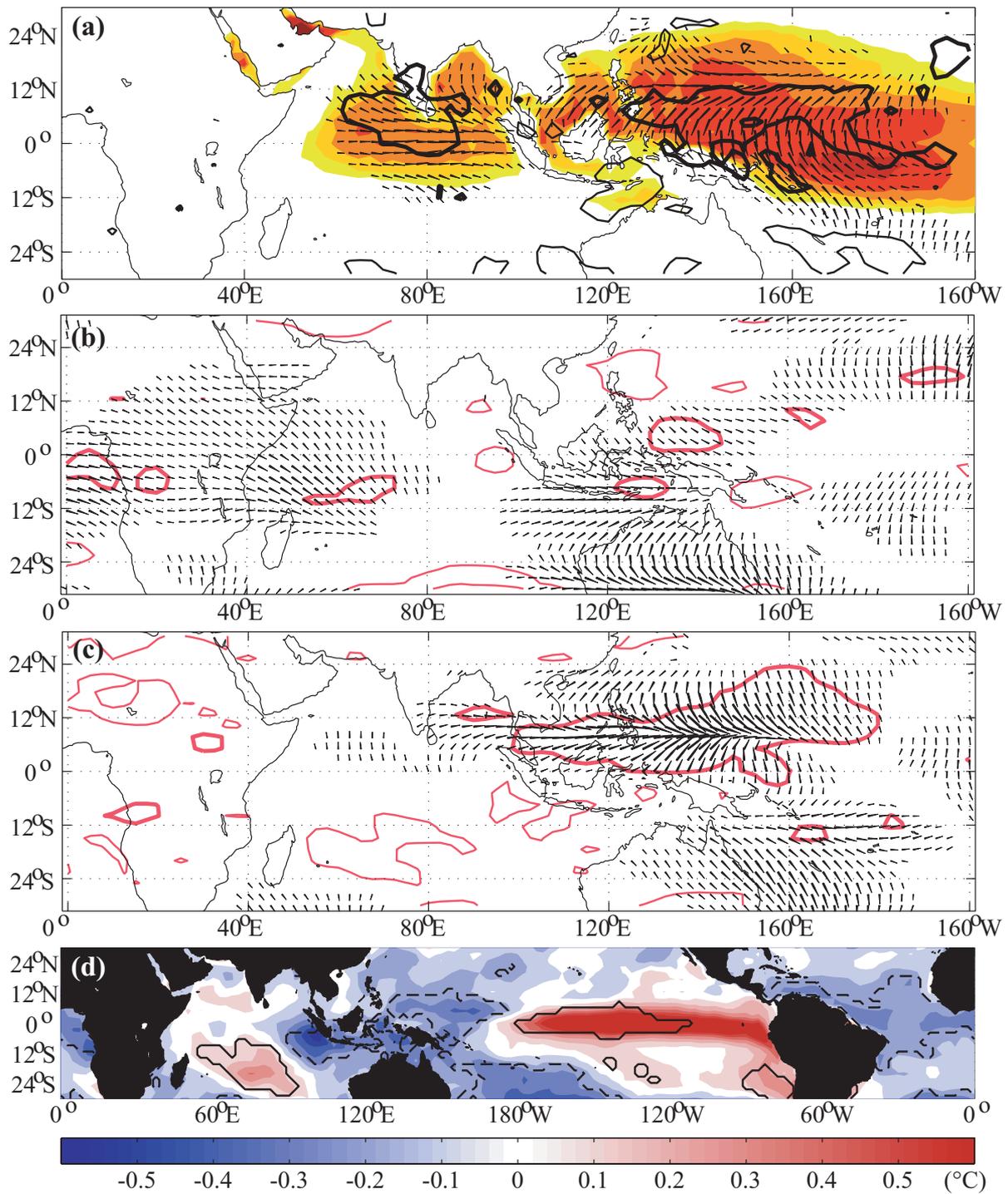


Fig. 3.20 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 7 (13 modes locaux).

La mousson s'est manifestement déjà retirée lors des occurrences du type 7 (Fig. 3.20), qui ne montre plus sur l'océan Indien central qu'une composante stationnaire très marquée, à laquelle succèdent des propagations méridiennes affaiblies sur le golfe du Bengale et la mer d'Arabie. Les perturbations convectives ne pénètrent plus sur les étendues continentales, à l'exception de l'extrême sud de la péninsule de l'Inde (Kerala et Tamil Nadu, auxquels in convient d'ajouter le Sri Lanka voisin). Si l'amplitude des modes reste modérée sur le fuseau indien, à l'instar du type 6,

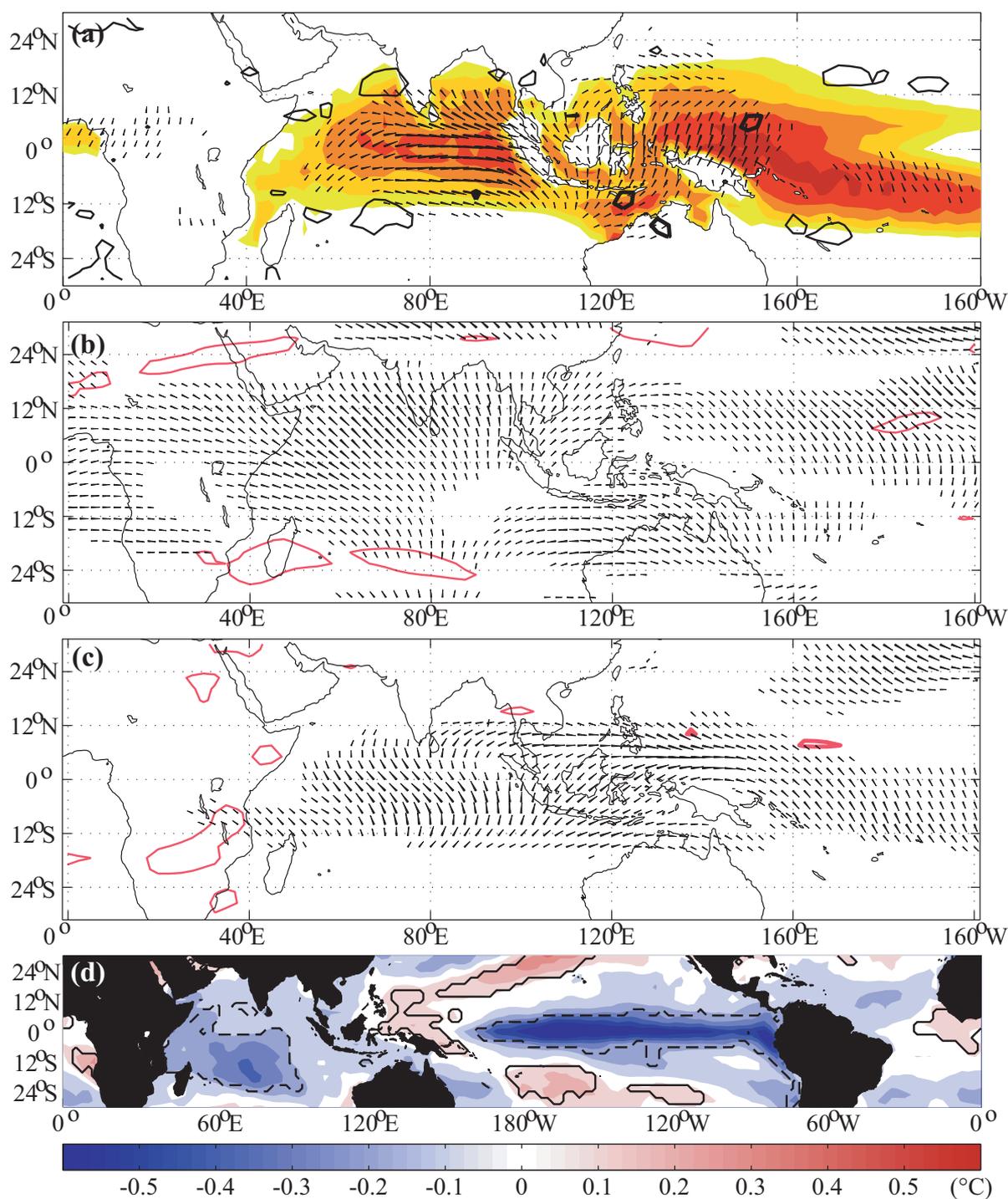


Fig. 3.21 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 8 (23 modes locaux).

la cohérence de l'OLR pour le type 7 franchit en revanche le seuil des 0.5 sur l'océan équatorial et les états cités ci-dessus (traduisant 50% de variance associés aux modes locaux). Sur le secteur Pacifique (qui concentre toujours les perturbations les plus énergétiques), les propagations méridiennes sont encore prévalentes, mais elles sont cette fois centrées sur l'équateur. En comparaison de la classe précédente, elles s'étendent plus à l'est d'environ 30° de longitude, des conditions surfaciques chaudes étant alors trouvées sur le centre du bassin Pacifique. Ce constat rejoint donc une nouvelle fois celui de Kessler (2001).

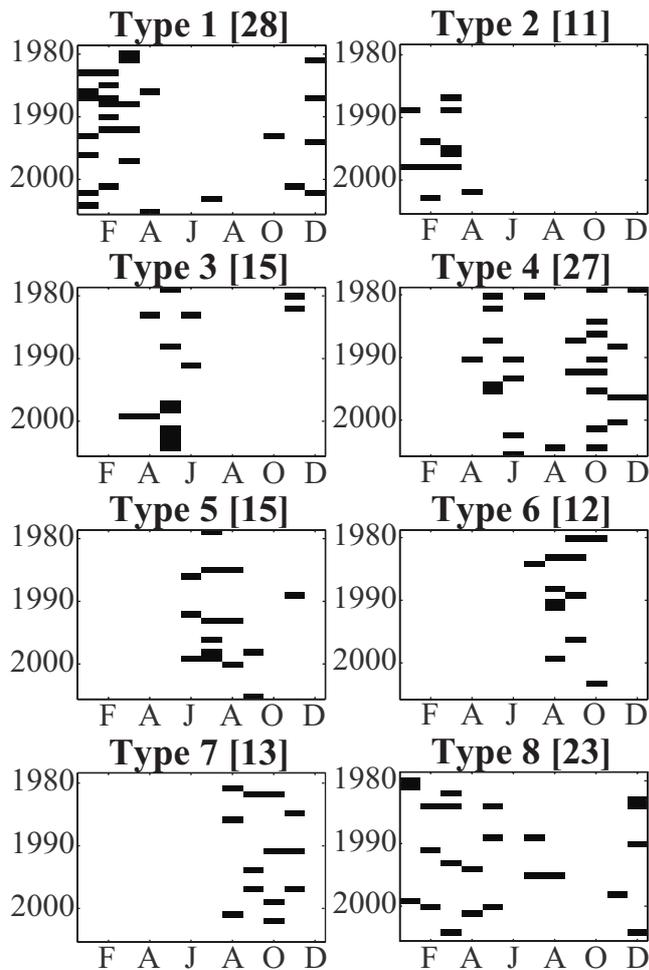


Fig. 3.22 : Distribution saisonnière et interannuelle des 8 types. Les pixels noirs correspondent à une occurrence du type.

- *Un cas particulier : le type 8*

La stratification saisonnière, utilisée jusqu'alors pour caractériser les classes d'évènements MJO, se heurte au **cas particulier du type 8, qui regroupe les 23 derniers modes locaux distribués de manière quasi homogène au cours de l'année** (Fig. 3.22). Le pattern propagatif associé (Fig. 3.21) montre un signal essentiellement indien, caractérisé par une forte stationnarité sur le centre de l'océan (où la MJO est en moyenne la mieux définie). Le long de l'équateur, c'est une légère propagation vers l'est qui semble se dessiner, depuis l'ouest de l'océan Indien jusqu'à l'Indonésie ; un signal convectif précurseur également stationnaire est localisé sur le golfe de Guinée et la cuvette du Congo. Sur le Pacifique une seconde composante stationnaire, en quadrature par rapport celle sur l'Indien, s'étend jusqu'à 145°E environ. Dans les latitudes tropicales boréales de légères propagations méridiennes prévalent également. Ces migrations à la fois zonales et méridiennes s'expliquent probablement en grande partie par l'absence de saison préférentielle d'occurrence de cette classe. Le type 8 correspond donc globalement aux modes locaux qui sont spatialement les plus limités ; il est en outre remarquable que la cohérence des signaux n'atteint jamais le seuil des 50% (à l'exception de points de grille isolés, Fig. 3.21a), ce qui constitue une autre singularité de ce type. La dynamique atmosphérique associée montre elle aussi des signaux plutôt faibles, à la fois en cohérence et en amplitude ; les signaux dans le vent zonal

apparaissent aussi plus bruitées que pour les autres classes analysées ci-dessus, même si la propagation vers l'est est plus nette que pour un certain nombre de ces types précédents.

Temporellement, cette classe montre une grande persistance (c'est-à-dire qu'elle est souvent suivie par elle-même, Table 3.1). La Figure 3.21d révèle qu'elle survient principalement lors de conditions froides très marquées dans la bande tropicale, correspondant à de **forts évènements La Niña**. Ces anomalies froides sont en toute vraisemblance à l'origine de l'extension spatiale limitée de ce type (Fig. 3.5).

Il est enfin très frappant de noter que les statistiques associées à ce type lui confèrent aussi un caractère très singulier au sein de la classification. L'homogénéité interne de la classe (Fig. 3.23) et la représentativité statistique du mode moyen (Fig. 3.24) sont ainsi très largement plus faibles que pour les autres classes. La période des modes locaux est la plus courte des 8 types (Fig. 3.25), bien que la variance totale des modes ne soit pas statistiquement moindre que celles des types 5 à 7 (d'été et d'automne boréal).

Enfin, cette classe, assez nombreuse, était initialement affectée au type A de la précédente partition en deux types (Fig. 3.12) : un examen plus approfondi révèle a posteriori que **les modes locaux du type A** (décrivant plutôt la "MJO d'été", Fig. 3.13a) **qui étaient malgré tout enregistrés pendant la saison d'hiver** (Fig. 3.27), **sont très majoritairement ceux qui forment le type 8 actuel**. L'hypothèse de l'extension longitudinale limitée semble donc prévaloir sur celle de la propagation mixte zonale - méridienne à toutes les saisons de l'année (cf. section 3.2.2). Au final, à la lumière de tous ces renseignements, il est permis de conclure que ce type particulier renvoie soit aux modes locaux qui sont longitudinalement restreints au seul fuseau indien (Fig. 3.22a), soit à tous ceux qui ne peuvent s'agglomérer aux autres types qui sont plus cohérents et mieux individualisés (Figs. 3.23 et 3.24).

		Type i							
		1	2	3	4	5	6	7	8
Type i+1	1	7	0	2	7	2	1	5	4
	2	6	3	0	1	0	0	1	0
	3	3	3	2	0	0	1	1	4
	4	3	2	2	7	3	4	2	4
	5	3	1	3	2	4	1	0	1
	6	1	0	3	2	2	2	0	2
	7	1	0	2	3	2	2	3	0
	8	4	2	1	5	1	1	1	8

Table 3.1 : Transition entre deux types successifs d'évènements MJO. Les cellules grisées montrent la persistance temporelle des types.

En conclusion à cette section, l'analyse des 8 types d'évènements intrasaisonniers a permis de dégager des points communs évidents entre les classes, ainsi que des différences assez notables qui avaient été peu identifiées jusqu'à présent dans les études relatives à la MJO. **Des propagations vers l'est (le nord) sont ainsi trouvées sur le bassin indo-pacifique durant l'hiver (l'été boréal)**, comme montré dans de très nombreux articles (Madden & Julian 1994 ; Zhang 2005), et comme décrit par une typologie en 2 classes d'évènements intrasaisonniers. La vitesse de propagation des perturbations convectives montre cependant des différences qui peuvent se révéler de grande importance, d'un épisode à l'autre. Par exemple, la typologie analysée ici montre que les perturbations convectives sont en opposition de phase entre l'Indien

équatorial et le Pacifique équatorial pour 2 types sur 8, les 6 autres montrant au contraire une relation en quadrature. Un autre exemple concerne le **caractère continu ou discret de la propagation**, les événements MJO étudiés pouvant soit présenter des migrations graduelles des amas convectifs de large échelle vers le nord ou vers l'est, soit voir alterner des phases stationnaires avec des "sauts" brutaux dans localisation de la convection. **La saison à laquelle les événements MJO se produisent, et les conditions de surface dans la bande tropicale, contribuent grandement à expliquer cette diversité dans les propriétés propagatives et dans l'extension spatiale des anomalies convectives.**

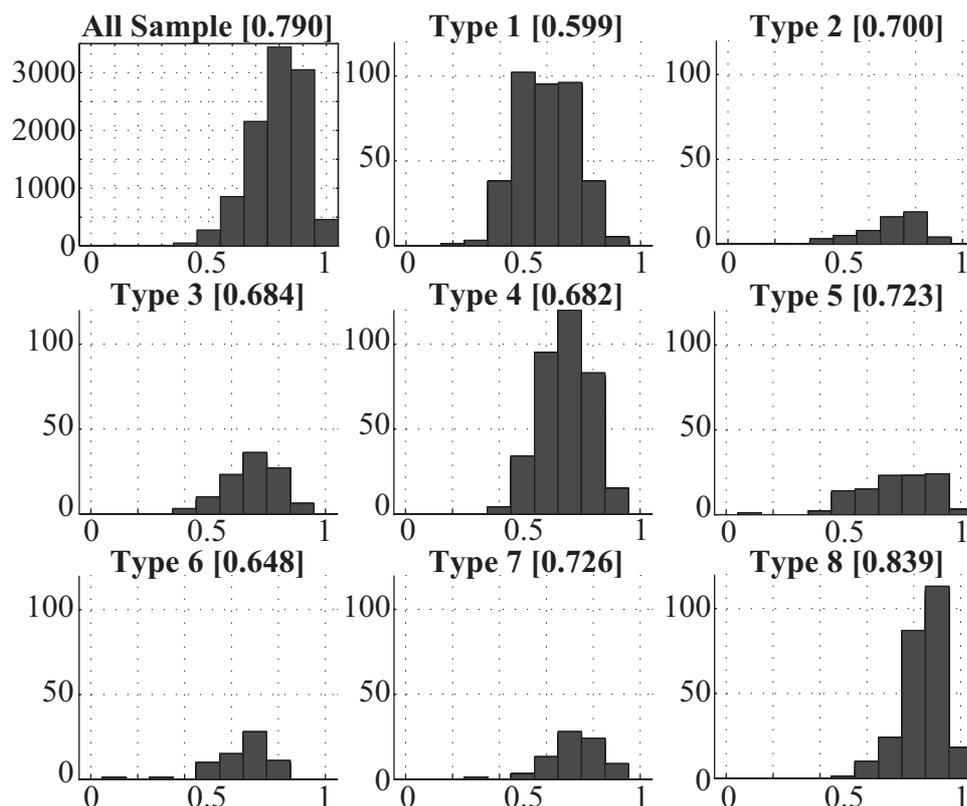


Fig. 3.23 : Histogrammes de la distance normalisée (Eq. 2) entre chaque paire de modes locaux pour l'échantillon total, et pour chaque type. La valeur moyenne est indiquée pour chaque type sur la figure.

Afin de synthétiser les caractéristiques des types d'évènements MJO extraits dans cette section, la Table 3.2 offre un récapitulatif des 8 modes moyens (localisation de l'aire concentrant les plus forts signaux, distribution saisonnière, possible implication de l'ENSO).

Les maxima d'amplitude et de cohérence montrent généralement de grandes similarités, et d'une saison à l'autre ils correspondent approximativement à la position latitudinale de la ZCIT. La saisonnalité dans le système climatique apparaît donc comme le paramètre le plus fondamental pour expliquer une partie de la diversité des modes locaux (i.e. des évènements MJO).

Afin de démontrer que **la saisonnalité n'est pas seule en cause dans la détermination des types obtenus ici**, une comparaison est effectuée entre la typologie obtenue et une stratification mensuelle des épisodes MJO (c'est-à-dire où les modes moyens sont calculés selon le seul critère de mois d'appartenance des modes locaux individuels). Pour cela, la représentativité

(i.e., la distance moyenne entre chaque mode local individuel et le mode moyen du type / du mois auquel il est affecté) des modes moyens obtenus par notre typologie (Fig. 3.24) est comparée à celle des 12 modes moyens de chaque mois (non montré). Les résultats apparaissent très similaires (0.52 pour les classes mensuelles, contre 0.49 en moyenne pour la typologie). Cette très faible différence n'est pas significative selon un t-test, ce qui montre que **notre typologie décrit statistiquement aussi bien la diversité des évènements MJO que des classes mensuelles, en un nombre de classes plus limité (8 contre 12).**

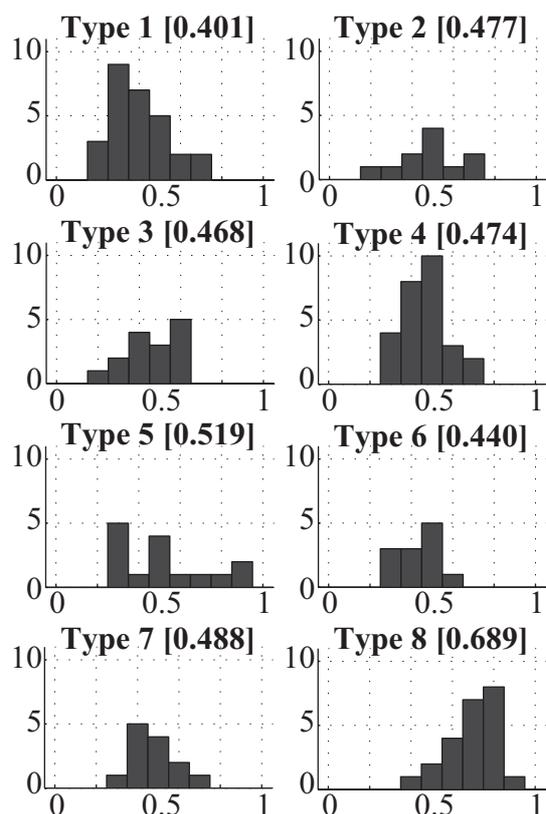


Fig. 3.24 : Histogrammes de la distance normalisée (Eq. 2) entre chaque mode local et le mode moyen de chaque type. La valeur moyenne est indiquée pour chaque type sur la figure.

Les avantages fondamentaux d'une typologie sont cependant que les classes ne sont pas déterminées a priori, mais regroupent ensemble les évènements les plus ressemblants. Il s'agit donc d'un outil mieux adapté pour isoler des périodes de l'année cohérentes physiquement, et / ou d'étudier l'influence potentielle de modes de variabilité interannuelle comme l'ENSO dans la détermination des classes.

S'il est vrai que 7 des 8 types montrent clairement un calage saisonnier précis, **les conditions de surface dans la ceinture tropicale montrent elles aussi une importance fondamentale dans la détermination des classes d'évènements MJO.** En particulier, **l'extension longitudinale des perturbations convectives de large échelle apparaît très sensible au champ de TSM**, en particulier sur le Pacifique central (en accord avec Kessler 2001). Ce constat peut être étendu à tous les océans tropicaux, de fortes valeurs de TSM privilégiant régionalement l'amplitude des fluctuations convectives intrasaisonniers. Par conséquent, **les modes MJO se montrent très fortement déterminés par l'état de l'ENSO, et par les anomalies de TSM associées.** Une nouvelle fois, 7 types sur 8 semblent survenir préférentiellement lors des épisodes El Niño ou La Niña (un seul ne montrant donc aucun calage sur l'état de l'ENSO).

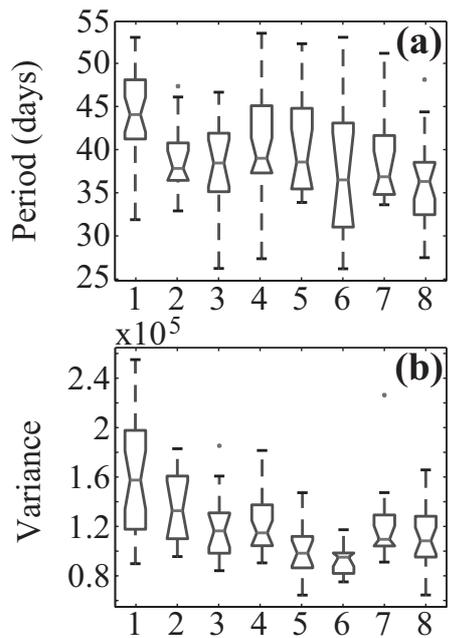


Fig. 3.25 : (a) Graphique en moustache de la période des modes locaux pour les 8 types. (b) Comme (a) mais pour la variance des modes locaux.

Il est enfin intéressant de remarquer la **très bonne correspondance entre les perturbations convectives et celles associées dans le vent zonal des basses couches (U850)**. En particulier, le décalage de l'activité MJO vers l'est lors des années El Niño est accompagné d'un décalage similaire dans les fluctuations intrasaisonniers de l'intensité de U850. Ce constat, très récurrent sur les 8 types obtenus et vrai pour toutes les saisons de l'année, n'est pas vérifié pour la dynamique des hautes couches (U200). Il suggère que **les perturbations du vent zonal (de basse couche) pourraient constituer une réponse à la perturbation convective, plutôt qu'un forçage dynamique gouvernant la convection**.

	Saisonnalité	SST	Max. Amplitude	Max. Cohérence
1	DJFM	El Niño Equat.	E Indien W Pacifique	Cont. Maritime
2	Mars	Chaud Indien & Atlantique	Indien Centr. N Australie	N Australie Golfe Guinée Centr. Indien
3	Mai	El Niño Côtier	Indien Centr.	Centr. Indien
4	MJ – Octobre	La Niña Côtière	N Indien – S Inde W Pacifique	N Indien – S Inde W Pacifique
5	Juillet	La Niña Equat.	N&E Indien – Inde Philippines	N&E Indien – Inde bassin Congo
6	AS	La Niña Equat.	NW Pacifique	NW Pacifique
7	SON	El Niño Equat.	W Pacifique Indien Centr.	W Pacifique N Indien
8	Tous Mois	Forte La Niña	Indien Centr.	-

Table 3.2 : Récapitulatif de la saison d'occurrence, des anomalies de TSM et de la localisation de l'amplitude et de la cohérence maximale associées à chacun des types d'évènements MJO.

Synthèse de chapitre

Cette section a permis d'apporter plusieurs éléments descriptifs de l'inconstance (i.e. de la variabilité) des propriétés (spatiales, spectrales, convectives) de la MJO. Afin de synthétiser les principaux résultats obtenus, la variabilité du signal intrasaisonnier sera ici abordée à deux échelles temporelles successives.

- **Au pas de temps annuel.** L'activité convective associée à la MJO se trouve approximativement localisée à la même latitude que la ZCIT au cours du cycle saisonnier. A cette migration de l'activité intrasaisonnaire se superpose un cycle annuel dans l'amplitude du signal intrasaisonnier. La variance totale des événements MJO, définie à l'échelle du bassin indo-pacifique à partir des fluctuations intrasaisonniers de l'OLR, montre un **maximum d'hiver boréal et un minimum d'été**. Ce constat rejoint par exemple celui de Bellenger & Duvel (2006). Schématiquement, les événements MJO se propageant vers l'est (le nord) sont donc associés à une plus forte (faible) perturbation dans le champ d'OLR. Par ailleurs, **les oscillations survenant lors des saisons d'équinoxe (de solstice) tendent à être légèrement plus courtes (longues)**. **Le cycle saisonnier est donc en grande partie responsable de l'aire d'extension des événements intrasaisonniers**. Mais la saisonnalité climatique n'explique qu'une fraction de la variabilité temporelle du signal MJO. D'une année sur l'autre ses caractéristiques (amplitude, période, extension géographique) sont en effet susceptibles de connaître des fluctuations très sensibles.

- **Au pas de temps interannuel.** **La variance générale des épisodes MJO, sur le bassin indo-pacifique, n'est que très faiblement corrélée aux conditions surfaciques** -un résultat en accord avec celui de Slingo *et al.* (1999). L'utilisation d'indices MJO définis sur la période 1948-2005 montre toutefois que **l'ENSO était susceptible d'influer sur l'amplitude globale du signal intrasaisonnier avant la rupture du milieu des années 1970**. A l'échelle régionale une modulation de la MJO par l'ENSO est toutefois trouvée (Kessler 2001). **De l'état de l'ENSO et de la position de la Warm Pool dépend l'enveloppe longitudinale de la MJO**. En année El Niño en effet, la Warm Pool se situe plus à l'est et les anomalies convectives associées à la MJO sont détectées jusqu'à un méridien plus oriental. A la différence de la variance totale des modes, la période des oscillations est enfin très significativement corrélée aux TSM sur le Pacifique oriental, **les oscillations intrasaisonniers tendant très largement à être plus courtes (longues) en année El Niño (La Niña)**.

La saisonnalité d'une part, la variabilité interannuelle d'autre part, sont donc des paramètres fondamentaux qui influencent l'aire d'extension de la MJO, la périodicité des oscillations, les fluctuations convectives associées, etc. De l'inconstance des propriétés de la MJO vont naturellement dépendre les effets engendrés sur le champ pluviométrique. Les deux derniers chapitres de cette étude s'attachent à documenter ces derniers sur l'Afrique subsaharienne.

Chapitre 4. Réponse des précipitations à la MJO en Afrique Subsaharienne

Introduction de chapitre

Si l'Afrique est située immédiatement à l'ouest de la zone d'extension principale de la MJO, les effets de cette dernière à l'échelle continentale / régionale restent encore très peu connus. Les analyses menées à l'échelle du bassin indo-pacifique voire de la ceinture tropicale dans son ensemble (chapitres 2 et 3) révèlent des perturbations convectives intrasaisonnières d'amplitude sensiblement moindre sur l'Afrique ; elles tendent néanmoins à suggérer qu'un signal significatif peut y être trouvé. Sa faiblesse relative en comparaison des fuseaux voisins a largement contribué à expliquer le désintérêt qu'il a jusqu'alors suscité : nombreux restent les questionnements relatifs à l'activité intrasaisonnière sur l'Afrique.

- **Les phases de convection amplifiée / supprimée sont-elles calées sur des phases particulières de la MJO ?**

- **Ces perturbations convectives semblent-elles traduire le passage d'un épisode MJO au-dessus de l'Afrique (réponse "directe" à la MJO), ou au contraire une réponse régionale au déclenchement de la convection sur l'océan Indien (réponse "indirecte" régionale) ?** En d'autres termes, observe-t-on des propagations de large échelle vers l'est (qui pourraient correspondre à une partie du circuit planétaire de la MJO), ou au contraire vers l'ouest (qui pourraient s'expliquer par le passage d'une onde de Rossby équatoriale au-dessus de l'Afrique, en réponse à l'activité convective indienne : Matthews 2004b) ?

- **Quelles sont les régions d'Afrique qui sont le plus fortement soumises à un forçage éventuel de la MJO ?** Où l'activité intrasaisonnière est-elle maximale, et cohérente à la fois dans le temps et dans l'espace ?

- **Quelles sont les conséquences induites dans le champ de pluie ?** Quelle est la nature des mécanismes pluviogènes associés, et comment en caractériser la dynamique atmosphérique ? Des propagations d'amas convectifs de large échelle sont-elles observables sur l'Afrique, à l'instar des observations effectuées sur les bassins Indien et Pacifique ?

Cette section se propose donc de focaliser sur ces thématiques, en opérant des zooms régionaux successifs. L'échelle de l'Afrique dans son ensemble sera rapidement abordée dans un premier temps, puis l'Afrique de l'Est Equatoriale, l'Afrique Australe et l'Afrique de l'Ouest seront ensuite tour à tour examinées.

4.1 Modes de variabilité intrasaisonnière en Afrique

4.1.1 Modes locaux "africains"

L'analyse des Figures 2.10 et 2.11, ainsi que celle de la Figure 2.26, révèle des fluctuations convectives significatives sur l'Afrique, associées (au moins partiellement) au signal MJO. Une analyse en modes locaux appliquée sur le domaine 0° - 200° E décrit en particulier des amplitudes de l'ordre de 10 W.m^{-2} sur l'Afrique (Fig. 2.26), essentiellement en saison d'été austral ; à titre de comparaison, les oscillations sur l'océan Indien atteignent 20 W.m^{-2} . L'inconvénient de cette analyse, dans l'optique d'une étude régionalisée des effets de la MJO sur l'Afrique, réside dans la définition même des modes locaux (l'essentiel de la variance étant attirée par les fuseaux indien et pacifique ouest, au détriment des régions où l'oscillation est moins bien définie comme l'Afrique). La LMA étant fondamentalement basée sur des ACPC (avec un seul vecteur complexe retenu pour chaque analyse), il semble ainsi préférable d'exclure la Warm Pool, sur laquelle la MJO est la plus active, afin que toute la variance ne soit pas localisée sur cette région au détriment des modes de variabilité convective purement africains -ces derniers pouvant eux-mêmes exprimer une réponse localisée à la MJO planétaire. Un zoom régional, sur un domaine spatial restreint, est donc proposé dans cette première section.

La LMA est donc ici appliquée dans sa version multivariée sur une fenêtre centrée sur l'Afrique (40° W- 60° E, 30° N- 30° S). Ce domaine est suffisamment étendu, notamment en longitude, pour déceler des propagations significatives. Par souci de cohérence avec le reste du travail, les séries temporelles ont subi les mêmes traitements statistiques que précédemment (filtrage dans la gamme de temps 20-120 jours par décomposition en harmoniques), et la fenêtre temporelle mobile a de même une longueur identique de 120 jours.

L'analyse est appliquée sur l'OLR (paramètre de référence, utilisé pour la détection des modes), avec projection des modes dans les champs de vent (U200 et U850) et dans les produits d'estimation des pluies (fichiers GPCP et CMAP). L'utilisation de ces 2 fichiers a nécessité de détériorer la résolution temporelle des autres paramètres au pas de temps pentadaire (5 jours), et d'utiliser une grille régulière ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$) identique pour tous les champs. Par souci de cohérence, c'est la grille des jeux NCEP et OLR qui a été conservée.

Sur la période 1979-2001, toutes saisons confondues, 165 modes locaux sont ainsi extraits sur la fenêtre africaine. Cette valeur est à comparer aux 144 modes locaux extraits sur la fenêtre indo-pacifique, sur la période 1979-2005. Appliquée sur une fenêtre restreinte aux abords de l'Afrique, la LMA extrait donc un plus grand nombre de modes. L'hypothèse est que **2 types d'évènements peuvent alors s'additionner :**

- **Les fluctuations intrasaisonnières directement induites par la MJO.** Il s'agirait alors d'une réponse régionale de la convection à un mode de variabilité d'extension quasi-planétaire. La perturbation convective sur l'Afrique pourrait alors correspondre à l'initiation d'un nouvel épisode, avant sa propagation plus nette sur la Warm Pool, ou au contraire à la phase de décroissance d'un évènement une fois qu'il a parcouru l'ensemble de la troposphère tropicale. Cette question reste sujette à débat et incertitudes.

- **Les modes de variabilité intrasaisonniers purement africains.** Il peut s'agir de modes complètement déconnectés de la MJO, mais générant une variabilité dans une gamme de fréquence comparable (nécessairement incluse dans la gamme intrasaisonniers 20-120 jours).

Le calage des modes intrasaisonniers "africains" par rapport aux modes locaux "indo-pacifique" (considérés comme matérialisant la MJO "canonique", cf. chapitre 2) doit néanmoins être examiné pour s'assurer d'une relation (au moins partielle), i.e. d'un certain calage de phase, entre les 2 phénomènes. Le nombre de jours séparant les occurrences de modes locaux "africains" avec le mode local "indo-pacifique" temporellement le plus proche est donc calculé : l'histogramme en décrivant la distribution statistique est présenté sur la Figure 4.1. Notons également que 2 modes locaux successifs, détectés sur la fenêtre indo-pacifique, sont séparés entre eux par 69 jours en moyenne (sur la période 1979-2005).

Note : en toute rigueur, la proximité temporelle entre un mode local indo-pacifique et un mode local africain ne peut permettre d'affirmer qu'il s'agit du même phénomène propagatif, enregistré sur deux fuseaux différents. Elle permet seulement d'indiquer que deux perturbations convectives, de périodicité similaire, sont trouvées de manière quasi-synchrone sur ces deux régions voisines.

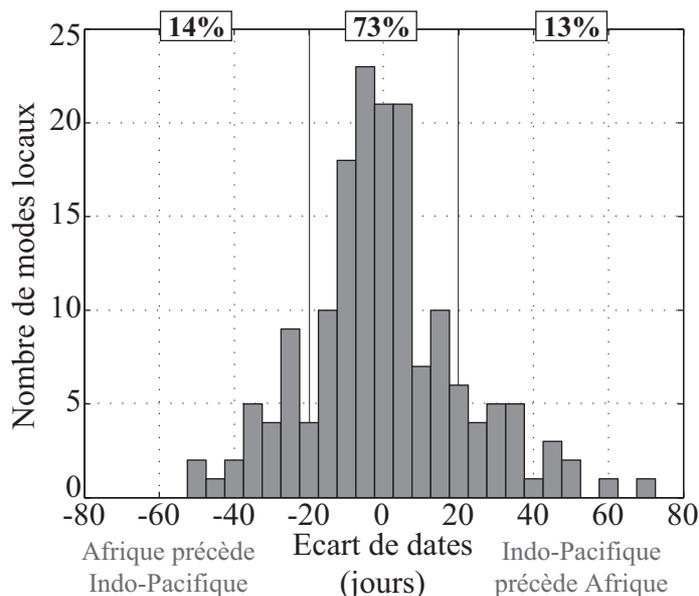


Fig. 4.1 : Ecart de dates (en nombre de jours) entre les modes locaux détectés par LMA sur la fenêtre indo-pacifique (0°-200°E, 30°N-30°S) et le mode local le plus proche détecté sur la fenêtre africaine (40°W-60°E, 30°N-30°S).

La normalité de la distribution statistique de la Figure 4.1 est assez évidente. 73% des modes locaux "africains" correspondent temporellement à un mode local "indo-pacifique", avec un décalage temporel de ± 20 jours (soit approximativement une demi-période d'évènement MJO, chapitre 2). La moyenne et la médiane sont très proches de 0 (resp. 0.03 et 0.00), ce qui ne permet pas de déterminer si l'Afrique connaît plutôt des évènements MJO en fin de vie (correspondant théoriquement à des valeurs positives sur la Figure 4.1), ou à des évènements à peine formés (théoriquement, des valeurs négatives sur la Figure 4.1). Un très léger déséquilibre en faveur des valeurs négatives laisse suggérer (sans démontrer) que les perturbations africaines tendent très légèrement à précéder les perturbations sur l'indo-pacifique.

Des statistiques effectuées sur la valeur absolue de la distribution révèlent que les 2 séries de modes locaux sont en moyenne séparés par 15.4 jours (avec une valeur médiane à 10.0 jours). Ces valeurs tendent à confirmer que les modes "africains" se projettent majoritairement dans des modes de variabilité intrasaisonnière organisés à des échelles plus vastes. Une stratification saisonnière (non montrée) montre que cette relation prévaut durant tous les mois de l'année.

4.1.2 Modes saisonniers moyens

Afin de documenter synthétiquement le signal intrasaisonnier et à l'échelle de l'Afrique dans son ensemble, les modes moyens sont dans un premier temps calculés pour les 2 semestres opposés NDJFMA et MJJASO. Ce découpage saisonnier est cohérent avec les Figures 2.10 et 2.11, qui peuvent être utilisées pour documenter le contexte global de l'activité MJO. Sur l'Afrique, étant donné la localisation latitudinale moyenne de la ZCIT lors de ces 2 périodes (Fig. 1.10), les signaux les plus énergétiques sont respectivement attendus sur la partie australe / boréale du continent (au sud du Sahara).

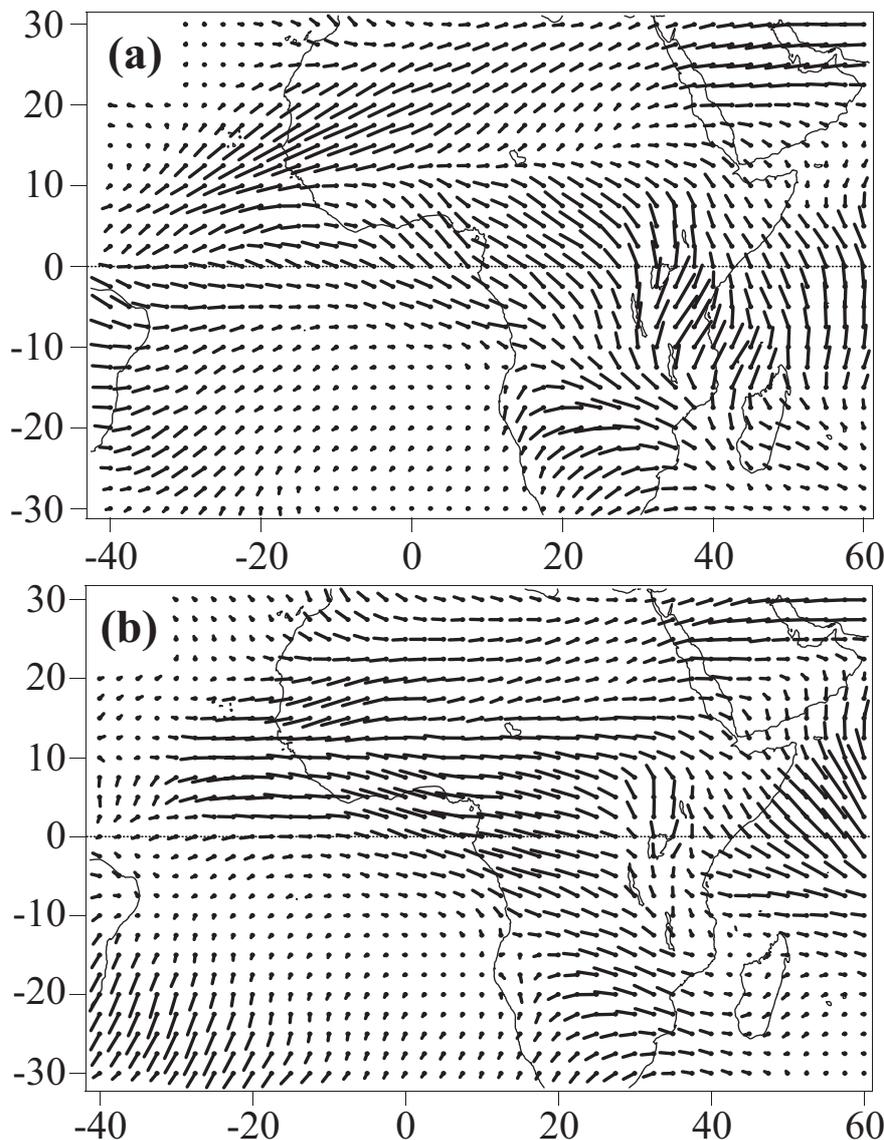


Fig. 4.2 : (a) Mode moyen de l'OLR sur l'Afrique, période NDJFMA 1979-2001. (b) Comme (a) mais pour la période MJJASO 1979-2001.

Le mode local moyen pour l'été austral (Fig. 4.2) **décrit de fortes fluctuations intrasaisonnières de la convection aux latitudes tropicales** (centrées sur 20°S) **de l'Afrique Australe**. Ce résultat est en accord avec la Figure 2.2a, basée sur l'écart-type de l'OLR filtré calculé sur la même période de l'année. L'amplitude des perturbations convectives est très largement supérieure au "bruit de fond" de l'atmosphère (cf. par exemple le sud-est du bassin Atlantique), démontrant la présence d'un signal intrasaisonnier significatif (et apparemment relié majoritairement à la MJO, section 4.1.1) sur l'Afrique.

Le pattern propagatif décrit en premier lieu des fluctuations convectives sur la côte de l'Angola et de la Namibie. Par la suite des anomalies se propagent vers l'est, tandis qu'au même instant d'autres signaux apparaissent plus à l'ouest sur la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (SACZ, Liebmann *et al.* 1999 ; Carvalho *et al.* 2004). 2 propagations sont alors observées simultanément : des signaux originaires du sud du continent africain, après avoir migré vers l'est entre 15°S et 25°S, obliquent soudainement vers le nord en remontant le Rift et la région des Grands Lacs. En parallèle, les signaux provenant de la SACZ traversent l'Atlantique aux latitudes équatoriales et génèrent un signal stationnaire sur la cuvette congolaise. Les 2 signaux se rejoignent finalement sur la Tanzanie et le sud du Kenya, après avoir respectivement migré vers le nord (l'est) au-dessus des Grands Lacs (de l'Afrique Centrale).

En été boréal (Fig. 4.2b) **les signaux sont plus centrés sur l'Afrique de l'Ouest**, qui connaît alors une circulation de mousson. A la différence de la mousson indienne, pour laquelle des propagations méridiennes très nettes sont observées (cf. Fig. 2.11 et section 2.1.5), c'est un état stationnaire qui semble ici prévaloir sur l'Afrique pendant la saison d'été. Ce résultat est en accord avec les descriptions de Matthews (2004b). Une propagation vers l'est est en revanche décelable au sud de 10°S, ainsi que sur l'est de la cuvette congolaise et les Hautes Terres. La cohérence est surtout forte dans le Golfe de Guinée, et sur la Mauritanie et les îles du Cap-Vert.

Ces résultats, obtenus au pas de temps semestriel pour l'ensemble du continent, constituent une analyse préalable très synthétique des perturbations convectives intrasaisonnières sur l'Afrique. Des zooms régionaux sont envisagés dans la suite du mémoire, afin de focaliser sur les périodes pluvieuses et sur des parties plus restreintes du continent. L'Afrique de l'Est, l'Afrique Australe et l'Afrique de l'Ouest (Fig. 1.5) seront donc tour à tour étudiées.

4.2 Episodes secs et pluvieux en Afrique de l'Est : Long Rains et Short Rains

L'Afrique de l'Est Equatoriale (AEE : Kenya et nord de la Tanzanie, Fig. 4.3) connaît une variabilité pluviométrique intrasaisonnière marquée (cf. section 1.2.2) au cours de ses 2 saisons des pluies annuelles (Long Rains de MAM et Short Rains d'OND). La présente section, basée sur des relevés de pluviomètres (sans aucun traitement statistique, et donc non filtrés), se propose de caractériser la part de cette variabilité imputable à la MJO.

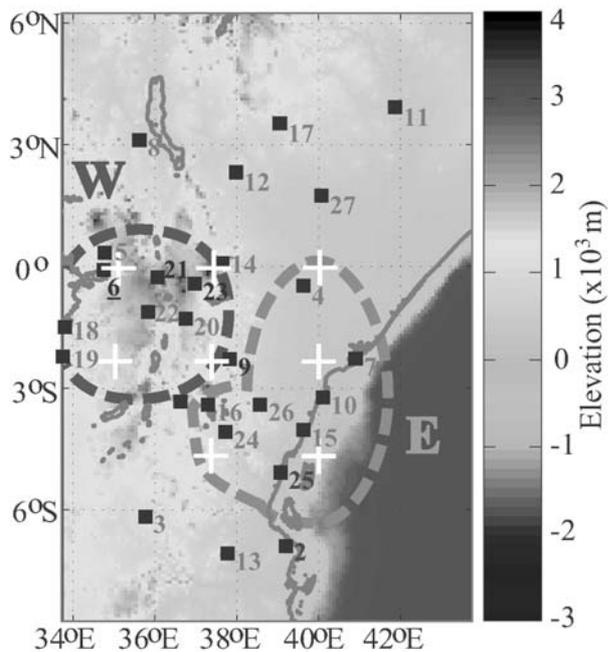


Fig. 4.3 : Carte d'Afrique de l'Est Equatoriale montrant la localisation des 27 pluviomètres de l'étude (carrés) et la topographie (coloration continue). Les indices pluviométriques est (E) et ouest (W), tels que définis dans la section 4.2.2, sont également délimités. Les signes + indiquent le centre des points de grille OLR utilisés pour l'étude.

4.2.1 Détection d'une variabilité pluviométrique intrasaisonniers en Afrique de l'Est

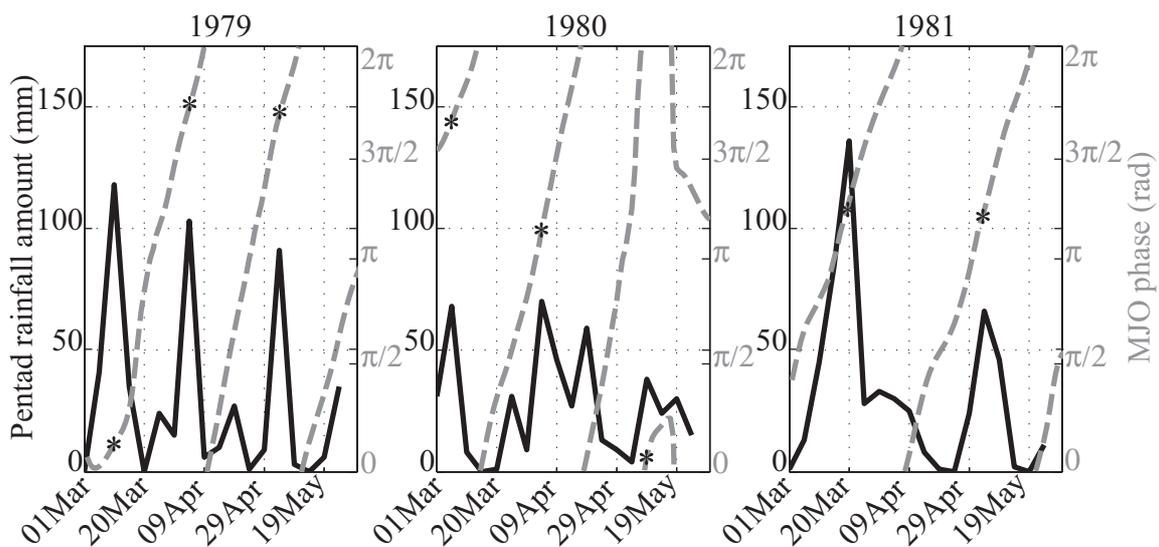


Fig. 4.4 : Cumuls pluviométriques pentadaires à Kisumu (Kenya, indice W : ligne continue, axe de gauche) et phase MJO correspondante selon les indices MJO ($RMM1$, $RMM2$) (ligne pointillée, axe de droite) pour les Long Rains de 1979, 1980 et 1981. Les astérisques dénotent les phases MJO du pic de pluie.

La Figure 4.4 présente les cumuls de précipitations pentadaires obtenus à une station précise prise en exemple (Kisumu, Kenya) lors des Long Rains de 1979 à 1981. Cette station quasi-équatoriale ($34.75^{\circ}E$, $0.1^{\circ}S$: pluviomètre n°6 sur la Figure 4.3) est située sur les rivages du Lac Victoria, à 1146m d'altitude.

3 phases humides distinctes sont identifiables pour la saison de 1979, séparées entre elles par des phases plus sèches longues d'environ 25 jours. Une alternance similaire de phases sèches et

humides est également observable pour 1980 et 1981, même si les intervalles entre 2 phases humides successives tendent à être légèrement plus longs.

Les épisodes pluvieux enregistrés à Kisumu pour ces 3 années ne se produisent pas d'une manière aléatoire par rapport à l'activité MJO (Fig. 4.4) mais semblent correspondre à une phase préférentielle du cycle intrasaisonnier. **Les phases pluvieuses tendent ainsi à se concentrer dans les phases MJO de π à 2π** (astérisques sur la Figure 4.4), **alors que les phases sèches se regroupent de manière similaire entre les phases 0 et π .**

Une activité intrasaisonnaire très nette peut également être trouvée pour toutes les stations localisées dans les Hautes Terres d'Afrique (Fig. 4.3), à la fois pour les Long Rains et les Short Rains. L'ensemble de ces relevés pluviométriques tend de plus à présenter des fluctuations en phase sur toute la région, les pics et les phases sèches se produisant généralement d'une manière synchrone (non montré). L'analyse détaillée des autres stations pluviométriques des Hautes Terres révèle que la première (resp. seconde) moitié du cycle intrasaisonnier tend effectivement à être associé à des conditions sèches (resp. humides) sur la région. **Le calage de phase entre la pluviométrie sur les Hautes Terres et le cycle MJO laisse supposer que ce dernier est responsable d'une partie au moins de la variabilité intrasaisonnaire régionale.**

Afin d'étudier dans quelle proportion les remarques précédentes peuvent être généralisées à la fenêtre est-africaine, et de décrire les configurations spatio-temporelles d'anomalies pluviométriques intrasaisonniers, **une ACP a été appliquée sur les relevés de pluies dans les 27 pluviomètres de la base de donnée utilisée.** Les séries temporelles, agrégées au pas de temps pentadaire, n'ont subi aucun filtrage mais le cycle annuel a été ôté pour chaque pluviomètre ; les 2 saisons des pluies de MAM et d'OND (pentades 13-30 et 56-73) ont été mises bout à bout. Il est remarquable que la même analyse appliquée sur des données filtrées dans la gamme 20-75 jours a par ailleurs mené à des résultats quasi-identiques (non montré). Les 2 premières CP, expliquant respectivement 20% et 10% de la variance originelle, et significatives selon un scree-test, ont seules été retenues pour la suite de l'étude.

La première CP (CP#1, Fig. 4.5a) décrit des fluctuations pluviométriques en phase sur toute la fenêtre AEE, et isole donc les pentades durant lesquelles des anomalies humides ou sèches quasi-uniformes spatialement ont été enregistrées sur la région. Ces pentades ont ensuite été extraites à l'aide de la méthode des quantiles (épisodes pluvieux homogènes : scores supérieurs au percentile 80 ; épisodes secs homogènes : scores inférieurs au percentile 20). Elles ont enfin été projetées dans le cycle MJO défini par les indices de Wheeler & Hendon (2004).

Il apparaît que les épisodes pluvieux ne tendent que très partiellement à se concentrer dans des phases MJO données : 44% se sont en effet produites entre les phases 0 et π , contre 56% de π à 2π . La même analyse appliquée aux épisodes secs conduit à une conclusion identique : 55% d'entre eux ont lieu entre les phases 0 et π , et 45% entre π et 2π . **Ces fluctuations pluviométriques en phase sur l'AEE ne sont donc statistiquement pas reliées à la MJO.** Une analyse plus détaillée de la CP#1 (non montrée) révèle que cette composante principale traduit avant tout les fluctuations dans la date de démarrage de la saison pluvieuse, en accord avec l'étude de Camberlin & Okoola (2003). Elle présente en outre une composante interannuelle assez forte. Pour ces raisons, elle sera écartée de cette étude.

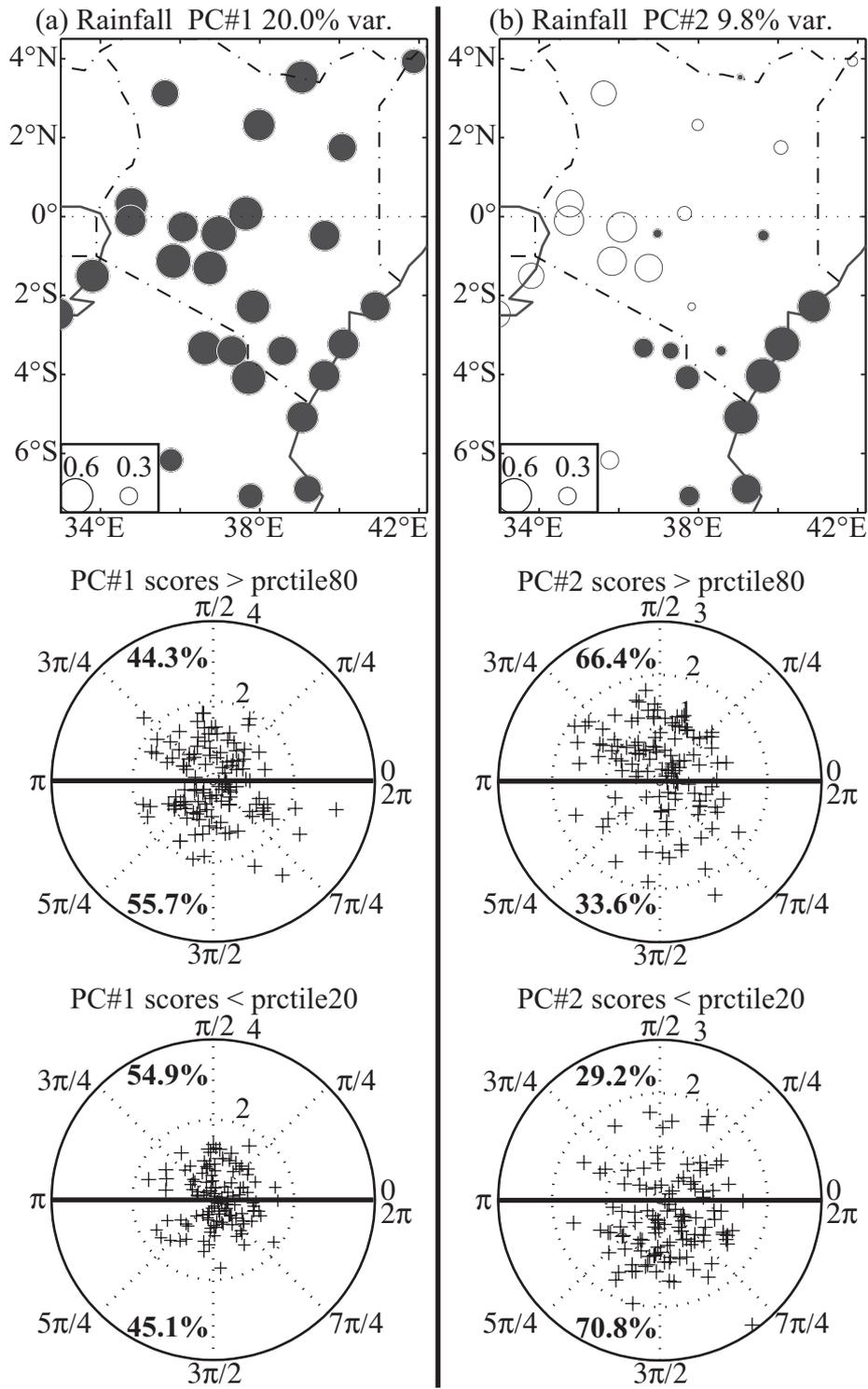


Fig. 4.5 : Analyse en Composantes Principales appliquée sur les précipitations pentadaires des pluviomètres non filtrés après retrait du cycle annuel, période MAM+OND 1979-1995. (a) Loadings pour la CP#1 (carte, haut) et distribution, au cours du cycle MJO, des scores les plus élevés (supérieurs au percentile 80, milieu) et les plus faibles (inférieurs au percentile 20, bas). (b) Comme (a) mais pour la CP#2.

La seconde CP (CP#2, Fig. 4.5b) montre un dipôle pluviométrique constitué de 2 sous-régions. La première correspond aux régions littorales et sub-littorales de l'espace (corrélations positives avec CP#2) et la seconde aux Hautes Terres (vallée du Rift et région du Lac Victoria) dans l'ouest (corrélations négatives avec CP#2). Les scores supérieurs (inférieurs) au percentile 80 (percentile 20) ont été identiquement extraits : les 2 groupes présentent un calage très net avec les indices MJO. Les scores positifs les plus élevés traduisent des conditions pluvieuses sur la côte et sèches sur les Hautes Terres : 66% d'entre eux se produisent entre la phase 0 et la phase π , contre 34% entre π et 2π . Une distribution opposée est trouvée pour les scores négatifs les plus faibles, interprétés comme des conditions sèches (resp. pluvieuses) sur la côte (resp. les Hautes Terres) : 71% s'agglomèrent de π à 2π et seulement 29% de 0 à π . **Les conditions pluvieuses sur les Hautes Terres tendent ainsi à se produire lorsque les anomalies convectives de large échelle associées à la MJO sont localisées sur le fuseau africain et sur l'océan Indien occidental** (cf. Fig. 2.10) ; **les phases pluvieuses sur la côte sont enregistrées à une phase du cycle a priori plus surprenante**. Ces analyses démontrent néanmoins que **les scores de la CP#2 ne sont pas distribués aléatoirement par rapport à l'activité MJO**, ce qui corrobore les résultats obtenus à partir de Kisumu (Fig. 4.4). Afin de confirmer ce point, des analyses en spectre de puissance des 2 composantes principales standardisées ont été effectuées, après avoir attribué une valeur de 0 aux mois secs (DJ et JJAS). Alors que la CP#1 ne montre pas de pic spectral significatif (Fig. 4.6a), la CP#2 montre un pic de significativité au pas de temps typique de la MJO (30-60 jours). La correspondance avec le pic spectral de l'indice RMM1 est évidente, et la cohérence carrée entre les 2 séries temporelles est également significative (Fig. 4.6c). Dans la gamme de fréquences intrasaisonniers, la relation de phase entre CP#2 et RMM1 est quasi-constante, à environ $\pi/2$ rad. Des résultats similaires (mais avec une relation de phase décalée de $\pi/2$) sont obtenus avec l'indice RMM2 (non montré).

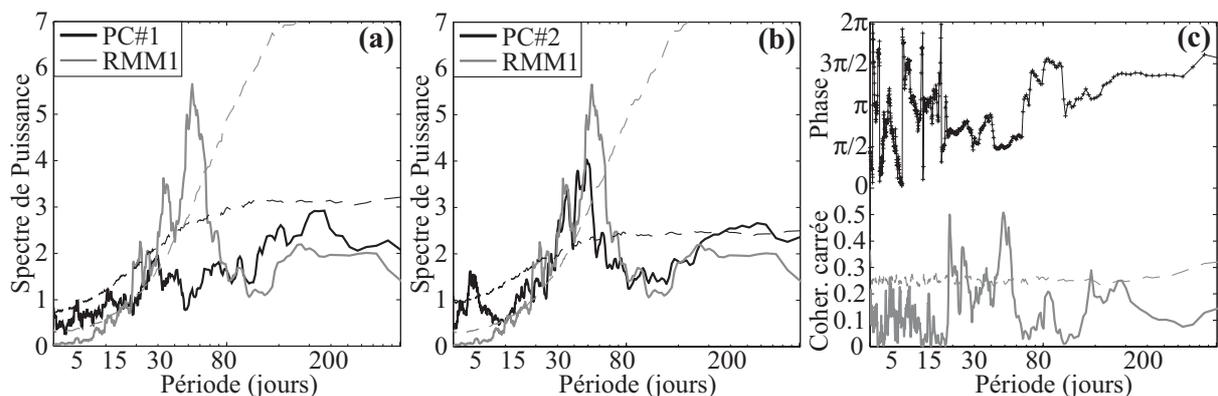


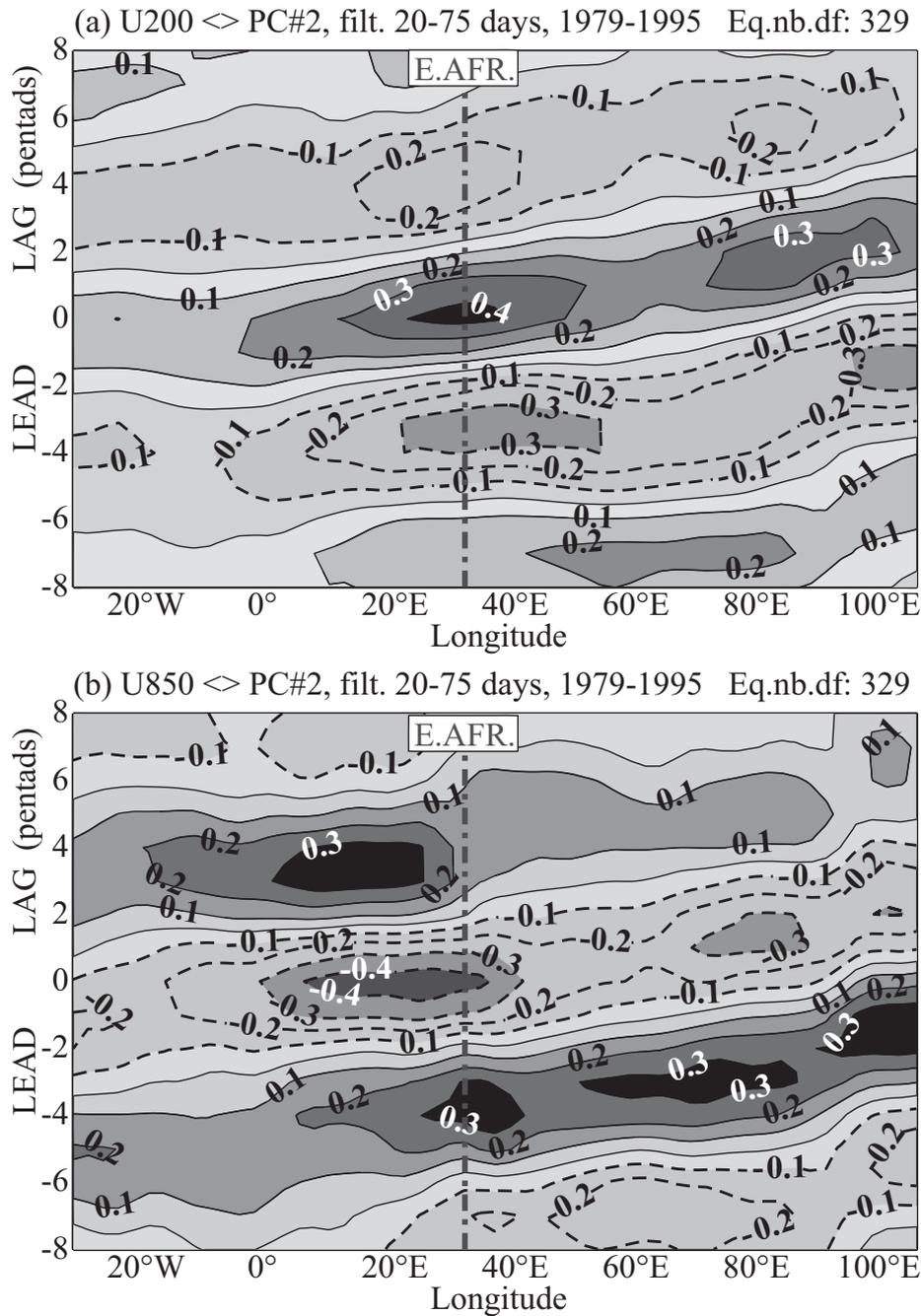
Fig. 4.6 : Analyses en spectre de puissance et crosspectrales des composantes principales de pluies est-africaines (CP#1 et CP#2) et de l'indice RMM1 de Wheeler & Hendon (2004). Toutes les analyses sont appliquées sur la période MAM+OND, avec les autres mois ramenés à 0. (a) Analyse en spectre de puissance de la CP#1 des pluies (ligne noire continue) et RMM1 (ligne grise continue). Les pointillés indiquent le niveau de significativité au seuil de 95% obtenu par 1000 séries temporelles aléatoires obtenues par permutations de la série originelle, et avec la même autocorrélation de rang 1. (b) Comme (a) mais pour la CP#2. (c) Crossspectrale de CP#2 avec RMM1. Ligne grise continue : cohérence carrée ; pointillés : significativité à 95% estimée comme pour (a). Ligne noire continue avec signes + : relation de phase (en radians).

La MJO étant associée à des anomalies de large échelle dans le vent zonal (Madden & Julian 1994, et Fig. 2.14), les configurations de large échelle dans lesquelles les fluctuations pluviométriques est-africaines sont insérées sont étudiées en corrélant, avec un lag temporel, les champs U850 et U200 (composante zonale du vent à 850 et 200hPa) le long de l'équateur avec les scores de la CP#2. Afin de réduire le bruit haute fréquence et la variabilité interannuelle, les scores et les champs atmosphériques ont ici été filtrés dans la gamme 20-75 jours avec un filtre de Butterworth. Bien que moins lisibles et plus bruités, des résultats très proches (et très significatifs) sont également obtenus avec les champs bruts (non montré).

La Figure 4.7 présente le diagramme temps (lag)-longitude des corrélations décalées avec le vent zonal en haute et basse troposphère. Un test de Monte-Carlo, utilisant 1000 permutations aléatoires de la série originelle, avec la même autocorrélation de rang 1, donne la valeur de 0.11 comme limite de significativité des corrélations linéaires, au seuil de confiance de 95%. La même valeur limite est obtenue par la table de Bravais-Pearson, après estimation du nombre équivalent de degrés de liberté des séries temporelles -329 dans le cas présent, selon une méthodologie développée par Der Mégréditchian (1992), et qui prend en compte l'autocorrélation des séries et leur filtrage. En l'absence de décalage temporel (corrélations synchrones), des corrélations négatives sont trouvées dans les basses couches (850hPa, Fig. 4.7a) entre 10°E et 40°E, indiquant que **les épisodes pluvieux (épisodes secs) sur les Hautes Terres (sur la côte) tendent à correspondre à des anomalies de vent d'ouest sur l'Afrique équatoriale**. Au contraire, des corrélations synchrones positives dans les hautes couches (200hPa, Fig. 4.7b) entre 0° et 60°E dénotent des anomalies d'est de large échelle au-dessus de l'est de l'Afrique et de l'océan Indien occidental. Les corrélations décalées dans le temps (cf. Fig. 4.7) montrent très nettement une **propagation vers l'est de ces perturbations dans le champ de vent**. En outre, le signe opposé des corrélations entre les 2 niveaux géopotentiels 850 et 200hPa peut être interprété comme la **signature typique d'anomalies de circulation de type cellulaire le long de l'équateur**. Ces 2 aspects correspondent aux caractéristiques les mieux connues de la MJO (Madden & Julian 1972 ; 1994, et Fig. 2.1). De ce fait, ils renforcent grandement l'hypothèse d'une implication de la MJO dans la pluviométrie est-africaine, et en particulier selon un dipôle est-ouest montré par la CP#2 (Fig. 4.5b).

Ces résultats ne sont cependant obtenus qu'avec la seconde composante principale d'une ACP, tandis que la première, qui décrit des fluctuations pluviométriques en phase sur toute la région, apparaît indépendante de l'activité MJO. La question est donc de déterminer quelle part de la variabilité pluviométrique régionale peut être attribuée à la MJO. La section suivante sera donc basée sur le calcul d'indices pluviométriques régionaux, à la place des composantes principales, dans le but de traiter de la réponse précise des précipitations à chacune des phases de la MJO.

Fig. 4.7 (page suivante) : Corrélations décalées entre les scores de la CP#2 des pluies, filtrés sur la gamme 20-75 jours, et la composante zonale du vent à 200hPa (haut) et 850hPa (bas) le long de l'équateur (moyenne 2.5°N - 2.5°S), sur la période MAM+OND 1979-1995. Les contours continus (resp. pointillés) dénotent des corrélations positives (resp. négatives). Le méridien est-africain a été noté sur les figures. Avec un nombre de degrés de liberté équivalent de 329 (en prenant en compte l'autocorrélation des séries filtrées) les corrélations supérieures en valeur absolue à 0.11 sont statistiquement significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson.



4.2.2 Anomalies pluviométriques associées aux phases MJO

Comme l'AEE n'apparaît pas une région homogène spatialement au pas de temps intrasaisonnier, la distribution des épisodes pluvieux au sein du cycle MJO a été étudiée séparément pour les 27 pluviomètres de la base de données (non montré). Cette étape préliminaire a permis de définir **2 indices pluviométriques régionaux, qui fondamentalement reflètent le dipôle zonal déjà identifié dans la section précédente, et également trouvé (au pas de temps intrasaisonnier) dans Pohl *et al.* (2005).**

Le premier indice régional correspond aux **Hautes Terres** (marquées W sur la Figure 4.3), le second étant centré sur **la côte et les marges des plaines côtières** (E sur la Figure 4.3). Ces 2 indices sont constitués comme la moyenne des pluviomètres inclus dans la région (8 stations dans

chaque cas). Les points de grille de l'OLR correspondant aux 2 régions ainsi identifiées (4 points de grille dans chaque cas) ont également été moyennés pour constituer 2 indices régionaux décrivant l'intensité de la convection atmosphérique.

En accord avec la section 2.2.1, tous les événements MJO d'amplitude modérée à forte ont été retenus pour cette étude, en excluant systématiquement les pentades durant lesquelles l'amplitude est inférieure à 0.9 (valeur médiane de l'amplitude MJO sur la période d'étude selon les indices de Wheeler & Hendon (2004), cf. section 2.2). Les effets de ce seuil sur les résultats finaux seront discutés plus bas. Le cycle MJO est ensuite découpé en huitièmes de phases, comme précédemment montré. L'analyse composite des anomalies pluviométriques au cours de la MJO est effectuée séparément pour les indices E et W (Fig. 4.8).

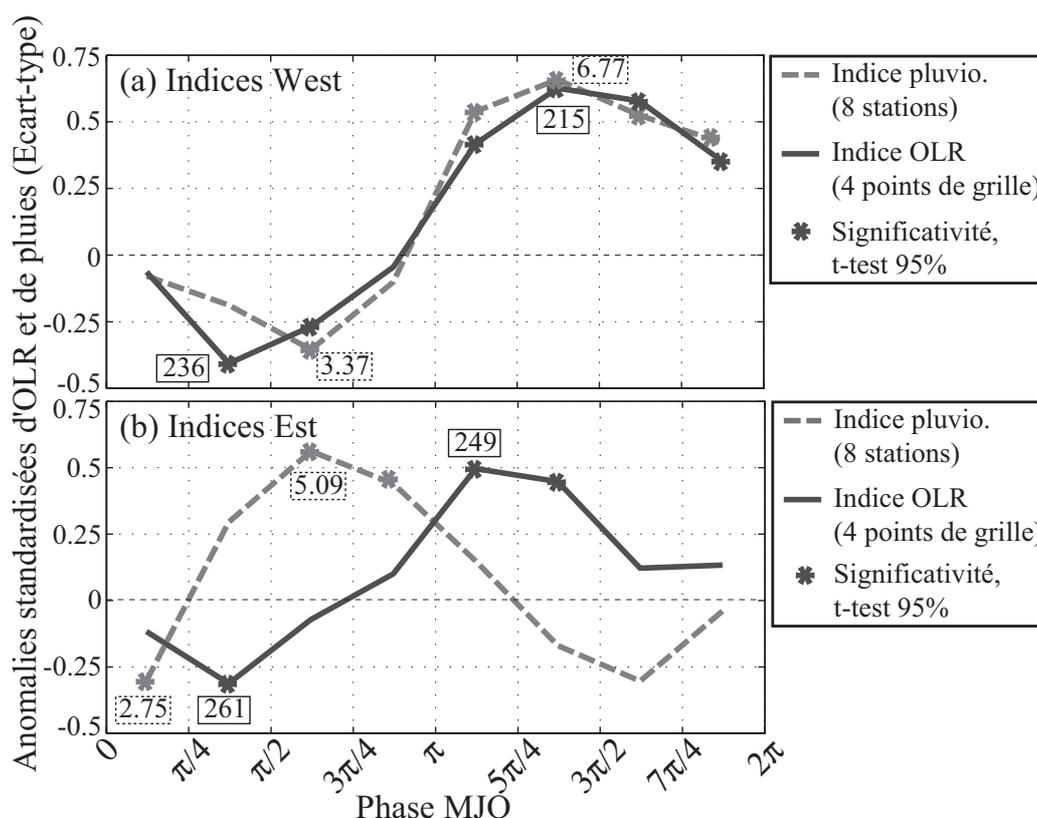


Fig. 4.8 : Anomalies pluviométriques et convectives moyennes pour chaque phase MJO. (a) Indices de pluie et d'OLR de la région W telle que définie sur la Figure 4.3. Les anomalies sont calculées après retrait du cycle annuel et ont été standardisées pour permettre leur comparaison ; elles n'ont subi aucun filtrage. Les anomalies d'OLR ont été multipliées par -1 pour examiner leurs relations avec les cumuls de pluie. Les valeurs brutes extrêmes de pluie et d'OLR (en mm.jour⁻¹ et W.m⁻²) ont également été indiquées pour les phases correspondantes. Les astérisques montrent les anomalies de pluie (gris) et d'OLR (noir) qui sont statistiquement différentes du cycle annuel selon un t-test au seuil de confiance de 95%.

Les pluies sur les Hautes Terres (Fig. 4.8a) montrent une distribution unimodale au cours du cycle MJO, avec un minimum de pluie avant la phase $3\pi/4$ et un maximum centré sur $3\pi/2$. Les 2 pics sont très significatifs selon un test de Student. Pour les anomalies humides, 4 phases successives (soit la moitié du cycle MJO) présentent des cumuls pluviométriques statistiquement

supérieurs à la moyenne : **un léger déséquilibre est donc trouvé, au cours du cycle MJO, à la faveur (au détriment) de la phase humide (sèche).**

Toutes les stations localisées sur les Hautes Terres montrent des comportements très cohérents, spatialement et temporellement (non montré). L'analyse des données non désaisonnalisées permet de quantifier le cumul pluviométrique/le flux d'infrarouge sortant enregistré durant chaque phase. Pour les pluies, les totaux journaliers sont ainsi compris entre 3.4 mm.jour^{-1} (phase $3\pi/4$) et 6.8 mm.jour^{-1} ($3\pi/2$). Les fluctuations intrasaisonnières de l'OLR sont très proches de celles des précipitations, conduisant à l'hypothèse qu'une convection atmosphérique accrue (plus faibles valeurs d'OLR, les anomalies ayant ici été multipliées par -1) se produit sur les Hautes Terres pendant les pics de pluie. D'une phase MJO à l'autre, les valeurs brutes de l'OLR varient de 236 W.m^{-2} pendant la période sèche, à 215 W.m^{-2} pendant la période humide. Cette dernière valeur est inférieure au seuil généralement retenu pour identifier la convection profonde dans la ceinture tropicale (par exemple, 220 W.m^{-2} selon Gunn *et al.* (1989)).

La côte est-africaine, ainsi que les plaines côtières et les basses pentes, montrent des anomalies pluviométriques en quasi-opposition de phase au cours du cycle MJO par rapport à celles relevées dans les Hautes Terres. Des anomalies significatives positives se produisent ainsi durant les phases $\pi/2$ à π , c'est-à-dire la portion du cycle intrasaisonnier associée à des anomalies négatives sur les Hautes Terres. Ce résultat corrobore pleinement les résultats de la section 4.2.1, basés sur l'exploitation de la seule CP#2 des pluies. Cependant l'amplitude des fluctuations intrasaisonnières reste généralement inférieure à celle enregistrée pour la région W (les cumuls bruts variant de 2.8 mm.jour^{-1} à la phase 0, à 5.1 mm.jour^{-1} à la phase $\pi/2$), et la significativité au seuil de 95% n'est atteinte que pour ces 2 seules phases, ainsi que pour $3\pi/4$. Les anomalies de l'OLR ne sont par ailleurs reliées que très faiblement aux pluies (Fig. 4.8b). La valeur la plus forte (261 W.m^{-2}) est ainsi trouvée une phase après le minimum des pluies, et la plus faible valeur de l'OLR (à la phase $5\pi/4$) se produit alors que les anomalies de pluie sont déjà proches de 0. Les anomalies de l'OLR sur la région est sont en réalité en accord avec celles enregistrées sur l'ouest, donnant l'impression de fluctuations en phase sur la région, bien que l'amplitude des anomalies y soit plus faible. Cependant, les valeurs brutes de l'OLR, fluctuant entre 249 et 261 W.m^{-2} selon la phase, sont significativement supérieures à la plupart des seuils utilisés pour caractériser la convection profonde. Ces éléments suggèrent que **les pics de pluie sur la région côtière, associés à la MJO, ne résultent pas de processus pluvio-gènes impliquant la convection profonde.**

Afin d'établir dans quelle mesure les phases successives de la MJO discriminent les fluctuations des pluies et l'intensité de la convection sur la région, des analyses de variance ("anova") sont ensuite appliquées entre les séries non filtrées des indices pluviométriques et de l'OLR d'une part, et les huitièmes de cycle MJO d'autre part. Les 2 indices de la région ouest sont statistiquement discriminés par la MJO (c'est-à-dire que la variance intra-phase est significativement moindre que la variance inter-phase), à un degré de confiance estimé supérieur à 99.9%. La discrimination des indices de la côte est moins bonne, avec un degré de confiance de 94.8% et 98.2% pour l'OLR et la pluie, respectivement. **Le forçage de la MJO est donc considéré comme statistiquement robuste sur les Hautes Terres, mais comme plus incertain sur la côte.**

Une étude séparée (non montrée) des relevés pluviométriques pour les 2 saisons des pluies montre en outre que, si le pic de pluie pour les Hautes Terres à la phase $3\pi/2$ est trouvé indifféremment lors des 2 périodes, le pic sur l'est entre les phases $\pi/2$ et π n'est présent que lors des Long Rains (MAM). Les différences existant entre MAM et OND du point de vue de l'activité MJO seront analysées en détails dans la section 4.2.4.

L'impact du seuil de 0.9 retenu pour isoler les jours/pentades de faible amplitude MJO, est évalué par une série de tests (non montrés). Des valeurs supérieures (1.1 à 1.3) tendent à être associées à des excès pluviométriques plus marqués, sur l'AEE et les Hautes Terres, à la phase MJO $3\pi/2$. En particulier, les déficits enregistrés alors sur la côte tendent à s'annuler, voire à devenir légèrement supérieurs au cycle annuel lors de conditions de très forte amplitude intrasaisonnière. Les valeurs de l'OLR tendent de même à devenir plus faibles sur l'ensemble de la région. La convection profonde semble de ce fait plus développée, au-dessus de l'Afrique de l'Est, lorsque le signal MJO est particulièrement fort. Ces événements restent cependant relativement exceptionnels : si, sur les saisons analysées, 45% des pentades ont une activité dépassant 0.9, seules 31% (resp. 13%) ont une amplitude dépassant 1.1 (resp. 1.3).

En résumé : un événement MJO d'amplitude modérée à forte est d'abord accompagné, sur l'Afrique de l'Est, de conditions sèches marquées sur les Hautes Terres concomitant avec une phase humide sur la côte, tandis qu'à l'échelle globale les amas convectifs de large échelle sont localisés sur le bassin Pacifique. Par la suite, la MJO poursuivant sa migration vers l'est, l'ouest connaît des conditions plus pluvieuses, au moment où au contraire l'est devient plus sec. Cette réponse singulière des pluies côtières sur la région est, sans lien apparent avec celle de l'OLR pour les points de grille correspondants, reflète probablement des épisodes pluvieux ne résultant pas de la convection profonde. L'analyse de la dynamique atmosphérique associée va permettre d'asseoir cette hypothèse.

4.2.3 Dynamique atmosphérique et processus pluvio-gènes

Afin de déterminer les origines des anomalies pluviométriques est-africaines associées à la MJO, les champs de vent, hauteur géopotentielle, pression moyenne au niveau de la mer (issus des réanalyses NCEP2) et OLR ont été considérés. La méthodologie consiste une nouvelle fois à séparer ces données, par analyse composite, selon l'appartenance des jours considérés aux différents huitièmes de phase MJO. Seuls les épisodes intrasaisonniers d'amplitude modérée à forte sont inclus dans l'échantillon étudié. Des coupes verticales à l'équateur sont dans un premier temps présentées, sur une région s'étendant du bassin Atlantique à l'océan Indien, et pour chaque huitième de cycle ; une étude plus détaillée des phases-clés sera proposée dans un second temps.

Les anomalies dans la circulation atmosphérique induites par la MJO sont représentées par la Figure 4.9, qui combine la composante zonale et la composante verticale du champ de vent (non filtré mais désaisonnalisé). Le test t^2 de Hotelling (cf. Encart 1.4), utilisé ici pour tester la significativité des anomalies, est appliqué sur ces 2 composantes des vecteurs vent. L'analyse s'intéresse ici tout particulièrement aux phases MJO associées à des anomalies pluviométriques significatives sur l'AEE (cf. Fig. 4.8).

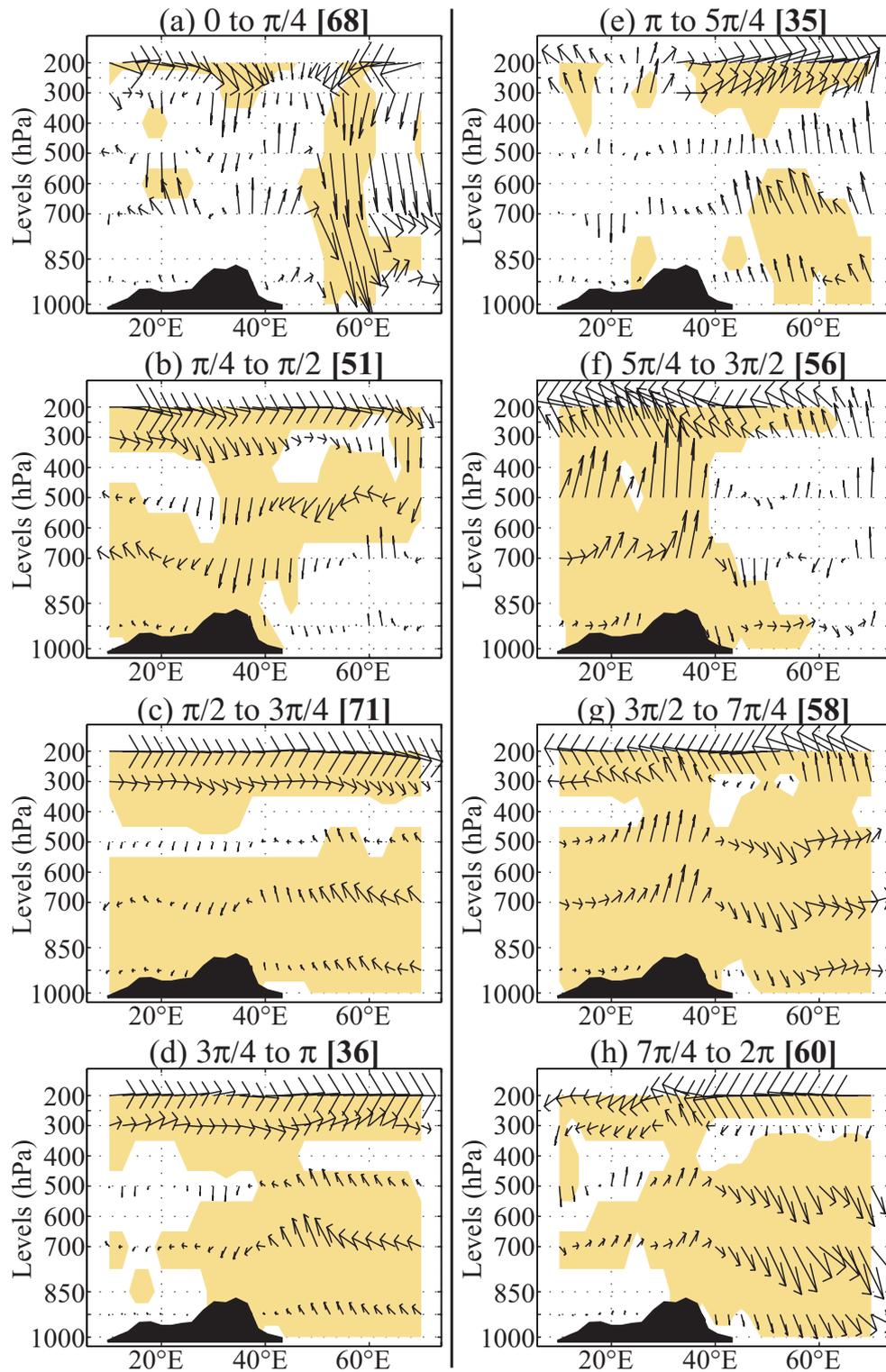


Fig. 4.9 : Coupes verticales à l'équateur ($2.5^{\circ}\text{N} - 2.5^{\circ}\text{S}$) des anomalies verticales (ω , $-1 \times \text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) et zonales (U , $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) du vent, après retrait du cycle annuel, pour chaque phase MJO. Les aplats indiquent les anomalies significatives au seuil de 95% selon un test t^2 de Hotelling. Les profils noirs correspondent à la topographie de l'Afrique Equatoriale telle qu'elle apparaît dans les mailles du modèle NCEP. Le nombre de pentades incluses dans chaque huitième de phase est indiqué sur la figure (leur total correspondant aux 435 pentades d'amplitude supérieure à 0.9 sur la période MAM+OND 1979-1995).

Durant les phases $\pi/2$ à π (apportant des cumuls pluviométriques anormalement abondants sur la côte, Fig. 4.9c-d), **des anomalies d'est et ascendantes sont observées à la verticale de l'océan Indien à proximité de l'AEE**, tandis que sur les Hautes Terres une subsidence légèrement renforcée prédomine. De fortes anomalies d'ouest sont enregistrées en haute troposphère, entre 30°E et 80°E . Les ascendances observées au large des côtes kenyanes, limitées aux couches basses et moyennes, ne semblent pas résulter de forçages orographiques directs, et les très faibles anomalies d'OLR observées durant cette phase (Fig. 4.8) semblent également écarter l'hypothèse de convection atmosphérique profonde.

De π à $5\pi/4$ (Fig. 4.9e), les anomalies d'ouest en hautes couches commencent à s'affaiblir, et une divergence horizontale de large échelle se forme graduellement à la verticale de l'Afrique de l'Est. Une telle configuration atmosphérique est en accord complet avec la dynamique de haute couche engendrée par la MJO lors de sa phase de convection renforcée (Madden & Julian 1972 ; Knutson & Weickmann 1987 ; Madden & Julian 1994 ; Salby & Hendon 1994). A $5\pi/4$ (Fig. 4.9f), les anomalies du vent zonal de hautes couches s'inversent. De **fortes ascendances se développent à la verticale des Hautes Terres** (Fig. 4.9f-g), une fois seulement que les anomalies à 200hPa sont devenues d'est. Ces observations sont cohérentes avec le maximum de pluies et de convection alors constaté sur la région W. Les coupes verticales montrent en outre des **anomalies d'ouest sur l'Afrique Centrale**, dans les basses et moyennes couches de l'atmosphère. Ces conditions apparaissent comme nécessaires pour que la convection puisse se développer sur toute l'épaisseur de la troposphère. Il est en outre remarquable que les anomalies ascendantes sur les Hautes Terres persistent dans le temps, durant les phases $5\pi/4$ à 2π , tandis que les clusters convectifs de large échelle associés à la MJO ont déjà migré sur l'océan Indien central (cf. Fig. 2.10).

En conclusion à cette analyse, **des anomalies positives de précipitations s'observent sur les Hautes Terres lors des phases MJO associées à des anomalies d'ouest dans les couches basses et moyennes sur l'Afrique Centrale**. De très fortes anomalies ascendantes se développent alors au-dessus de la région, confirmant (en lien avec les anomalies négatives de l'OLR) l'hypothèse du déclenchement de la convection profonde. **Sur la côte en revanche, les phases pluvieuses correspondent à des anomalies d'est sur l'océan Indien équatorial, apparemment sans mise en place de cellules convectives**. Ces résultats confirment ceux de l'ACP appliquée sur les séries des pluviomètres (Figs. 4.5 à 4.7).

Les vents de basse couche étant relativement faibles en moyenne sur le centre de l'Afrique (Fig. 1.8a), de fortes anomalies dans la composante zonale du vent sont susceptibles d'inverser la direction instantanée des flux atmosphériques. Une analyse portant sur les valeurs brutes du champ de vent (i.e., sans retrait du cycle annuel) confirme cette conclusion. L'hypothèse d'un **transport d'humidité depuis l'ouest**, à certaines phases de la MJO, semble donc physiquement possible. Sur la côte en revanche c'est un **renforcement des alizés** (et une meilleure pénétration dans l'intérieur des terres) qui est à l'origine du pic de pluie en opposition de phase avec les Hautes Terres.

Si en hautes couches le signal MJO semble relativement simple, spatialement cohérent et organisé à l'échelle quasi-planétaire, la circulation dans les couches basses et moyennes montre donc des configurations plus compliquées, et d'échelle spatiale plus restreinte. Pour cette raison,

les 2 phases-clés qui émergent de l'analyse (soit lorsque les ascendances prennent place à proximité des Hautes Terres ou du rivage d'Afrique de l'Est, respectivement) sont sélectionnées pour une étude plus approfondie.

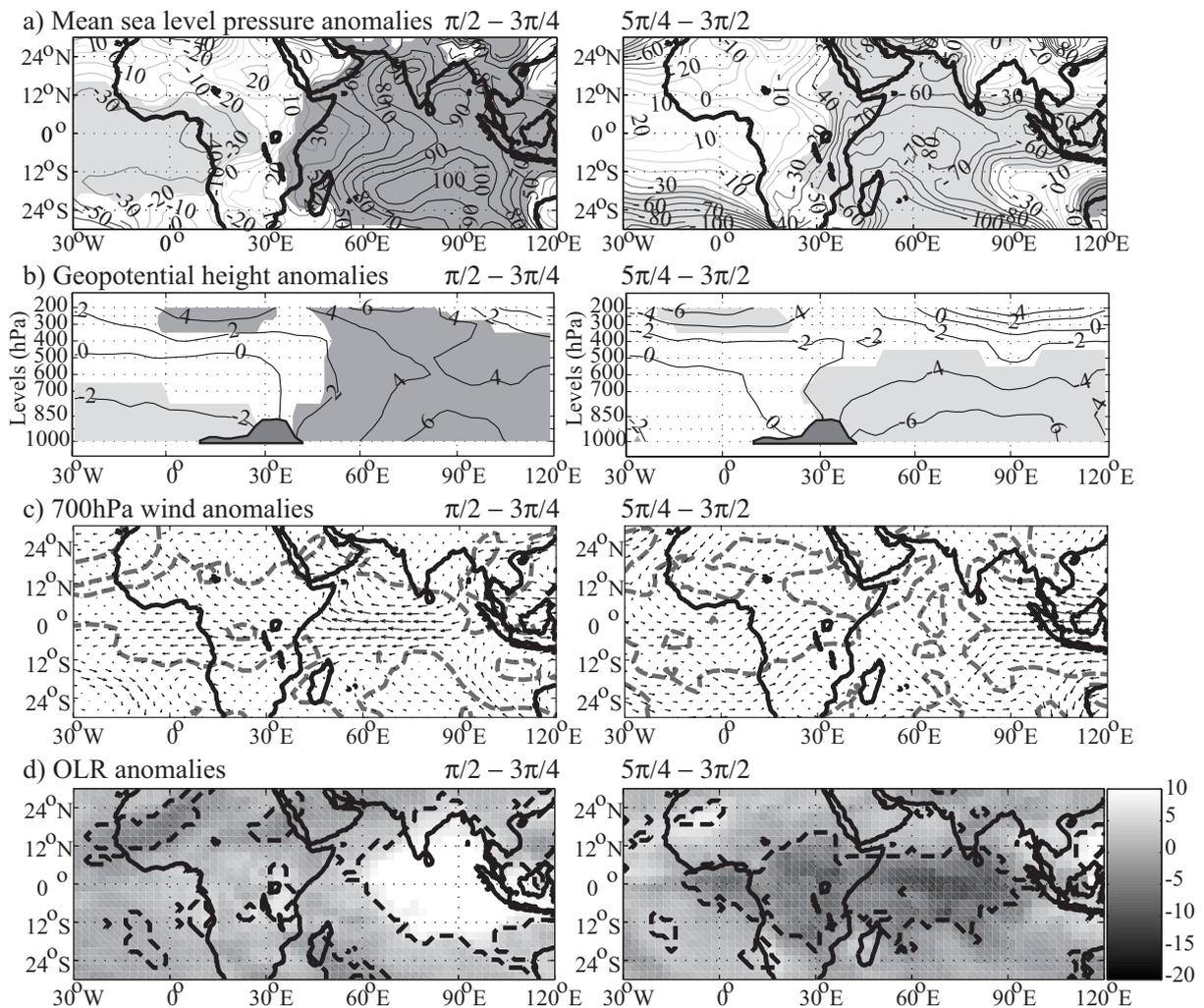


Fig. 4.10 : Configurations atmosphériques moyennes durant les phases MJO $\pi/2-3\pi/4$ (gauche) et $5\pi/4-3\pi/2$ (droite). Toutes les anomalies sont calculées après retrait du cycle annuel. (a) Anomalies de pression moyenne au niveau de la mer (Pa). Les grisés clairs (foncés) dénotent des anomalies négatives (positives) selon un t-test au seuil de 95%. (b) Coupe verticale le long de l'équateur ($2.5^{\circ}\text{N} - 2.5^{\circ}\text{S}$) des anomalies de hauteur géopotentielle (m). La significativité est testée et représentée comme pour (a). (c) Anomalies de vent à 700hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Les pointillés indiquent les anomalies significatives (test t^2 de Hotelling, 95%). (d) Anomalies d'OLR ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). Les pointillés indiquent les anomalies significatives (t-test, 95%).

La première phase-clé ($\pi/2$ à π) correspond aux épisodes pluvieux sur la côte et au développement d'anomalies d'est sur l'océan Indien équatorial. La seule phase $\pi/2 - 3\pi/4$ est représentée sur la Figure 4.10 (colonne de gauche) à titre d'exemple. A cette phase du cycle la convection est supprimée sur l'océan Indien (Fig. 2.10), ainsi que de façon localisée sur les Hautes Terres. Les conditions anormalement pluvieuses enregistrées sur la côte est-africaine selon les relevés pluviométriques ne s'inscrivent donc pas dans des configurations atmosphériques de large extension spatiale.

Les champs de pression de surface et de hauteur géopotentielle dans les bas niveaux de l'atmosphère montrent tous les deux des gradients zonaux très prononcés le long de l'équateur. Les pressions de surface sont anormalement basses sur la partie occidentale du domaine (Golfe de Guinée et cuvette congolaise), et anormalement hautes sur sa partie orientale (océan Indien et côtes d'Afrique de l'Est). Les Hautes Terres d'Afrique semblent jouer le rôle de barrière naturelle entre ces deux aires d'anomalies spatialement cohérentes. Le gradient zonal résultant est à l'origine des **anomalies zonales d'est de basses couches entre l'océan Indien et le Golfe de Guinée** (cf. Figs. 4.9c et 4.10c). Ces anomalies de basse troposphère sont à l'origine d'une **advection d'humidité renforcée sur les basses terres d'Afrique de l'Est à partir du bassin Indien équatorial**. Les anomalies d'OLR nulles ou même faiblement positives observées sur l'ouest du bassin Indien et le rivage est-africain (Fig. 4.10d), avec une moyenne à 259 W.m^{-2} sur la région E (Fig. 4.8b), suggèrent fortement une absence de nuages convectifs à sommets froids.

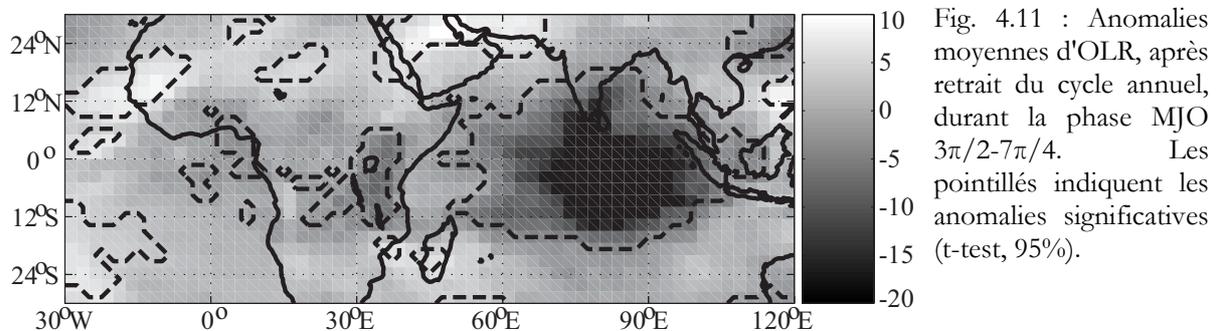
Etant donné les valeurs de l'OLR et les anomalies de circulation, 2 hypothèses peuvent être formulées :

- **Le pic de pluie enregistré sur la côte pourrait devoir ses origines à des phénomènes convectifs à extension verticale limitée.** Johnson *et al.* (1999) ont ainsi montré que des nuages du type *cumulus congestus* étaient responsables d'une fraction non négligeable des pluies tropicales. Les anomalies ascendantes de basses et moyennes couches trouvées sur l'ouest du bassin Indien à cette phase particulière de la MJO pourraient être la signature de telles occurrences de "convection peu profonde" d'amplitude modérée. Il est également intéressant de constater que sur le Pacifique Occidental, Johnson *et al.* (1999) notent que la fréquence des 3 types de nuages qu'ils ont pu identifier (*shallow cumulus*, *congestus* et *cumulonimbus*) varient significativement au pas de temps caractéristique de la MJO. Plus récemment, Kiladis *et al.* (2005) ont d'ailleurs confirmé et complété leurs résultats.

- **Le pic de pluie côtier pourrait également résulter de processus pluvio-gènes stratiformes, à une échelle spatiale très locale.** Menz (1997) note ainsi que les précipitations dans les régions littorales de l'Afrique de l'Est résultent majoritairement de systèmes nuageux d'altitude modeste. L'estimation des précipitations à partir d'un algorithme incluant processus stratiformes et convectifs a donné ainsi de bien meilleurs résultats qu'en intégrant les seuls nuages convectifs à sommets froids (Menz 1997). A partir des données radar TRMM, Schumacher & Houze (2003a ; 2003b) ont estimé que plus de 40% des pluies résultent de processus stratiformes au-dessus des océans tropicaux, incluant la majeure partie de l'océan Indien ; sur le continent africain cette part est estimée à 20-35%. Cette hypothèse serait en outre en accord avec les observations de très fortes pluies enregistrées lors des Short Rains de 1997, sans développement apparent de nuages convectifs (Okoola, communication personnelle). De tels mécanismes d'origine stratiforme, qui pourraient également être en lien partiel avec une convection peu profonde, pourraient être modulés par la MJO et survenir préférentiellement, au-dessus du littoral est-africain, lors de la phase $\pi/2$ à π (en raison des anomalies d'est sur le bassin Indien occidental). Cependant ils ne constituent au mieux qu'une fraction de la pluviométrie totale, et des processus convectifs locaux, directement reflétés par l'OLR mais moins dépendants de la MJO, interfèrent probablement dans ces analyses.

Ces deux hypothèses ne sont pas exclusives, et les deux types de processus ne sont pas incompatibles entre eux.

La seconde phase-clé de la MJO ($5\pi/4$ à $7\pi/4$) apporte des pluies supérieures à la normale sur les Hautes Terres et légèrement inférieures à la normale sur la côte (Fig. 4.8). Les champs de pression de surface et de géopotential (cf. exemple pour la phase $5\pi/4-3\pi/2$, Fig. 4.10) présentent des configurations quasiment opposées à celles de la phase $\pi/2-\pi$. Les basses pressions de surface sont alors localisées sur l'océan Indien occidental, les Hautes Terres marquant une nouvelle fois une limite franche avec la cuvette du Congo. Le gradient zonal de large échelle qui en résulte est à l'origine des **anomalies d'ouest dans les basses couches atmosphériques** (Fig. 4.9f-g et 3.11c). Celles-ci tendent à favoriser les pluies sur l'Afrique de l'Est (Nakamura 1968 ; Vincent *et al.* 1979 ; Anyamba 1984 ; Minja 1985). Thompson (1957), Griffiths (1959) ou Trewartha (1961) ont ainsi suggéré que ces anomalies favorisent les **incursions de l'air instable et humide de la masse d'air congolaise**. L'origine physique des anomalies d'ouest n'a cependant pas encore été véritablement attestée : il est donc suggéré ici que cette dynamique des basses couches sur l'Afrique Centrale est générée par les gradients de pression de large échelle, entre les bassins océaniques Indien et Atlantique. L'intensité et le signe de ces gradients apparaissent comme significativement modulés par la MJO, et présentent de ce fait un très bon calage avec certaines de ses phases. Le transport d'humidité résultant, en provenance de la masse d'air congolaise, alimente la convection atmosphérique à la base. Cette hypothèse est en accord avec les fortes ascendances (Fig. 4.9f-g) et les signaux de l'OLR (Fig. 4.10d) présents à cette phase du cycle. La convection profonde est également favorisée par une convergence (divergence) dans les basses (hautes) couches à la verticale des hautes terres. Lors des phases pluvieuses sur la région W des anomalies d'est sont trouvées dans les hautes couches, qui couplées aux anomalies d'ouest des bas niveaux, dénotent une circulation zonale de type cellulaire à la verticale de l'Afrique.



Comme montré sur la Figure 4.8b, **les anomalies convectives et pluviométriques persistent pendant plusieurs phases successives sur les Hautes Terres**. La Figure 4.11 présente les anomalies de l'OLR lors de la phase MJO suivante, $3\pi/2-7\pi/4$. Tandis que les valeurs au-dessus de la côte s'annulent rapidement après $3\pi/2$ (cf. Fig. 4.8a), les points de grille situés au-dessus de l'océan Indien oriental d'une part, et dans un secteur isolé autour des Hautes Terres d'autre part, montrent au contraire des anomalies négatives significatives. Cette configuration semble assez robuste dans le temps, car elle apparaît déjà dans les cartes d'OLR publiées dans Matthews (2000, analyse portant sur l'année dans son ensemble), Wheeler & Hendon (2004, période DJF) ou encore Hsu & Lee (2005, période de novembre à avril).

A cette phase, la convection accrue sur l'est de l'océan Indien est une configuration directe de la MJO, associée à une divergence de large échelle dans les hautes couches (Fig. 2.14). La

persistance des anomalies convectives sur les Hautes Terres semble constituer une réponse locale et indirecte à la MJO. Alors que les clusters convectifs ont déjà migré de 45 à 60° de latitude vers l'est, **la convection active sur la région W apparaît comme une conséquence des anomalies d'ouest (d'est) persistantes dans les basses (hautes) couches de la troposphère entre 10 et 35°E**, formant de fait une cellule de circulation secondaire, dans le plan zonal, et d'échelle régionale au-dessus de l'Afrique. La topographie semble avoir un rôle fondamental dans le maintien de la convection après le passage de la perturbation liée à la MJO -comme en témoigne la localisation des anomalies de l'OLR, centrées sur les Hautes Terres et la région des Grands Lacs, du nord du Kenya au Lac Malawi.

La configuration décrite ci-dessus reste pour l'essentiel valide pendant la phase $7\pi/4-2\pi$, tandis que des anomalies d'OLR positives (convection supprimée) apparaissent sur le bassin Indien occidental (Fig. 2.10). **Cette persistance exceptionnelle de la convection sur l'Afrique de l'Est est à l'origine d'épisodes pluvieux d'une durée comprise entre 10 et 15 jours** (soit 2 à 3 phases d'amplitude $\Delta\pi/4$). Ce résultat théorique est en plein accord avec les observations relatives à la longueur moyenne des épisodes humides sur la région (Mutai *et al.* 1998 ; Kabanda & Jury 2000 ; Mpetta & Jury 2001).

4.2.4 Spécificités des Long Rains et des Short Rains

Si les 2 saisons des pluies est-africaines correspondent identiquement à une localisation équatoriale de la ZCIT lors de ses migrations saisonnières, des différences notables existent dans les conditions aux limites (état de fond du système climatique, amplitude des modes de variabilité interannuelle de type ENSO / Mode Dipolaire de l'océan Indien, ...). L'activité MJO connaît également des modulations saisonnières non négligeables (cf. chapitre 2), avec un pic annuel en MAM et une amplitude généralement plus faible en OND (Fig. 2.20).

L'implication de la MJO dans la variabilité intrasaisonnière des Long Rains et des Short Rains pourrait par conséquent montrer elle aussi des dissimilitudes. En particulier, l'amplitude des fluctuations et la propagation des amas convectifs de large échelle sont susceptibles d'être affectés. Afin de documenter ces différences, et ses conséquences possibles sur le champ pluviométrique en Afrique, les modes propagatifs moyens sont calculés séparément pour MAM et OND à partir des modes locaux extraits par la LMA sur la fenêtre africaine (cf. section 4.1).

En MAM (Fig. 4.12), le pattern spatial moyen de l'OLR montre une propagation vers l'est très nette le long de l'équateur, depuis le fuseau Atlantique jusqu'à l'océan Indien. Cette propagation, couplée à des patterns propagatifs similaires dans les champs U200 et U850 (non montrés), est en plein accord avec les résultats de la Figure 4.7. Les Hautes Terres d'Afrique montrent le retard convectif déjà trouvé dans la section précédente, et illustré par la Figure 4.11. Des amplitudes fortes et spatialement cohérentes des signaux OLR sont trouvées sur la quasi-totalité de l'Afrique entre 15°N et 15°S (ainsi que sur l'Arabie et l'océan Indien). La cohérence montre un maximum assez marqué sur le sud du Nigeria et du Tchad, ainsi que sur le Golfe de Guinée et la côte ouest-africaine. Il est intéressant de constater que, sur l'Afrique de l'Est, les points de grille de la région W (centrés sur les Hautes Terres dans les environs du Lac Victoria)

montrent une cohérence assez largement supérieure aux points de grille de la côte -confortant les résultats de la Figure 4.8.

La projection des modes dans le champ de pluie (estimations CMAP) met en évidence la même propagation zonale de large échelle le long de l'équateur. Le signal est cependant beaucoup plus localisé, et moins étendu en latitude : une nouvelle fois un FIT très linéaire apparaît sur le bassin Atlantique, et une ZCIT beaucoup plus étalée est trouvée sur l'Afrique. Les fluctuations de plus grande amplitude sont généralement localisées sur les domaines océaniques (Atlantique ou Indien) ; sur l'Afrique elles sont trouvées autour du Golfe de Guinée. La cohérence montre en revanche une configuration spatiale assez différente, avec des valeurs généralement supérieures à 0.35 sur l'Afrique subsaharienne. La région des Grands Lacs tend à montrer une cohérence plutôt supérieure au reste du continent, traduisant une influence localement plus importante de la MJO sur la variabilité intrasaisonnière des pluies.

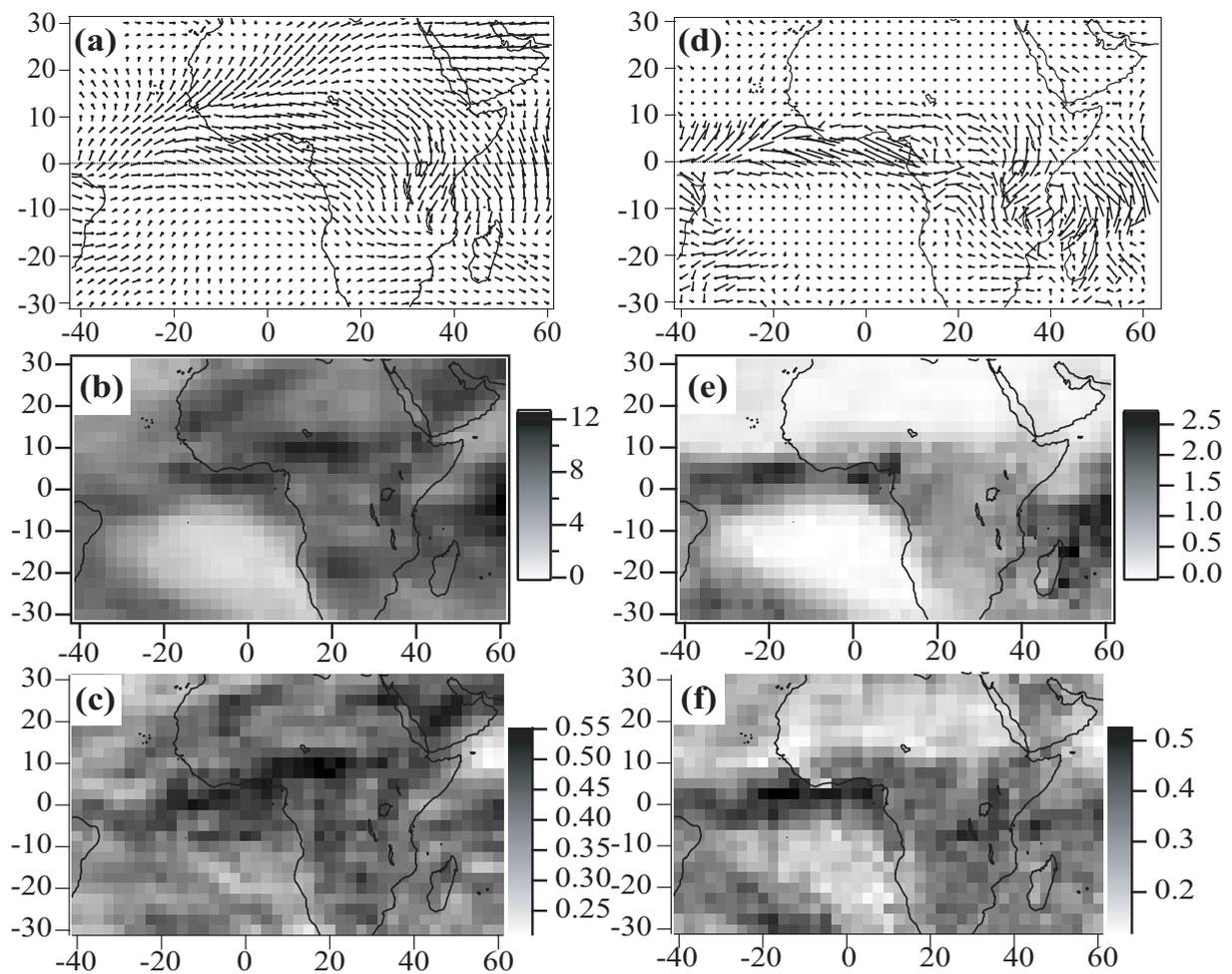


Fig. 4.12 : Mode moyen sur l'Afrique, période MAM 1979-2001. (a) Mode propagatif moyen dans l'OLR. (b) Amplitude moyenne de l'OLR. (c) Cohérence de l'OLR. (d) Comme (a) mais pour CMAP. (e) Comme (b) mais pour CMAP. (f) Comme (c) mais pour CMAP.

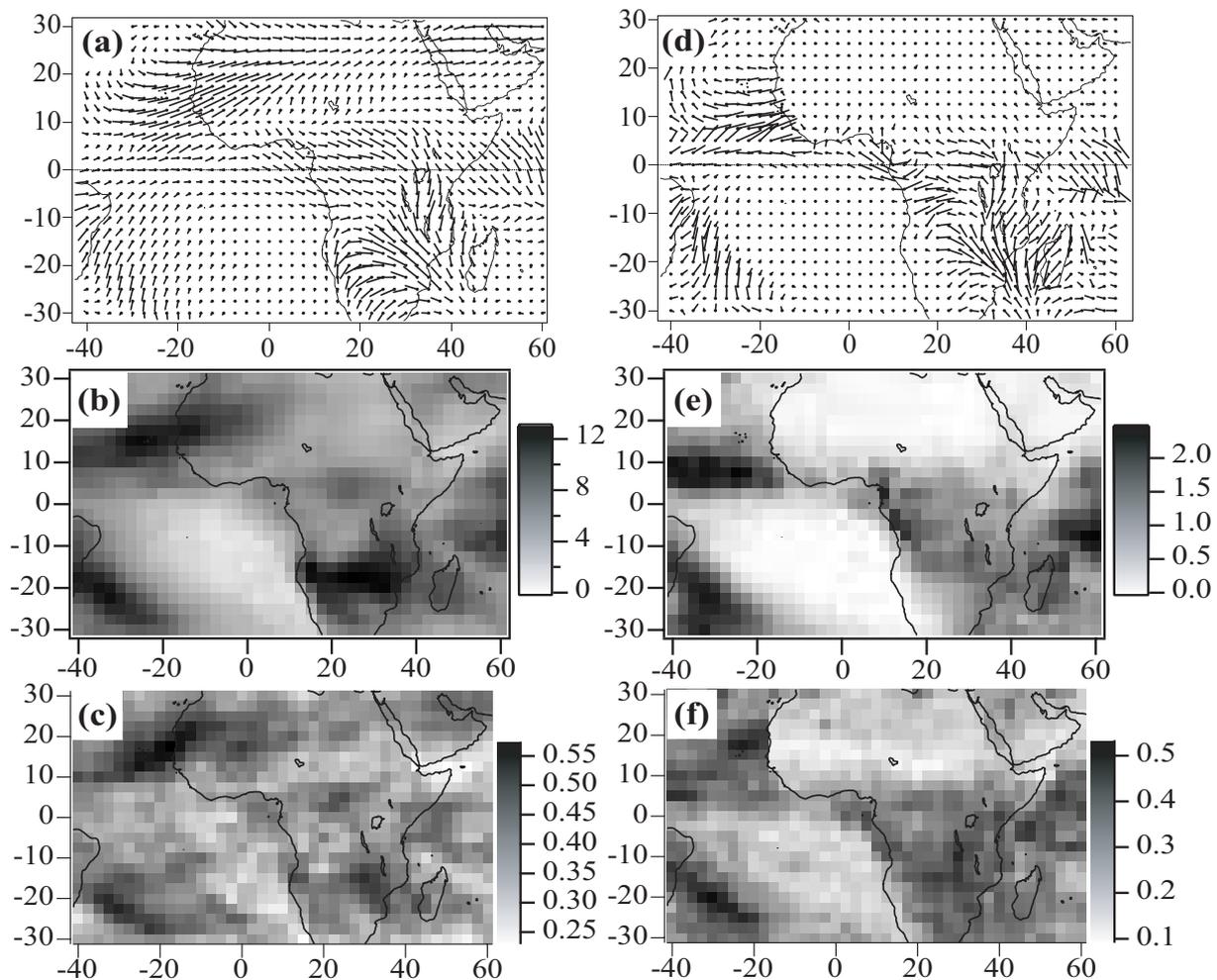


Fig. 4.13 : Comme pour la Figure 4.12 mais pour la période OND 1979-2001.

En OND (Fig. 4.13), les clusters convectifs migrent majoritairement sur la région depuis le sud (vallée du Rift), alors qu'une propagation secondaire vers l'est est aussi observable sur l'Afrique Equatoriale depuis la cuvette congolaise. Les signaux les plus nets, tant en termes d'amplitude que de cohérence, sont d'ailleurs localisés en moyenne au sud de 10°S. Ce résultat suggère cependant que la propagation des anomalies dynamiques de large échelle avant et après l'épisode pluvieux sur les Hautes Terres (observée sur la Figure 4.7) est essentiellement valide pour la saison des Long Rains (Fig. 4.12), et secondairement seulement pour les Short Rains.

La réponse du champ de pluie aux modes locaux montre également quelques spécificités par rapport à MAM. L'amplitude des fluctuations sur l'AEE apparaît notamment comme relativement modeste en comparaison des Long Rains, ce qui peut s'expliquer par des cumuls pluviométriques journaliers sensiblement moins élevés. La cohérence montre au contraire des caractéristiques assez semblables à celles de MAM, ce qui montre que les modes locaux expliquent une part similaire de variance des pluies. **L'"intensité" du forçage exercé par la MJO sur la variabilité pluviométrique intrasaisonnaire est-africaine semble donc finalement assez comparable entre les deux saisons.**

Les propagations zonales (méridiennes) sont donc dominantes en MAM (OND) sur l'Afrique Centrale (la région des Grands Lacs). Les fluctuations dans les champs OLR et CMAP sont supérieures en MAM mais la cohérence (part de variance des champs expliqués par les modes locaux) atteint des valeurs équivalentes lors des 2 saisons des pluies. A l'échelle "locale" de l'Afrique de l'Est propagations zonales et méridiennes sont cependant trouvées simultanément, tant en MAM qu'en OND.

En conclusion à cette partie : l'influence de la MJO sur les cumuls pluviométriques est-africains est significative, mais complexe. Elle peut être appréhendée à 2 échelles spatiales distinctes :

- **Une réponse directe ou quasi-directe, à l'échelle globale.** Les épisodes pluvieux sur les Hautes Terres correspondent au passage des clusters convectifs associés à la MJO sur l'Afrique. Ces épisodes pluvieux sont dus à la mise en place de convection profonde, associée à des anomalies convergentes (resp. divergentes) dans les basses (resp. hautes) couches. Les anomalies pluviométriques tendent cependant à persister temporellement, la convection restant active une fois que la MJO a migré sur le centre ou l'est du bassin Indien. Ce retard convectif pourrait s'expliquer par les flux d'ouest associé à ces phases sur l'Afrique dans les basses couches, et qui favoriseraient alors un apport d'humidité depuis la cuvette congolaise dans les bas niveaux de l'atmosphère. De nombreux travaux ont en effet mis en évidence le rôle des vents d'ouest (ou de vents d'est affaiblis) sur l'Afrique Centrale dans le démarrage de la convection atmosphérique sur l'Afrique de l'Est (Johnson & Mörth 1960 ; Camberlin & Wairoto 1997). Une telle configuration n'est possible, au sein du cycle MJO, que lorsque la convection principale se trouve localisée plus à l'est, et entraîne alors un gradient de pressions favorable aux anomalies d'ouest dans les basses couches. **La propagation vers l'est des perturbations convectives à travers l'Afrique équatoriale mène donc à rejeter l'hypothèse d'une réponse régionale au déclenchement de la convection sur l'océan Indien, via une onde de Rossby se propageant vers l'ouest.** Ce type d'ondes pourrait au plus favoriser, dans une certaine mesure, la persistance temporelle des anomalies convectives sur les Hautes Terres, une fois que les amas cumuliformes principaux associés à la MJO ont migré sur l'océan Indien central et oriental.

- **Une réponse indirecte, à l'échelle régionale.** Outre la persistance sur les Hautes Terres mentionnée ci-dessus, cette échelle est plus particulièrement illustrée par la réponse en opposition de phase des pluies sur la zone littorale. La bande côtière, qui fait face à l'océan Indien, n'enregistre pas d'anomalies significatives lorsque la convection est active plus à l'ouest. Le pic de pluies est enregistré plus tôt, lorsque les anomalies convectives associées à la MJO se situent encore dans l'hémisphère ouest (Amérique Centrale et Atlantique). Les alizés connaissent alors un renforcement sur le bassin Indien occidental, qui favorise leur pénétration sur le continent africain et permet un apport d'humidité plus important. L'absence de forts signaux dans l'OLR lors de cette phase suggère que les précipitations, alimentées en humidité depuis l'océan Indien par l'intermédiaire d'un flux d'est renforcé, naissent de processus stratiformes ou convectifs peu profonds.

4.3 Variabilité intrasaisonnière en Afrique Australe

La localisation tropicale à subtropicale de l'Afrique Australe est responsable d'un régime pluviométrique unimodal au cours du cycle annuel, avec une saison des pluies longue qui commence traditionnellement en octobre/novembre, et se termine en mars/avril. Cette même localisation pose également la question d'un éventuel rôle de la MJO dans la variabilité pluviométrique et atmosphérique intrasaisonnière, la plupart des ondes gravitaires étant restreintes aux très basses latitudes où la force de Coriolis est faible à nulle. Cette section se propose de clarifier ce point, en basant une nouvelle fois les analyses sur des relevés satellitaires (OLR) et des données de pluviomètres.

4.3.1 Variabilité convective intrasaisonnière

En préliminaire à l'étude de la variabilité de la convection atmosphérique sur l'Afrique Australe au pas de temps intrasaisonnier, il convient de revenir plus en détails sur la Figure 2.2, qui présente l'écart-type de l'OLR filtré (σ_{OLR}) dans la bande passante 30-60 jours. Conformément à Hsu & Lee (2005), ce champ est utilisé en guise de proxy pour l'activité convective liée à la MJO. Il est cependant noté que tous les autres résultats de cette section sont basés sur des champs OLR n'ayant subi aucun filtrage.

L'aire d'extension de la MJO en été austral (Fig. 2.2a) apparaît assez nettement comme les régions où σ_{OLR} prend ses valeurs les plus élevées ; celles-ci tendent généralement à être plus élevées (resp. faibles) sur le domaine océanique (resp. continental). Deux exceptions notables sont cependant décelables : l'Australie, dont le système de mousson est significativement affecté par l'activité MJO (Hendon & Liebmann 1990b ; Wheeler & Hendon 2004 ; Wheeler & McBride 2005), et l'Afrique Australe (entre 14°S et 22°S environ), dénotant un autre forçage potentiel de l'oscillation intrasaisonnière sur cette région. Schématiquement, en été austral, l'activité MJO semble dont atteindre des latitudes plus élevées sur les continents, et reste plus proche de l'équateur sur les océans. Cette configuration est donc au final très proche de celle que prend la ZCIT durant cette même saison.

Les anomalies composites d'OLR au cours du cycle MJO sont cartographiées, pour la saison ONDJFMA (correspondant à la saison des pluies en Afrique Australe), sur le domaine sud-africain (Fig. 4.14). Les relevés pluviométriques étant disponibles sur la période 1970-1999, ce sont les indices MJO dérivés du vent zonal des réanalyses NCEP (présentés dans la section 2.2.3) qui ont été utilisés dans cette section, afin d'analyser l'ensemble de la période. 5 années supplémentaires sont ainsi intégrées dans l'étude par rapport aux indices de Wheeler & Hendon (2004), utilisés pour le reste du travail. Il a cependant été établi (section 2.2.4) que ces deux jeux de données sont très ressemblants, et fournissent une description quasi-identique de la MJO.

Afin de replacer chaque huitième de cycle dans le contexte de l'activité MJO à l'échelle globale, il est possible de se référer aux Figures 2.9 et 2.11 : les centres convectifs se trouvent à la verticale de l'Afrique Equatoriale de π à $3\pi/2$, au-dessus du Continent Maritime à $2\pi/0$, etc. La partie boréale du domaine de la Figure 4.14 montre d'ailleurs la présence de convection renforcée près de l'équateur, sur l'Afrique, lors de la phase $3\pi/2$ citée ci-dessus. Comme discuté plus haut, le développement de cette convection profonde se produit généralement en retard sur ce fuseau, les

amas convectifs principaux associés à la MJO se trouvant déjà sur l'océan Indien central à cette phase (Fig. 2.11).

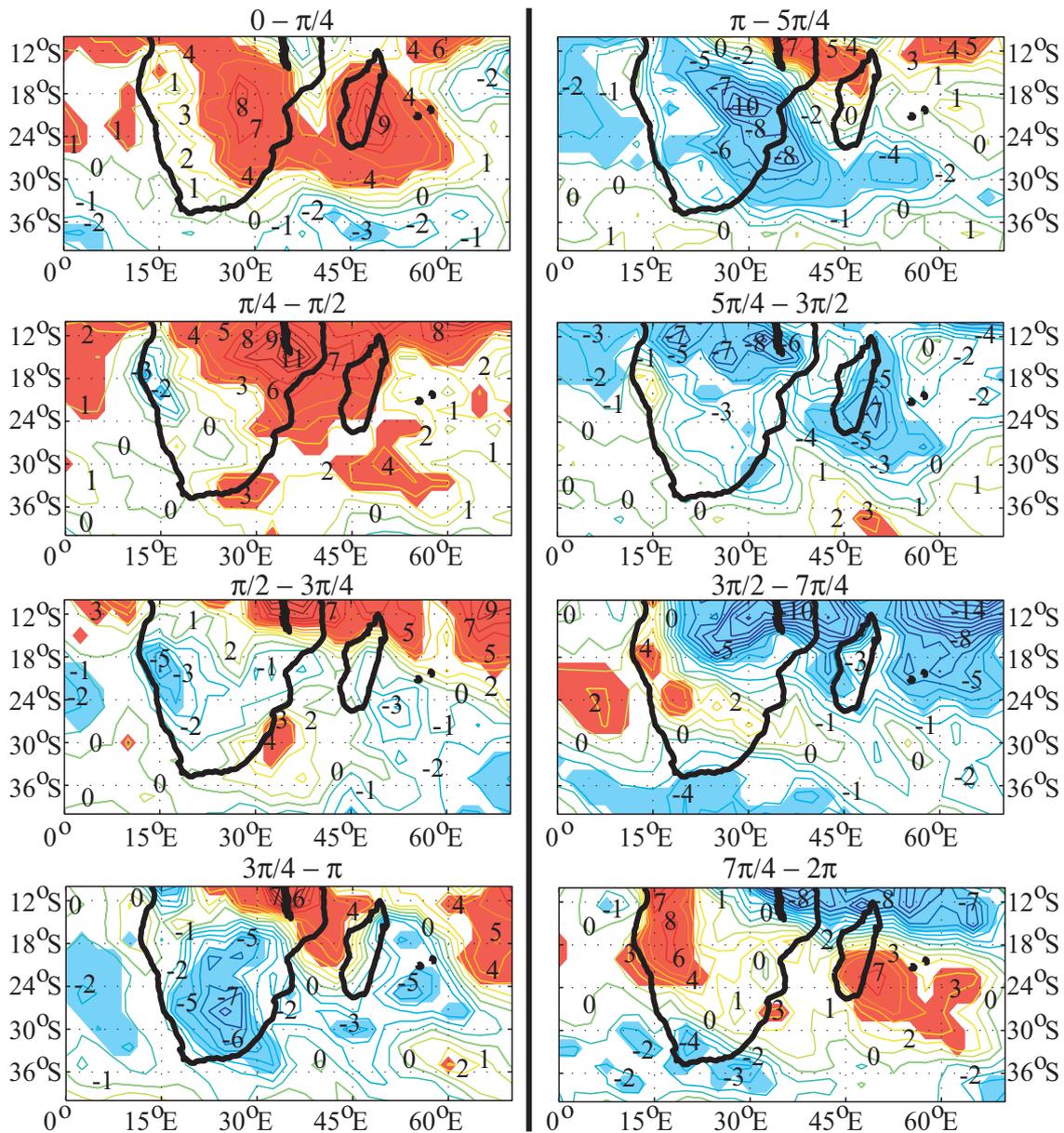


Fig. 4.14 : Cartes composites des anomalies d'OLR ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), calculées après retrait du cycle annuel, sur l'Afrique Australe durant la période ONDJFMA 1974-1999. L'équidistance des isolignes est de $1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Les aplats bleus (resp. rouges) indiquent les anomalies négatives (resp. positives) qui sont significatives au seuil de 95% selon un t-test.

Il est en outre noté que, durant l'été austral, ces derniers atteignent à peine 15°S (Fig. 4.14) ; plus au sud les anomalies de l'OLR deviennent plus compliquées, et les anomalies les plus significatives ne se produisent pas en même temps que celles des latitudes équatoriales. En d'autres termes, elles ne se trouvent pas centrées sur la phase MJO $3\pi/2$.

Des anomalies négatives de l'OLR apparaissent en effet particulièrement précocement sur la partie australe de l'Afrique, et elles se sont déjà dissipées lorsque la

convection s'organise à large échelle sous l'équateur. Les premiers signaux convectifs se développent d'abord sur le sud de l'Angola et le nord de la Namibie à la phase $\pi/4 - \pi/2$, et d'une manière plus nette encore lors de la phase suivante $\pi/2 - 3\pi/4$. L'Afrique Equatoriale connaît alors ses phases de convection supprimée (Fig. 2.10).

Par la suite, ces anomalies négatives d'OLR se développent et migrent progressivement vers le sud-est et le Botswana ($3\pi/4 - \pi$). Puis elles s'intensifient, se propagent vers le nord, et rejoignent le Zimbabwe et le sud de la Tanzanie aux alentours de la phase $5\pi/4$. Les conditions sont alors réunies pour que la convection de large échelle se développe aux très basses latitudes (cf. section 4.2). L'étude de la pluviométrie en Afrique de l'Est Equatoriale montre d'ailleurs que c'est à cette phase que les anomalies convectives les plus importantes sont enregistrées.

Le champ d'OLR sur le sud du continent semble donc répondre significativement au forçage exercé par la MJO durant l'été austral. Un précurseur convectif est d'ailleurs identifié sur l'Angola et la Namibie. Il est cependant noté que **les anomalies convectives ne semblent pas atteindre la partie la plus australe de la République Sud-Africaine** (province du Cap en particulier, alors en saison sèche).

Deux questions se posent donc à ce stade de l'étude :

(i) Dans quelles parties de l'Afrique Australe le champ d'OLR est-il significativement discriminé par les phases MJO ?

(ii) Le précurseur convectif de l'Angola / Namibie et la propagation des perturbations convectives intrasaisonniers peuvent-ils être retrouvés par analyse en modes locaux (LMA), outil particulièrement adapté pour la détection de systèmes propagatifs (section 2.3) ? Quelle est son origine physique ?

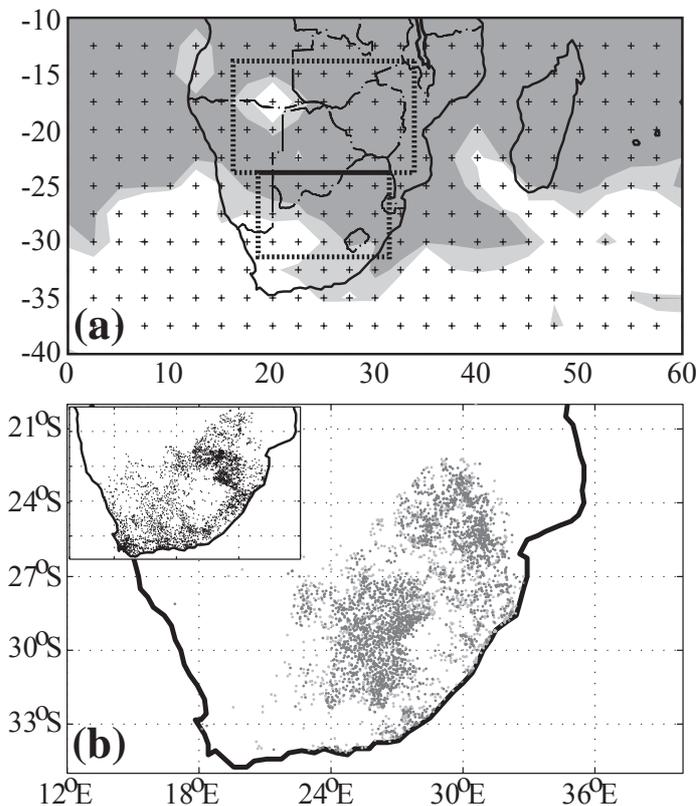


Fig. 4.15 : (a) Analyse de variance entre les points de grille de l'OLR et les huitièmes de cycle MJO de la Figure 4.14, ONDJFMA 1974-1999. Les grisés clairs (resp. foncés) identifient les régions où la variance de l'OLR est significativement discriminée par les phases de la MJO au seuil de confiance de 95% (resp. 99%) selon le test de Fisher-Snedecor. Les cadres correspondent aux indices régionaux d'OLR d'Afrique Australe Tropicale (17.5°E - 32.5°E, 15°S - 22.5°S) et d'Afrique Australe Subtropicale (20°E - 27.5°E, 25°S - 30°S). (b) Comme (a) mais appliquée aux séries individuelles non filtrées des 7665 pluviomètres de la région subtropicale, ONDJFMA 1970-1999. Médaillon : pluviomètres qui ne sont PAS discriminés significativement par les phases MJO au seuil de 95%.

(i) La Figure 4.15a présente les résultats d'une anova (Encart 2.2) entre les points de grille de l'OLR et les huitièmes de cycle MJO (i.e., $0 - \pi/4$, $\pi/4 - \pi/2$, ..., $7\pi/4 - 2\pi$) auxquels chacun des jours de la période est affecté. Il apparaît que les phases de la MJO discriminent les fluctuations de l'OLR sur une majeure partie des océans Indien et Atlantique environnants, et même du continent, exception faite de son extrémité sud-ouest (environs du Cap). La significativité est également atteinte sur Madagascar et l'anticyclone des Mascareignes. En d'autres termes, la variance intra-phase est significativement moindre que la variance inter-phase dans ces régions. Une même analyse appliquée sur les séries temporelles brutes (sans filtrage) des pluviomètres de la région AAS démontre la significativité du rôle de la MJO sur le champ pluviométrique sud-africain : cet aspect sera détaillé dans la prochaine section.

Dans les 2 cas, **le sud de l'Afrique semble localisée à l'extrême périphérie de l'aire d'influence de la MJO**, et la partie la plus australe (incluant la côte sud et la province du Cap), n'atteignent pas le seuil de confiance de 95%. Cette localisation particulière renforce l'intérêt de l'analyse des relevés pluviométriques quotidiens, afin de quantifier l'influence exacte de l'oscillation intrasaisonnière sur la région.

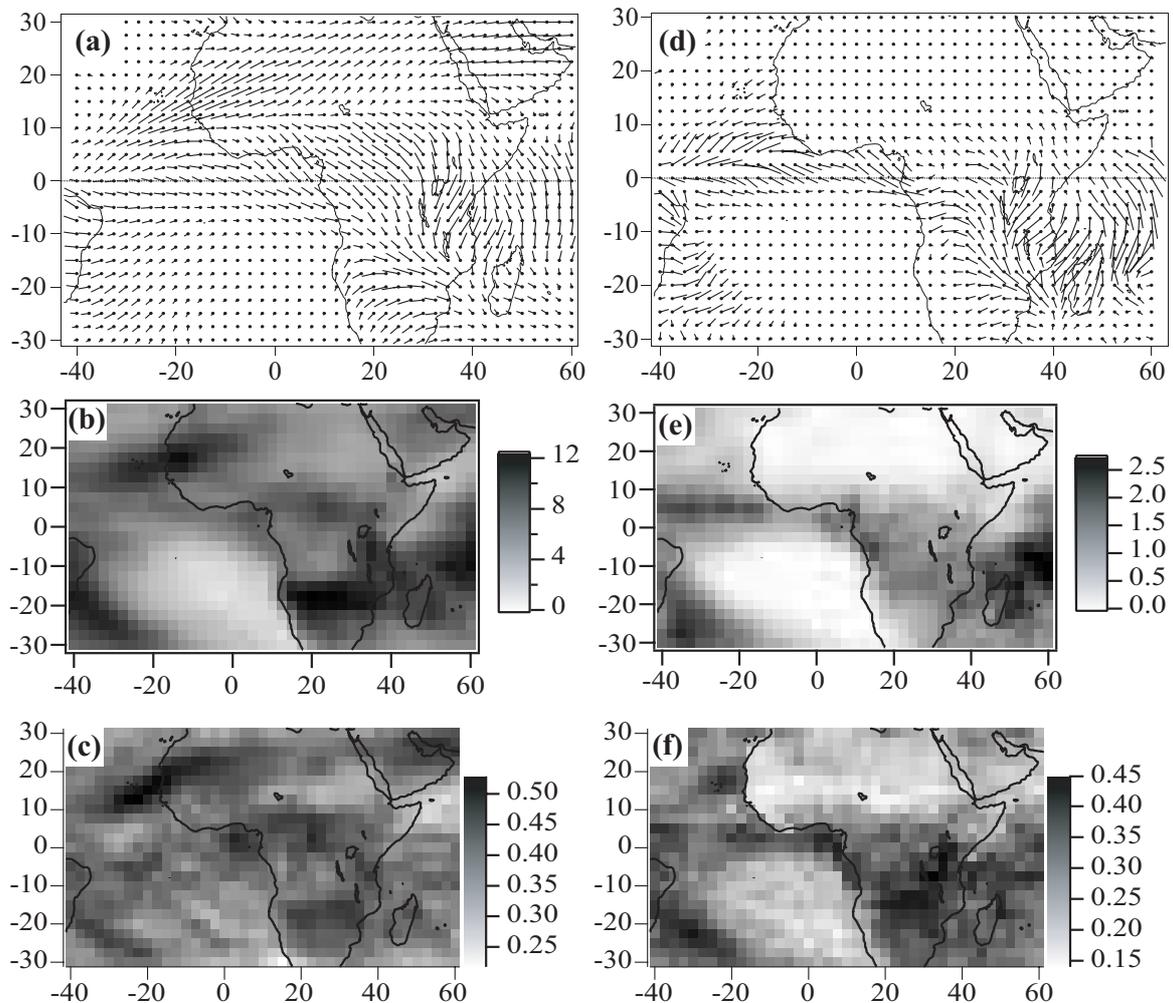


Fig. 4.16 : Comme pour la Figure 4.12 mais pour la période ONDJFMA 1979-2001.

(ii) L'analyse du mode propagatif moyen pour la saison d'été austral, obtenu par LMA multivariée (Fig. 4.16), met en évidence une composante propagative africaine en accord complet avec les résultats de la Figure 4.14. Les perturbations intrasaisonniers de l'OLR sont d'abord enregistrées sur le sud de l'Angola et le nord de la Namibie, avant de se propager vers le sud-est en direction du Botswana et du Zimbabwe ; elles y atteignent leur amplitude maximale. Sur la région des Grands Lacs (du Lac Malawi au Lac Victoria essentiellement) elles se propagent vers le nord. En accord avec la Figure 4.14 elles rejoignent ensuite le "train" des perturbations principales le long de l'équateur, celles-ci provenant du bassin Atlantique (Foltz & McPhaden 2004) et de la cuvette congolaise avant de rejoindre le bassin Indien. La présence du précurseur d'Angola et de Namibie, en lien avec l'activité MJO sur l'Afrique, est de ce fait confirmée.

La cohérence des signaux (Fig. 4.16c) montre que les modes locaux expliquent en moyenne entre 35 et 50% de la variabilité intrasaisonnaire totale de l'OLR. Des valeurs particulièrement fortes sont trouvées sur le bassin du Congo et l'Afrique Australe entre 15°S et 25°S.

Les signaux associés dans le champ de pluie (estimations CMAP) sont documentés par les Figures 4.16d-f. En approximation les propagations des perturbations intrasaisonniers sont cohérentes avec celles de l'OLR. Les signaux les plus marqués sont localisés dans l'hémisphère austral, alors en été, où ils traduisent des fluctuations intrasaisonniers non négligeables (en particulier sur les reliefs de l'est du continent). Les régions les plus sèches (désert du Kalahari) montrent en toute logique une amplitude des signaux très faible, une caractéristique qui ne ressortait pas aussi nettement à partir de l'OLR. La cohérence des signaux de pluie tend à être légèrement inférieure à celle de l'OLR (elle est généralement comprise entre 0.3 et 0.4).

La variabilité interannuelle de l'activité MJO sur la région est ensuite abordée. L'Afrique Australe connaît en effet des fluctuations marquées dans sa pluviométrie, d'une année sur l'autre, principalement en lien avec ENSO (cf. section 1.2.2 et par exemple Dyer 1979 ; Lindesay 1988a ; Lindesay & Vogel 1990). La relation est significative depuis le début des années 1970 (Richard *et al.* 2000), soit la période analysée dans le cadre de cette étude. C'est pourquoi la variabilité *interannuelle* de l'amplitude des modes locaux (c'est-à-dire celle des fluctuations *intrasaisonniers* dans la convection atmosphérique détectées par LMA, Fig. 4.16) sur l'Afrique Australe est étudiée, un possible rôle de l'ENSO étant en particulier envisagé. En d'autres termes, **le but de cette analyse est d'établir si les perturbations intrasaisonniers les plus marquées sont enregistrées lors des années de type El Niño ou La Niña**, ou au contraire si elles surviennent indépendamment de l'état de l'ENSO.

Afin d'étudier cet aspect 2 indices régionaux d'amplitude des modes locaux ont été calculés, correspondant respectivement à l'Afrique Australe "tropicale" (AAT, 17.5°E - 32.5°E, 15°S - 22.5°S) et "subtropicale" (AAS, 20°E - 27.5°E, 25°S - 30°S). Ces 2 régions correspondent approximativement aux 2 groupes de stations pluviométriques utilisées pour cette étude (Fig. 1.2) ; elles ont été délimitées sur la Figure 4.15a. L'amplitude des modes locaux est moyennée spatialement sur tous les points de grille constituant ces 2 indices, afin d'obtenir une valeur d'amplitude unique par région et par mode local. Ces 2 séries temporelles ont ensuite été corrélées aux points de grille du fichier HadISST, c'est-à-dire au champ de TSM durant le mois d'occurrence des modes, après retrait du cycle annuel. Des résultats rigoureusement identiques sont obtenus en moyennant les amplitudes saisonnièrement (c'est-à-dire avec des séries

temporelles purement interannuelles, dont la longueur est égale au nombre d'années incluses dans l'étude). Les champs de corrélation sont montrés sur la Figure 4.17.

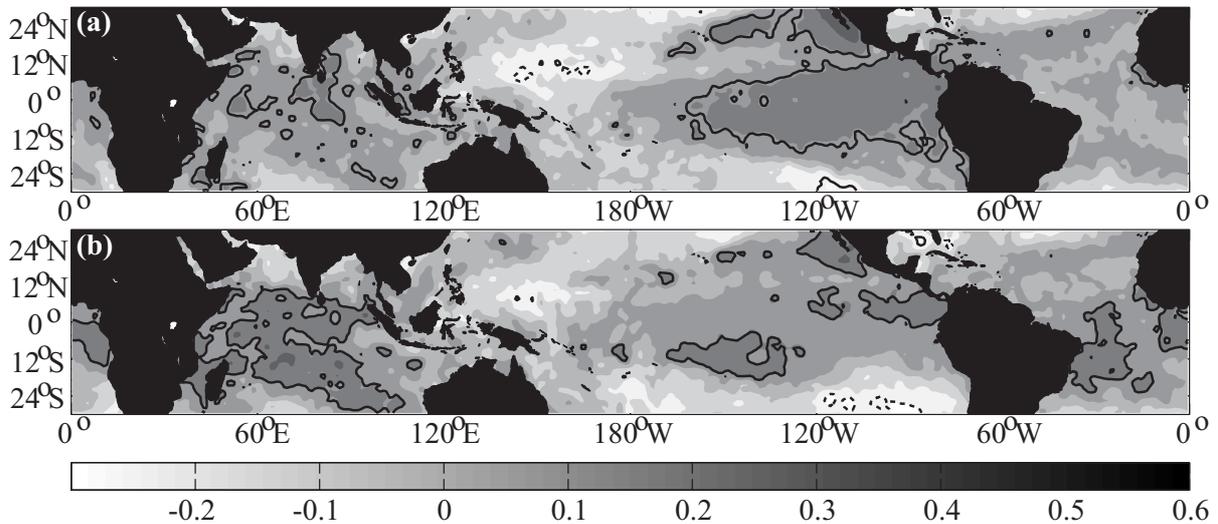


Fig. 4.17 : Téléconnexions entre les indices régionaux d'amplitude des modes locaux de l'OLR sur les régions AAT (Fig. 4.17a) et AAS (Fig. 4.17b), et le champ de TSM synchrone après retrait du cycle annuel, ONDJFMA 1974-1999. La valeur des grisés est donnée par la légende. Les corrélations positives (resp. négatives) qui sont significatives au seuil de 95% selon un test de Monte-Carlo sont entourées par une ligne noire continue (resp. pointillée). Ce test prend en compte la possible autocorrélation des séries temporelles.

L'amplitude des modes locaux sur la région AAT (Fig. 4.17a) est significativement corrélée avec les fluctuations des TSM sur le Pacifique Est, selon une structure spatiale rappelant fortement l'ENSO. Le signe positif des corrélations linéaires indique que les fluctuations intrasaisonniers de la convection sur l'Afrique Australe sont plus marquées lors des épisodes de type El Niño, c'est-à-dire lorsque la convection, sur la région d'étude, est localement affaiblie par rapport à la normale (Jury 1997 ; Richard *et al.* 2000). Des analyses basées sur l'écart-type de l'OLR filtré dans la bande passante 30-60 jours, utilisé en tant que définition alternative de l'amplitude locale des fluctuations convectives intrasaisonniers, fournissent des résultats très proches (non montré). Ainsi, **bien que la convection elle-même soit plus forte sur la région lors des années La Niña, elle est plus fortement modulée par la MJO, au pas de temps intrasaisonnier, lors des années El Niño.**

Les téléconnexions avec l'indice AAS (Fig. 4.17b) montre d'une manière générale un lien apparemment plus faible avec l'ENSO, tout particulièrement dans la partie orientale du bassin Pacifique. Les relations statistiques les plus fortes sont en effet trouvées sur le bassin Indien, les modes locaux étant plus énergétiques sur l'Afrique Australe lorsque des conditions chaudes se produisent sur le centre et l'ouest de l'océan. Cependant, ce pattern est lui aussi très ressemblant avec les conséquences régionales engendrées par El Niño sur le champ de TSM indiennes, telles qu'elles ont été décrites dans les études de Reason *et al.* (2000) ou Xie *et al.* (2002). Il est donc suggéré que l'ENSO est (au moins partiellement) impliqué dans cette téléconnexions, comme pour l'indice AAT (Fig. 4.17a). Des corrélations positives significatives sont en outre trouvées sur le bassin Atlantique.

Le calcul de corrélations linéaires partielles, en présence de l'indice MEI synchrone, conclut d'ailleurs à une implication significative de l'ENSO dans l'amplitude des perturbations convectives intrasaisonnières, sur les deux indices AAT et AAS.

En bref, **la convection apparaît donc plus fortement modulée par la MJO sur l'Afrique Australe lorsque des conditions chaudes prévalent dans la ceinture tropicale**, et tout particulièrement sur le bassin indo-pacifique. La réponse de la pluviométrie à ces fluctuations du champ d'OLR est maintenant examinée.

4.3.2 Réponse de la pluviométrie

L'analyse des modes locaux africains (Fig. 4.16) suggère fortement que la MJO induit une réponse significative des pluies sur l'Afrique Australe, à l'échelle sub-continentale, durant la saison d'été austral. Afin d'étudier des échelles spatiales plus fines, ces résultats sont ici complétés par des relevés journaliers de plus de 7600 pluviomètres (Fig. 1.2).

A l'échelle de la région dans son ensemble (Fig. 4.15b), la réponse de la pluviométrie apparaît comme particulièrement significative sur la partie nord-est du territoire. Curieusement, les pluviomètres dont la variance n'est pas significativement discriminée par les phases MJO sont localisés dans l'ouest, mais également dans la chaîne du Drakensberg (cf. Fig. 1.5). La topographie semble donc jouer un rôle atténuateur sur la réponse de la pluie à la MJO. Le caractère fortement bruité des séries temporelles donne toutefois une image "pessimiste" du forçage lié à la MJO ; par ailleurs, le signal pluviométrique associé à la MJO n'apparaît pas uniforme spatialement. Une régionalisation du signal est donc proposée pour la suite du travail.

Afin d'obtenir des indices régionaux homogènes, une analyse en composante principale avec rotation varimax est appliquée sur les séries temporelles ayant subi un filtrage passe-bas à 10 jours, et pour la saison ONDJFMA. Le filtrage a été utilisé pour ôter le bruit haute fréquence qui aurait pu interférer avec les signaux intrasaisonniers d'une part, et pour rendre comparable les données stationnelles des deux régions AAT et AAS d'autre part.

Note : Les valeurs manquantes des stations AAT ont en effet été reconstituées par un procédé de moyenne mobile (cf. section 1.1.1), et présentent de ce fait une variabilité haute fréquence moins marquée que les séries brutes et non lacunaires de la région AAS.

Comme les relevés pluviométriques ont été interrompus sur la région AAT dès le début des années 1990, leurs données seront analysées ultérieurement. Dans un premier temps, seules les stations de la région AAS, disponibles sur la période 1970-1999, sont donc utilisées.

Les 5 premières composantes principales, expliquant 55% de la variance totale originelle et séparées des suivantes selon un scree-test, ont été soumises à la rotation varimax. Les 5 indices pluviométriques correspondants sont obtenus en moyennant les séries individuelles des pluviomètres corrélés le plus significativement (loadings ≥ 0.5) avec les CP "pivotées" (notées PCR). Cette méthode permet de s'affranchir de la contrainte d'orthogonalité qui est imposée entre les différentes PCR ; il a cependant été vérifié que des résultats similaires sont obtenus en travaillant directement sur les scores associés à chacune des PCR (non montré).

Bien que des signaux basse fréquence comme la MJO s'expriment généralement à l'échelle régionale voire subcontinentale, cette régionalisation du signal par ACP est proposée afin de disposer d'indices pluviométriques cohérents, définis objectivement et indépendamment du signal MJO lui-même. Il est enfin noté que, bien que les analyses présentées ci-dessous soient basés sur des champs filtrés, il a également été vérifié que des résultats rigoureusement identiques sont obtenus avec des séries temporelles brutes, n'ayant subi aucun traitement statistique préalable.

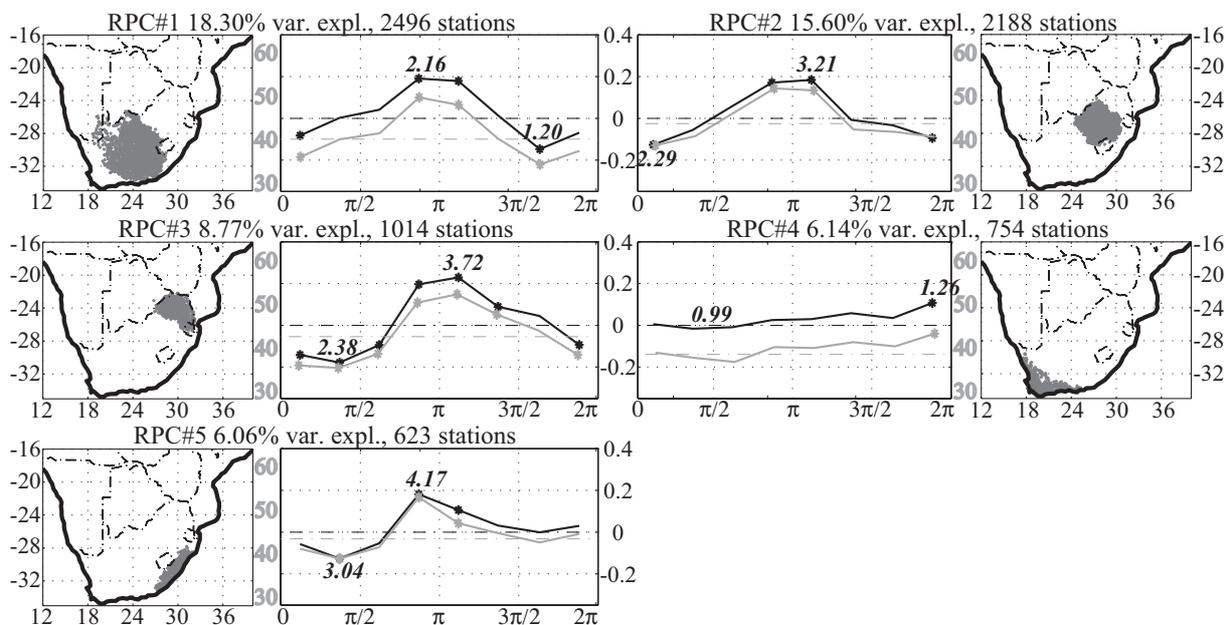


Fig. 4.18 : Composites d'anomalies pluviométriques désaisonnalisées au cours du cycle MJO pour les 5 indices pluviométriques de la région AAS (courbes noires) et pourcentage de stations dépassant la valeur du cycle annuel (en %) pour chaque phase MJO et dans chaque indice (courbes grises). Les astérisques identifient les anomalies significativement différentes de la moyenne (indiquée par une ligne pointillée), au seuil de 95% et selon les résultats d'un t-test. Les cumuls pluviométriques bruts (i.e. sans retrait préalable du cycle annuel) à l'échelle de l'indice pluviométrique ont été indiqués sur la figure, pour les phases extrêmes humides et sèches (en mm.jour⁻¹). Les cartes extérieures montrent la localisation des pluviomètres constituant chaque indice régional.

Une analyse composite des anomalies pluviométriques (après retrait du cycle annuel) au cours du cycle MJO est montrée par la Figure 4.18. Tous les indices (excepté PCR#4, correspondant à l'ouest de la province du Cap) montrent clairement **une phase humide et une phase sèche au cours du cycle MJO** (resp. centrées sur les phases $\pi/4$ et π). A la différence des Hautes Terres d'Afrique de l'Est, **un équilibre relatif existe ici entre les anomalies de la phase humide et celles de la phase sèche**, tant en terme d'amplitude que de durée.

Le calage temporel de ces phases correspond respectivement aux conditions de convection renforcée / supprimée montrées sur la Figure 4.14. D'une région à l'autre, la phase humide montre des cumuls journaliers qui sont de l'ordre de 40 à 80% supérieurs à ceux de la phase sèche. Temporellement, le calage temporel des anomalies humides et sèches sur la MJO diffère largement d'un indice à l'autre, en accord avec la propagation moyenne (du SW au NE) des perturbations intrasaisonnières sur la région. Par exemple, la phase sèche survient à $3\pi/2$ sur le Karoo, à 0 dans le sud du Transvaal, et à $\pi/4$ dans sa partie nord. Des analyses de variance

confirment que la variabilité des cumuls pluviométriques journaliers sur ces 4 indices est significativement discriminée par les phases MJO (huitièmes de cycle) à un seuil de confiance dépassant 99%. Les fluctuations pluviométriques correspondent en outre à des fluctuations similaires du nombre de pluviomètres dépassant, pour chaque phase, la valeur de la climatologie (i.e. du cycle annuel), démontrant que les processus pluviogènes s'expriment à des échelles spatiales larges, de l'ordre de la région ou du subcontinent.

Dans le détail, les indices régionaux n'apparaissent cependant pas affectés de la même manière par la MJO. Géographiquement, les régions les moins influencées sont celles situées sur la partie la plus australe du domaine. Au contraire ce sont les indices correspondant aux régions plus au nord qui y répondent le plus fortement. Ces résultats corroborent ceux de la Figure 4.15, qui montrait pour sa part que le champ d'OLR n'est apparemment pas soumis au forçage de la MJO sur l'extrême sud-ouest de l'Afrique (environs du Cap, correspondant d'ailleurs à la région de la PCR#4). Plus généralement, **un gradient orienté SW-NE à travers l'Afrique du Sud semble se dessiner en terme d'influence de la MJO sur la pluviométrie quotidienne.**

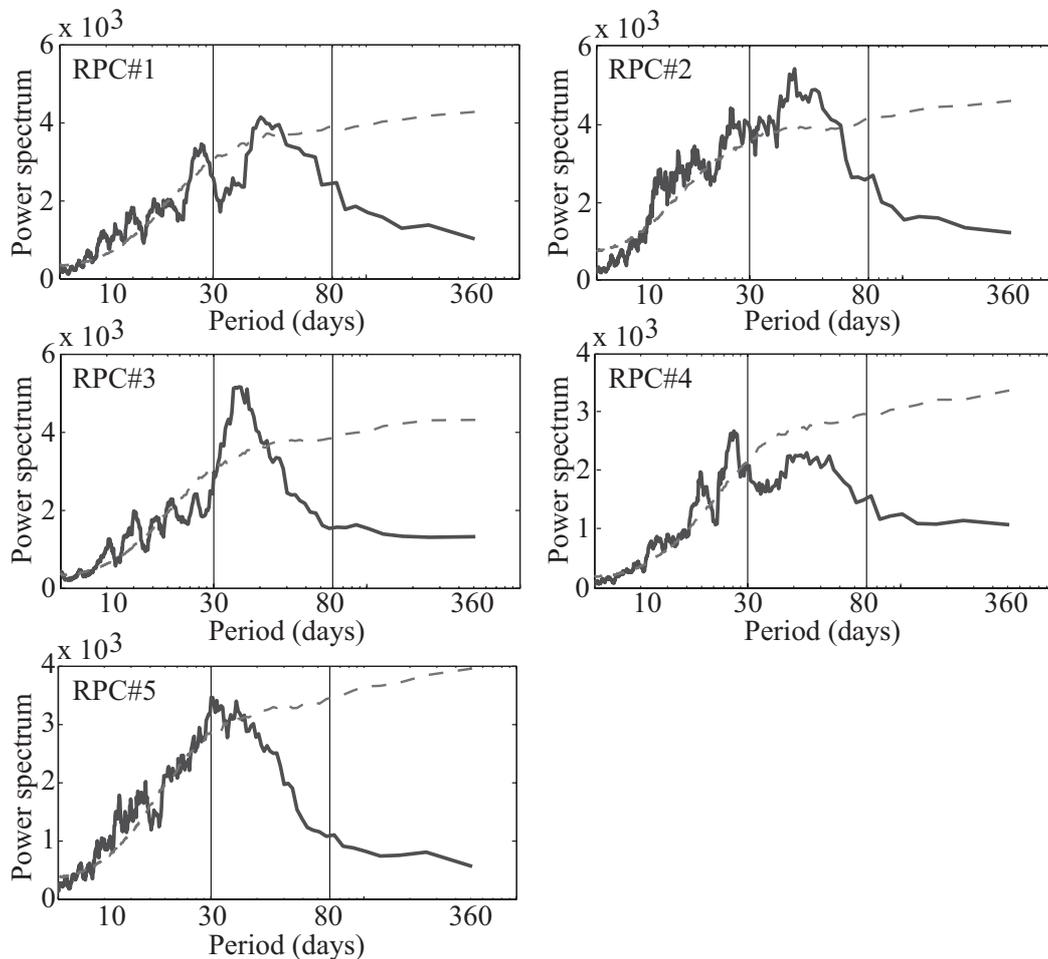


Fig. 4.19 : Analyse en spectre de puissance des 5 indices pluviométriques régionaux de la région AAS. Les séries ont été normalisées, et la saison sèche a été complétée par des 0 pour obtenir une série continue. Les pointillés indiquent le niveau de significativité au seuil de 95% obtenu par 1000 séries temporelles aléatoires obtenues par permutations de la série originelle, et avec la même autocorrélation de rang 1.

La Figure 4.19 présente les résultats d'analyses en spectre de puissance appliquées aux séries temporelles des 5 indices régionaux. Les fréquences caractéristiques de la MJO ne ressortent pas clairement, bien que des périodicités dans la gamme 30-60 jours atteignent le seuil de significativité pour les 3 premiers indices. Il est donc suggéré que **la MJO est certainement impliquée dans une part non négligeable de la variabilité pluviométrique sub-saisonnaire en Afrique Australe** (Figs. 4.15b et 4.18), **mais de nombreux autres processus relevant de fréquences plus hautes doivent aussi interférer plus ou moins fortement avec son signal**. Les influences possibles de la circulation des moyennes latitudes, et ses interactions avec la dynamique atmosphérique de la bande tropicale, sont tout particulièrement susceptibles de jouer un rôle majeur, en accord avec les nombreux travaux publiés à ce sujet (par exemple, Todd & Washington 1999 ; Todd *et al.* 2004).

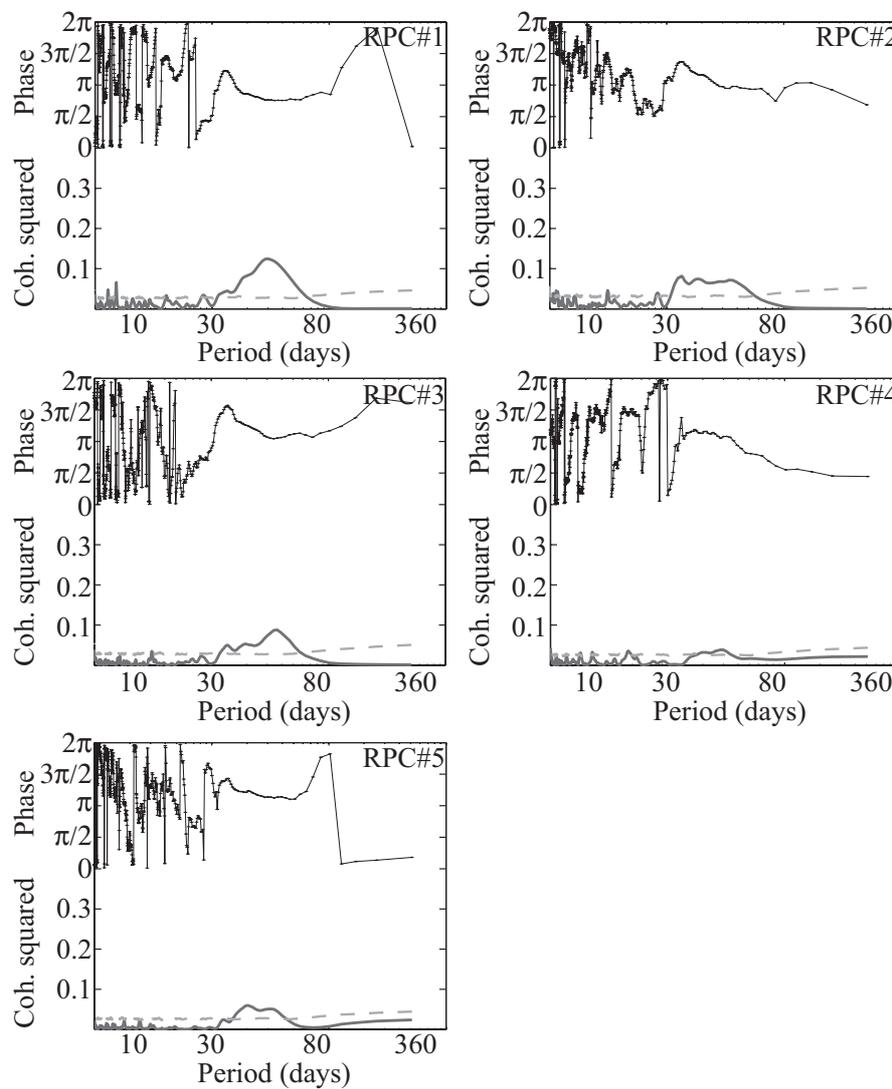


Fig. 4.20 : Analyses cross spectrales des indices régionaux normalisés des pluies sud-africaines et de l'indice *RMM1* de Wheeler & Hendon (2004). Toutes les analyses sont appliquées sur la période ONDJFMA 1974-1999, les autres mois ont été complétés 0. Significativité testée et représentée comme pour la Figure 4.19. Ligne noire continue avec signes + : relation de phase (en radians).

Le calage de phase entre les indices pluviométriques et les indices MJO globaux est documenté par la Figure 4.20. Les trois indices régionaux descriptifs du nord du pays (PCR#1-3) montrent des valeurs de cohérence carrée largement supérieures aux PCR#4 et 5, confirmant le constat d'un **forçage plus marqué de la MJO sur les pluies en direction de l'équateur**. La significativité statistique est d'ailleurs largement atteinte, en dépit de valeurs de cohérence qui restent faibles (0.1 à 0.17 environ : 10 à 17% de variance commune au pas de temps intrasaisonnier), et qui témoignent bien de l'existence d'autres mécanismes agissant sur les pluies à des pas de temps vraisemblablement plus courts (synoptique notamment).

La relation de phase entre les indices pluviométriques et les indices MJO montrent par ailleurs une relative constance entre 30 et 80 jours, ce qui suggère une relative robustesse statistique dans les relations MJO-pluviométrie au pas de temps intrasaisonnier sur la région. D'un indice à l'autre, le calage de phase fluctue légèrement, ce qui confirme que les anomalies pluviométriques de la PCR#1 tendent à se produire plus précocement que celles de la PCR#2, qui elle-même devance les PCR#3 et 4. Une nouvelle fois, c'est donc une **propagation vers l'est et vers le nord** qui prévaut en moyenne sur la région pendant l'été austral.

L'influence croissante de la MJO vers les basses latitudes (Figs. 4.15 et 4.18) renforce l'intérêt des stations de la région AAT, en dépit de leur période de disponibilité plus courte de 10 ans et de leurs valeurs manquantes. Les indices régionaux, obtenus par une nouvelle ACP varimax, sont montrés sur la Figure 4.21 : la méthodologie employée est rigoureusement la même que pour la région AAS. Comme des moyennes mobiles ont été utilisées pour combler les manques, les séries temporelles ont elles aussi subi un filtre passe-bas borné à 10 jours ; les effets de ce filtre n'ont pas d'effets notables sur les conclusions de cette analyse (non montré). 3 CP, expliquant 56% de la variance d'origine et significativement séparées des suivantes par un scree-test, ont ici été retenues. Les 3 indices correspondants montrent également une phase humide et une phase sèche au cours du cycle intrasaisonnier (Fig. 4.21), et qui sont logiquement calées sur les phases de convection amplifiée / supprimée sur l'Afrique (Fig. 4.14). Il est à noter que les phases humides et sèches tendent à se produire plus tardivement sur la région PCR#1 (Zimbabwe), et plus précocement sur la région PCR#3 (ouest du Botswana et est de la Namibie), ce qui est en accord avec le sens de propagation des clusters convectifs (vers le nord-est) sur la région (Figs. 4.14 et 4.16). Les anomalies pluviométriques sont également discriminées par les phases de la MJO à un seuil supérieur à 99% selon des anova. L'amplitude des fluctuations pluviométriques intrasaisonniers, c'est-à-dire la différence entre les cumuls moyens de la phase humide et de la phase sèche, est supérieure pour l'indice nord (PCR#1) par rapport aux indices du centre et du sud (PCR#2 et 3). Une implication significative de la MJO est en outre confirmée par des analyses en spectre de puissance (non montrées).

Ces résultats suggèrent que **le gradient SW-NE observé à travers la région AAS se poursuit à travers la région AAT**. Par sa localisation à la limite de l'aire d'influence de la MJO, l'Afrique Australe n'est pas soumise uniformément à l'action de la MJO. **Sur le domaine d'étude, l'influence de cette dernière croît donc en direction des latitudes équatoriales**. L'extension spatiale de la région permet en outre de détecter un décalage entre les phases humides et sèches, ces dernières se produisant plus précocement dans la partie SW du domaine, et plus tardivement dans sa partie NE.

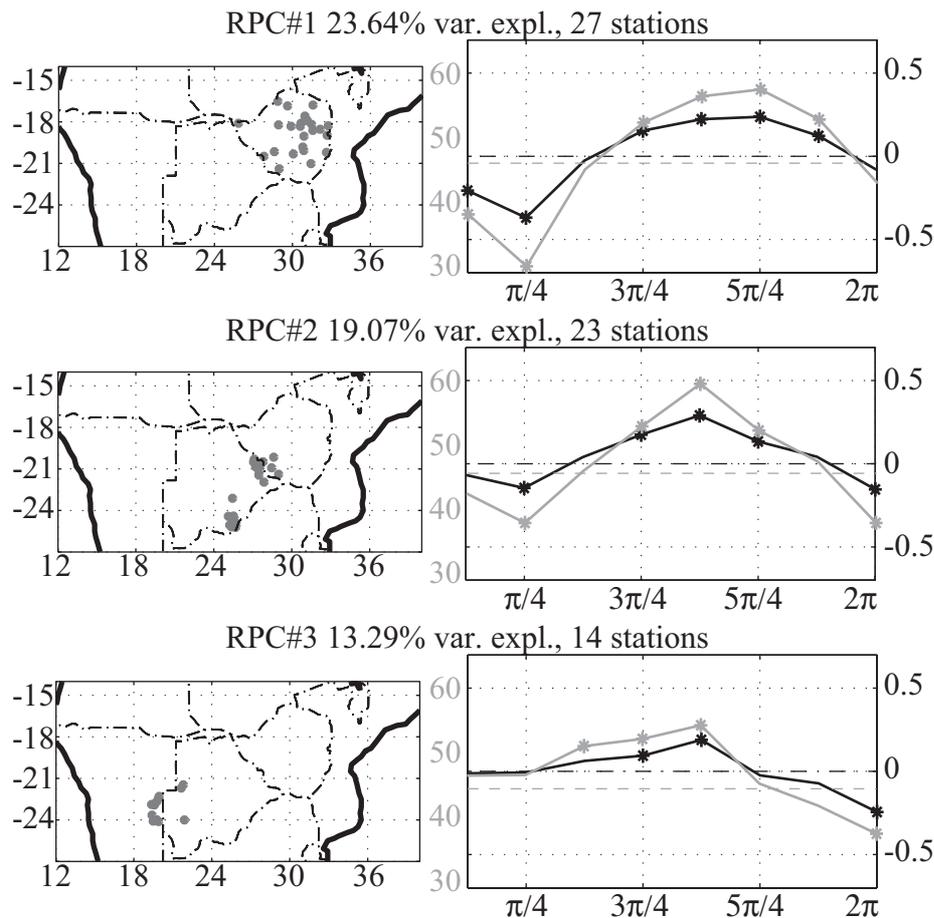


Fig. 4.21 : Comme pour la Figure 4.19 mais pour la région AAT.

4.3.3 Dynamique atmosphérique associée

La dynamique atmosphérique associée aux anomalies d'OLR (Fig. 4.14) et de pluie (Figs. 4.18 et 4.21) est ici examinée. Des études préliminaires (non montrées) ont conduit à identifier le niveau 700hPa comme étant le plus directement associé à l'alternance d'une phase humide et d'une phase sèche sur l'Afrique Australe. Le champ d'humidité spécifique et les flux d'humidité, en particulier, répondent très fortement au forçage de la MJO sur la fenêtre africaine, et seront de ce fait présentés dans cette section. Afin de faciliter l'interprétation des analyses composites calculées après retrait du cycle annuel, la Figure 4.22 présente les champs moyens durant la saison d'été austral.

Une opposition terre-mer apparaît schématiquement pour le champ d'humidité spécifique, les masses d'air à la verticale de l'Afrique (et de Madagascar dans une moindre mesure) étant plus humides. Le domaine océanique n'est cependant pas homogène spatialement : les masses d'air des basses latitudes atteignent des valeurs supérieures en lien avec leur température (et donc leur capacité hygrométrique) plus élevée. Une évaporation accrue sur les océans tropicaux joue également en ce sens. Les flux d'humidité, à ce niveau géopotentielle, sont très faibles à la verticale de l'océan Indien et s'inscrivent principalement dans la circulation d'ouest aux moyennes latitudes australes, et dans le flux d'est des couches moyennes trouvé à la verticale de la cuvette congolaise sous les tropiques.

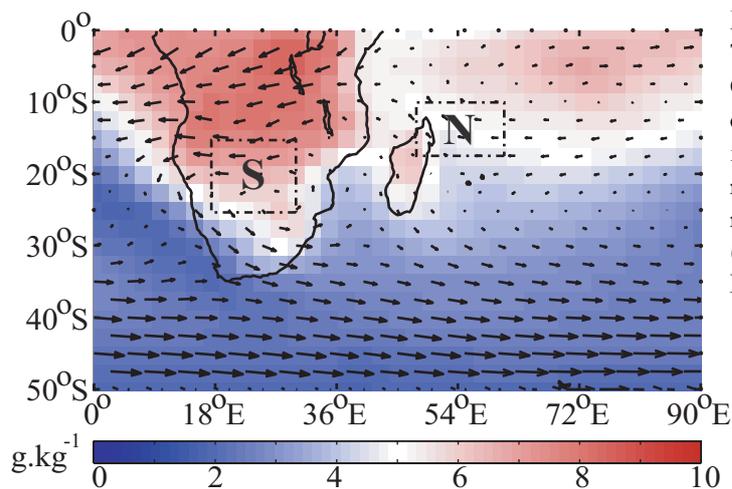


Fig. 4.22 : Humidité spécifique moyenne à 700hPa (g.kg^{-1}) pour la période ONDJFMA 1979-1999. La valeur des couleurs est donnée par la légende. Les flèches montrent les flux d'humidité moyens à 700hPa ($\text{m.s}^{-1}.\text{g.kg}^{-1}$) pendant la même période d'étude. Les indices Nord (N) et Sud (S) utilisés pour calculer l'Indice Dipolaire (ID) sont indiqués sur la figure.

La Figure 4.23 présente les anomalies désaisonnalisées de ces 2 champs, pour les différents huitièmes de phase MJO. Les signaux les plus énergétiques dans les flux d'humidité sont logiquement trouvés sur la partie nord du domaine, proche de l'équateur, et consistent en une **modulation intrasaisonnière du flux d'est de moyenne troposphère au-dessus du bassin du Congo et de l'océan Indien**. L'analyse des champs bruts (c'est-à-dire sans retrait du cycle annuel, non montré) révèle que ce flux s'affaiblit et s'interrompt presque lors de certaines phases de la MJO (centrées sur $\pi/2$) tandis que son intensité est au contraire grandement amplifiée durant les phases opposées du cycle (centrées sur $3\pi/2$). Sous l'équateur et pour le seul trimestre OND, la Figure 4.9 permet d'ailleurs de confirmer et compléter ces résultats. Les signaux du champ d'humidité ne sont pas aussi clairs et apparaissent plus bruités, spatialement et temporellement. Un examen plus détaillé montre que des anomalies positives d'humidité spécifiques sont trouvées sur l'ouest de l'Angola et la Namibie à la phase $\pi/4$, i.e. au moment où les premières anomalies négatives d'OLR se développent sur la région (Fig. 4.14). Ces anomalies s'étendent ensuite à une bonne partie du subcontinent, et correspondent à la phase pluvieuse observée sur les Figures 4.18 et 4.21. Cette phase humide sur l'Afrique Australe correspond en outre à un renforcement du flux d'est des basses latitudes sur le Congo, couplé à des anomalies de nord sur la Zambie, le Botswana et le Zimbabwe. Des anomalies d'est de large échelle apparaissent également à la verticale du bassin Indien ; comme les flux moyens sur cette région sont extrêmement faibles (Fig. 4.22), des anomalies d'ampleur limitée peuvent suffire à inverser le sens des flux. Il ressort donc que **l'apparition de vents d'est à 700hPa sur l'océan Indien est favorable à des conditions pluvieuses sur l'Afrique Australe**, puisqu'elle est couplée à des anomalies de nord sur le continent, qui sont susceptibles de transporter l'humidité des basses latitudes vers la région d'étude lors de certaines phases-clés de la MJO. L'analyse du champ de géopotential révèle que **ces anomalies dans la circulation atmosphérique sont étroitement associées à une modulation intrasaisonnière de l'intensité de l'anticyclone des Mascareignes**. Elles correspondent à une circulation anticyclonique renforcée sur le sud-ouest de l'océan Indien (anomalies positives de géopotential), qui favorise donc les anomalies d'est aux basses latitudes australes, et de nord sur l'Afrique tropicale. De par la nature des mécanismes pluvio-gènes en jeu, **la réponse des pluies d'Afrique Australe apparaît donc comme indirecte, et fait intervenir des processus localisés d'extension régionale**.

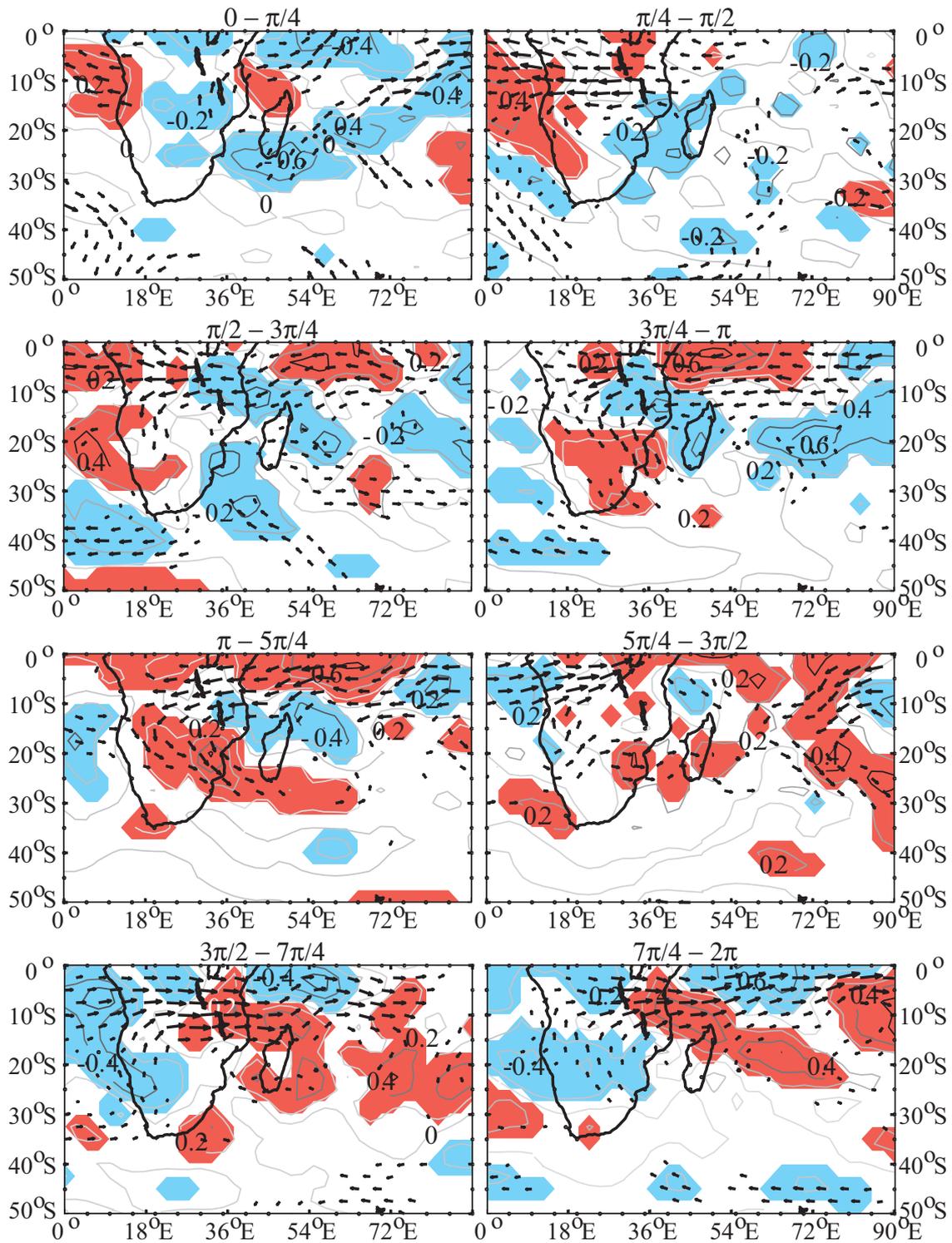


Fig. 4.23 : Anomalies composites d'humidité spécifique à 700hPa (g.kg^{-1}) après retrait du cycle annuel au cours du cycle MJO. L'équidistance des isolignes est de 0.2 g.kg^{-1} . Les aplats bleus (resp. rouges) indiquent les anomalies négatives (resp. positives) qui sont significatives au seuil de 95% selon un t-test. Les flèches montrent les anomalies dans les flux d'humidité à 700hPa ($\text{m.s}^{-1}.\text{g.kg}^{-1}$) après retrait du cycle annuel. Seules les anomalies significatives au seuil de 95% selon un test t^2 de Hotelling ont été représentées sur la figure.

La phase sèche sur l'Afrique Australe (de $7\pi/4$ à $\pi/4$) est au contraire associée à une circulation cyclonique renforcée sur les Mascareignes, qui se traduit par des anomalies de sud sur la partie australe de l'Afrique, et par un affaiblissement marqué (voire une interruption temporaire) du flux d'est sur l'Afrique Equatoriale. Cette configuration favorise logiquement les occurrences sèches, les masses d'air des moyennes latitudes étant beaucoup moins chargées en humidité (Fig. 4.22).

4.3.4 Modulation intrasaisonnière du Dipôle du sud-ouest de l'océan Indien

Au pas de temps interannuel, Jury (1992) et Richard (1994) ont montré l'existence d'un **dipôle convectif entre la région des Mascareignes et du sud-ouest de l'océan Indien d'une part, et l'Afrique du sud-est d'autre part**. Ce mode de variabilité régionale est impliqué dans une partie de la variabilité interannuelle des pluies sur l'Afrique Australe notamment. Schématiquement, leurs travaux décrivent une opposition entre l'Afrique de l'Est et le domaine océanique au nord de Madagascar d'une part, et l'intérieur des terres d'Afrique Australe au sud de 15°S d'autre part. Ils ont montré que, lorsque la convection atmosphérique est anormalement active sur l'une de ces deux aires géographiques, elle tend à être anormalement faible sur l'autre.

Une configuration similaire peut être trouvée à l'échelle synoptique, et est interprétée comme la signature spatiale des systèmes TTT (cf. section 1.2.2), qui dénotent une interaction entre la dynamique des moyennes latitudes et la troposphère tropicale (Todd & Washington 1999 ; Washington & Todd 1999 ; Todd *et al.* 2004).

Il est donc intéressant de **retrouver des configurations identiques, au pas de temps intrasaisonnier, lors de certaines phases de la MJO**. Elles peuvent par exemple être observées sur les cartes composites d'OLR (Fig. 4.14) ou d'humidité spécifique (Fig. 4.23), pendant les phases $7\pi/4-2\pi$ d'une part, et symétriquement de $3\pi/4$ à $5\pi/4$ d'autre part. Les modes propagatifs des événements MJO, extraits par LMA (Fig. 4.16), montrent également que les perturbations dans la convection atmosphérique de large échelle ne se produisent pas en phase entre ces 2 régions. Afin de s'assurer d'un possible forçage de la MJO sur le Dipôle, un Indice Dipolaire (ID) est calculé comme la différence entre la valeur moyenne de l'OLR sur la région $17.5^\circ\text{E} - 30^\circ\text{E}, 15^\circ\text{S} - 25^\circ\text{S}$, moins la valeur moyenne sur la région $47.5^\circ\text{E} - 60^\circ\text{E}, 10^\circ\text{S} - 17.5^\circ\text{S}$ (représentées toutes deux sur la Figure 4.22). Ces indices sont déterminés à partir des configurations spatiales décrites par Jury (1992). La série temporelle résultante est ensuite soumise à (i) une analyse composite croisant les valeurs de l'ID et les phases MJO, (ii) une analyse spectrale : les résultats sont présentés sur la Figure 4.24.

L'analyse composite (Fig. 4.24a) montre que les valeurs de l'ID sont significativement modulées par la MJO, une phase "positive" (convection renforcée sur l'océan Indien et affaiblie sur l'Afrique) et une phase "négative" plus prononcée alternant au cours du cycle intrasaisonnier. Ces résultats confirment ceux des Figures 4.14 et 4.23. Les phases de la MJO (i.e. les huitièmes de cycle MJO) discriminent les valeurs de l'ID à un niveau de confiance supérieur à 99% selon une anova. En toute logique, la phase négative de l'ID correspond à la phase humide sur l'Afrique Australe (Figs. 4.18, 4.21).

Les résultats de l'analyse spectrale (Fig. 4.24b) montrent un pic de significativité pour les périodes comprises entre 35 et 80 jours. En détails, les 2 pôles du Nord et du Sud, ainsi que l'ID

lui-même, montrent des périodicités très nettes entre 35 et 40 jours d'une part, et 50-80 jours d'autre part. On formule l'hypothèse que le premier pic est à relier directement à l'activité MJO tandis que le second, bien que compatible également avec les caractéristiques spectrales traditionnelles des oscillations intrasaisonniers, relève manifestement d'autres types de forçages.

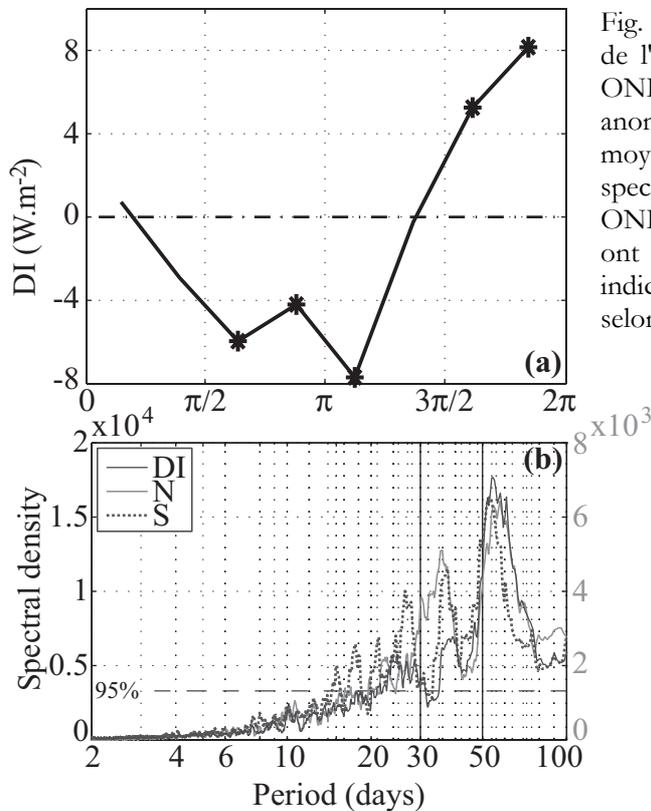


Fig. 4.24 : (a) Analyse composite de l'Indice Dipolaire de l'OLR (W.m^{-2}) au cours du cycle MJO, période ONDJFMA 1979-1999. Les astérisques dénotent des anomalies significativement différentes de la valeur moyenne selon un t-test au seuil de 95%. (b) Analyse spectrale de l'Indice Dipolaire normalisé, période ONDJFMA 1979-1999. Les jours de la saison sèche ont été complétés par des 0. La ligne pointillée indique le niveau de significativité au seuil de 95% selon un test de Monte-Carlo.

La Figure 4.25, présentant la périodicité moyenne des modes locaux (i.e., des événements MJO) sur la région, confirme très nettement cette hypothèse. La périodicité des fluctuations convectives associées à la MJO est en effet centrée sur la valeur de 40 jours sur la région. Ces résultats suggèrent donc que, **si la MJO est incontestablement impliquée dans une fraction non négligeable de la variabilité intrasaisonniers de l'ID** (Fig. 4.24a), **elle ne constitue pas le seul forçage sur ce mode de variabilité régional**. L'intérêt est cependant que ces structures dipolaires, déjà décrites à des pas de temps plus longs (July 1992 ; Richard 1994) et plus courts (Washington & Todd 1999), peuvent également être retrouvées au pas de temps intrasaisonnier intermédiaire -ce qui n'avait jamais été montré jusqu'à présent.

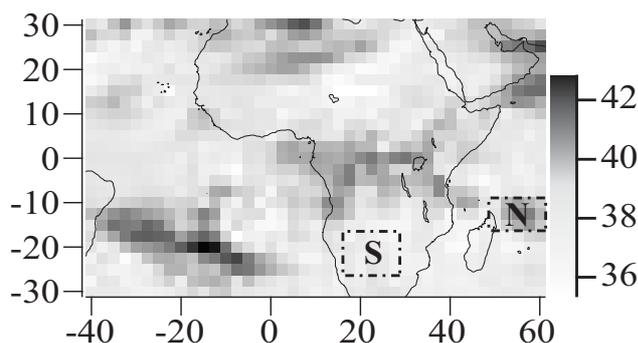


Fig. 4.25 : Période moyenne (en jours) des modes locaux sur la période NDJFMA 1979-2001. Les indices Nord (N) et Sud (S) utilisés pour calculer l'Indice Dipolaire (ID) sont indiqués sur la figure.

En conclusion à cette partie : il a été montré que la **MJO est responsable de l'alternance d'épisodes anormalement secs et d'épisodes anormalement pluvieux sur l'Afrique Australe, pendant la saison des pluies**. De 30 à 40% de la variance intrasaisonnière totale des pluies, et de 35% à 50% de celle de l'OLR, sont en moyenne expliqués par ce mode de variabilité, sur le continent africain entre 15°S et 25°S. Au-delà les relations MJO/pluviométrie et MJO/OLR s'affaiblissent rapidement, pour devenir quasi-nulles dans les environs du Cap. **Les signaux convectifs intrasaisonniers les plus énergétiques sont enregistrés sur la région en année de type El Niño**, bien que la convection atmosphérique dans son ensemble tende alors à être affaiblie par rapport à la normale. Régionalement, la MJO influence également sur le dipôle convectif du sud-ouest de l'océan Indien, observé jusqu'ici à des pas de temps à la fois plus long (interannuel) et plus court (synoptique).

Des analyses spectrales appliquées aux séries temporelles issues des pluviomètres ou de l'OLR tendent néanmoins à indiquer que la MJO reste l'un des nombreux forçages induisant des fluctuations intrasaisonnières sur la région. Son signal, bien que significatif, n'est cependant pas dominant, ce qui s'explique aussi bien par la localisation excentrée de l'Afrique Australe par rapport à l'aire d'extension "traditionnelle" de la MJO, que par la proximité de la région aux moyennes latitudes australes. Des pistes de travail potentielles pourraient être de quantifier le rôle de la MJO dans la variabilité intrasaisonnière de la Zone de Convergence de l'océan Indien Sud (SICZ: Cook 2000), et corrélativement d'examiner son impact potentiel sur la formation des talwegs tropicaux-tempérés (ITT, Lyons 1991 ; Todd & Washington 1999).

4.4 Variabilité à 40 jours de la mousson ouest-africaine

La variabilité intrasaisonnière de la mousson ouest-africaine n'a été réellement examinée que récemment (cf. section 1.2.2), en particulier par les travaux de Sultan & Janicot (2000 ; 2003) et Sultan (2002). Janicot & Sultan (2001) et Sultan et al. (2003) ont ainsi mis en évidence 2 gammes de fréquence significatives, à 10-25 jours d'une part (avec un pic à 15 jours) et 25-60 jours d'autre part (avec un pic à 38 jours). Cette dernière gamme de périodes pourrait traduire une possible implication de la MJO dans la variabilité intrasaisonnière de la mousson ouest-africaine, en accord avec les résultats de Matthews (2004b, cf. section 2.1.5). Il pourrait au contraire s'agir d'un mode de variabilité de la convection africaine essentiellement gouverné par la dynamique du climat sur l'Afrique elle-même, en accord avec Mounier (2005). Cette dernière suggère ainsi l'existence d'un "mode global africain", de périodicité centrée sur 40 jours, et qui à l'opposé de la MJO tendrait à se propager vers l'ouest ; son rôle dans les fluctuations de la mousson serait sensiblement supérieur à celui de la MJO.

Fondamentalement, la question de **l'implication réelle de la MJO dans la variabilité intrasaisonnière sur l'Afrique de l'Ouest** reste donc à ce jour posée. Plus généralement, la problématique semble concerner le possible caractère global de la MJO, bien que de nombreux travaux récents (Wheeler & Hendon 2004 ; Donald *et al.* 2006, ainsi que les analyses de la section 2.2.2) tendent à décrire l'oscillation comme un phénomène quasi-planétaire.

Si les signaux associés à la MJO sont nettement perceptibles sur la Warm Pool (Madden & Julian 1994 ; Matthews *et al.* 1996 ; Matthews & Li 2005 ; Zhang 2005), et dans une moindre

mesure sur le Pacifique oriental lors des années El Niño (Kessler 2001) ou sur le fuseau américain (Carvalho *et al.* 2004 ; Barlow & Salstein 2006), ils engendrent sur le bassin Atlantique des anomalies de bien moindre amplitude (Foltz & McPhaden 2004), en raison principalement des conditions froides qui y prévalent (cf. par exemple Fig. 2.2). Cette dernière étude montre de plus que les oscillations les plus marquées sont enregistrées pendant la saison d'hiver boréal, l'été (correspondant au développement de la mousson ouest-africaine) présentant une activité intrasaisonnière beaucoup plus faible. Des conclusions identiques peuvent d'ailleurs être tirées de l'analyse de la Figure 2.26 sur le fuseau africain.

Schématiquement, la question est donc de savoir si un événement MJO peut "survivre" à la barrière froide de l'Atlantique, et s'il est susceptible d'engendrer à son tour des anomalies significatives dans la convection atmosphérique une fois qu'il arrive sur l'Afrique de l'Ouest. Corrélativement, les fluctuations à 38-40 jours observées dans la mousson africaine (Sultan 2002) sont-elles à relier à la propagation de ces événements à travers le continent, et en direction de l'océan Indien où ils boucleraient leur circuit (Matthews 2000 ; Hsu & Lee 2005), ou à un mode propre de la mousson elle-même (Mounier 2005) ? Outre ces aspects essentiellement théoriques, quelles sont les conséquences effectives de signaux à 40 jours sur le champ de pluie et quel est leur poids sur la variabilité intrasaisonnière générale du champ d'OLR ? La présente section cherche à quantifier précisément ces aspects, et à examiner le calage potentiel des fluctuations intrasaisonnières ouest-africaines dans le contexte global de la MJO.

4.4.1 Variabilité convective intrasaisonnière

Afin de mettre objectivement en valeur un possible rôle de la MJO dans les fluctuations convectives intrasaisonnières, une ACP est appliquée sur le champ d'OLR brut journalier, sans filtrage et après retrait du cycle annuel, pendant le trimestre d'été boréal (JAS). Les 3 premières composantes principales, séparées des suivantes par un scree-test, ont été retenues pour la suite de cette étude ; elles expliquent 17.3% de la variance originelle totale.

La **PC1** (Fig. 4.26), qui explique 7.9% de la variance totale, décrit avant tout les fluctuations de l'OLR sur le bassin Atlantique équatorial (soit bien plus au sud que la position moyenne de la ZCIT' durant le trimestre JAS, Fig. 1.10). Une analyse spectrale appliquée sur les scores normalisés de cette PC (avec les mois secs comblés par des 0) montre des fréquences statistiquement significatives dans la gamme 30-60 jours (non montré) ; afin de corroborer un éventuel rôle de la MJO une analyse crosspectrale est réalisée entre l'indice *RMM1* de Wheeler & Hendon (2004) et la série temporelle de la PC. La cohérence carrée franchit largement le seuil de significativité dans l'intrasaisonnier, bien que sa valeur moyenne reste très faible (de l'ordre de 0.1 à 0.15 : 10 - 15% de variance commune environ dans cette gamme de temps entre les deux séries). La relation de phase apparaît relativement constante également, à environ $3\pi/2$ dans toute la gamme intrasaisonnière. Cette série de statistiques confirment donc que **cette PC est statistiquement reliée à l'activité MJO à l'échelle globale** ; le forçage régional de cette dernière semble cependant très partiel, comme en témoignent les valeurs de cohérence carrée entre les deux séries temporelles.

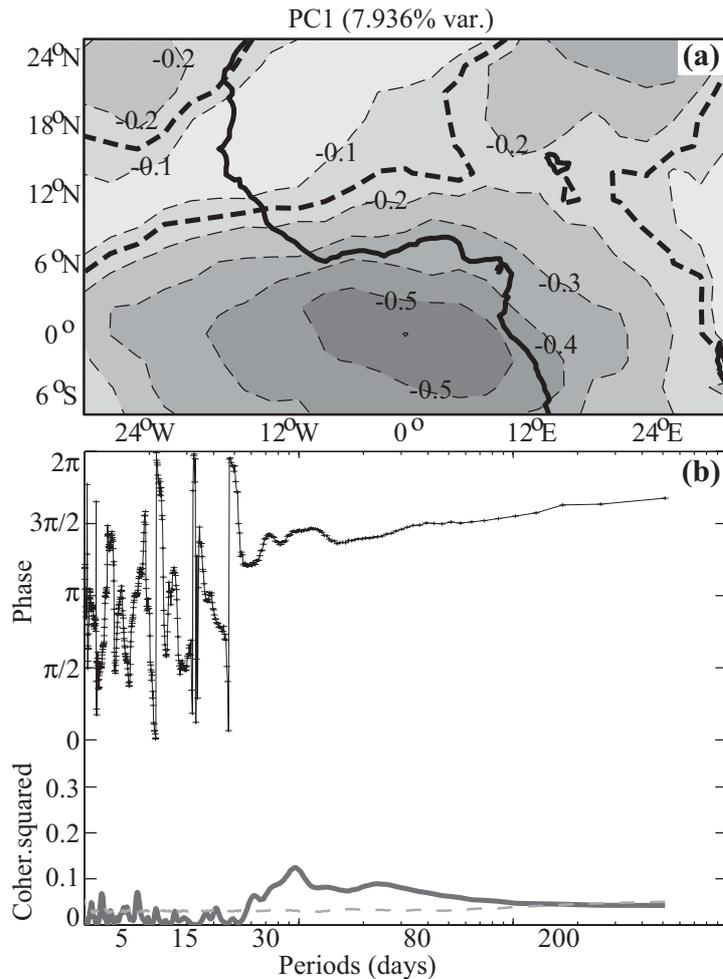


Fig. 4.26 : CP1 de l'ACP sur l'OLR d'Afrique de l'Ouest, période JAS 1979-2005. (a) Carte des loadings. Les lignes noires épaisses indiquent les corrélations statistiquement significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson. Les isolignes continues (pointillées) indiquent des corrélations positives (négatives) avec la CP. (b) Analyse crosspectrale entre la CP1 et l'indice MJO RMM1. Ligne grise continue : cohérence carrée ; ligne continue avec signes + : relation de phase (en radians). La ligne pointillée indique le niveau de significativité au seuil de 95% obtenu par 1000 séries temporelles aléatoires obtenues par permutations de la série originelle, et avec la même autocorrélation de rang 1.

La **PC2** (Fig. 4.27, 5.1% de variance expliquée) est au contraire essentiellement déterminée par les points de grille de l'OLR situés sur le continent, au nord de la ceinture sahélienne (et donc légèrement plus au nord de la position de la ZCIT). Des corrélations de signe opposé sont trouvées sur le domaine océanique le long de l'équateur : cette PC décrit donc une configuration de type dipolaire entre l'Atlantique et l'Afrique tropicale. Une analyse spectrale appliquée de manière similaire sur les scores ne permet pas de déceler des fréquences significatives entre 30 et 60 jours (non montré) ; d'autre part l'analyse crosspectrale montre une relation de phase non constante entre les scores de la CP et l'indice *RMM1*. La cohérence carrée, bien que franchissant le seuil de significativité statistique, reste à des valeurs de l'ordre de 0.08 à 0.1. **Il n'est donc pas permis de conclure à une relation statistique robuste entre la MJO et cette configuration spatio-temporelle de l'OLR ouest-africain.**

La **PC3** (Fig. 4.28, 4.2% de la variance totale) est avant tout représentative du golfe de Guinée (loadings positifs) ; des corrélations négatives sont également trouvées sur le bassin Atlantique austral et sur le NE du domaine. Une analyse spectrale appliquée aux scores de cette PC présente des fréquences très significatives entre 30 et 60 jours (non montré). L'analyse crosspectrale avec l'indice *RMM1* confirme l'implication de la MJO dans une partie des fluctuations de cette configuration spatiale de l'OLR. La cohérence carrée est de l'ordre de 0.2 à 0.25 dans l'intrasonnier, avec une relation de phase constante (à environ $\pi/4 - \pi/2$) entre les deux série

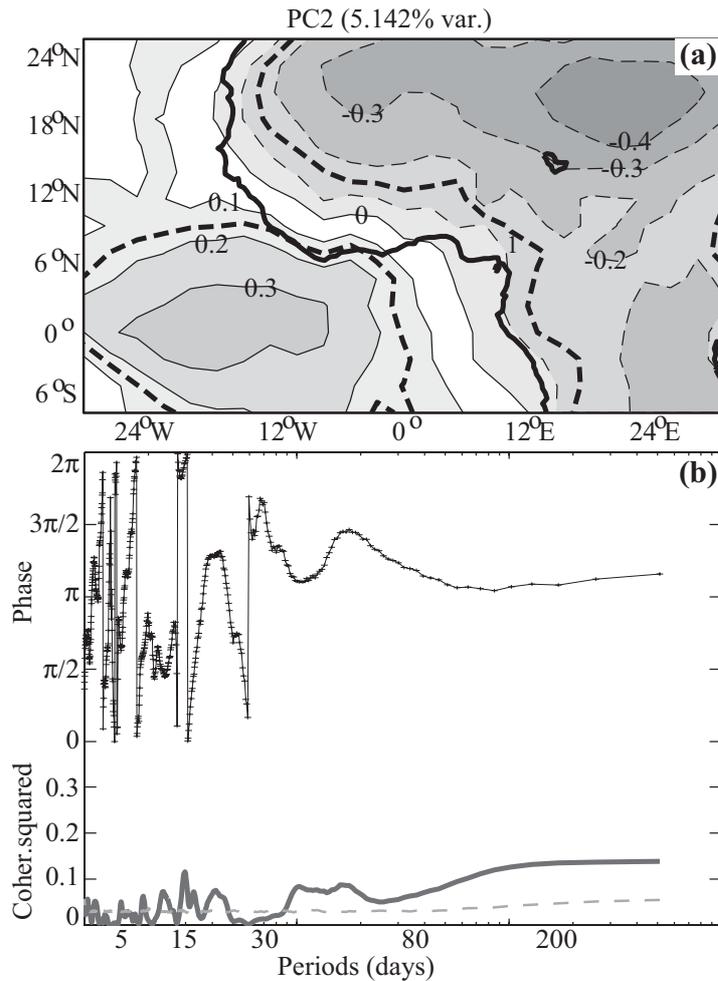


Fig. 4.27 : Comme pour la Figure 4.26 mais pour la CP2.

temporelles. En comparaison de la PC1 (corrélée négativement avec sa chronique), la **PC3 décrit donc des fluctuations régionales de l'OLR qui sont plus fortement associées à l'activité MJO**. C'est donc, globalement, les faibles latitudes de l'hémisphère nord qui tendent à répondre le plus fortement à la phase de la MJO.

De l'analyse de ces 3 composantes principales, il ressort :

- que la **MJO est statistiquement reliée à une partie des fluctuations de l'OLR sur la région**. Elle ne semble toutefois susceptible d'exercer qu'un rôle assez partiel, et peut-être indirect, sur sa variabilité spatio-temporelle pendant le trimestre JAS.
- que **les signaux liés à l'intensité de la ZCIT sur la bande soudano-sahélienne ne sont apparemment affectés que très faiblement par les oscillations intrasaisonnières**. La modulation intrasaisonnière la plus marquée semble se localiser sur le golfe de Guinée et la bande guinéenne (PC3), qui connaît alors sa petite saison sèche.

Des analyses basées sur trois facteurs propres, expliquant 17% de la variance originelle du champ d'entrée, ne peuvent bien sûr que fournir des conclusions très partielles. Elles suffisent néanmoins à démontrer qu'au moins une partie du signal régional de l'OLR est à relier (directement ou non) à l'activité MJO. D'autres sont donc nécessaires afin de caractériser et quantifier plus précisément l'implication réelle de la MJO dans la variabilité climatique régionale.

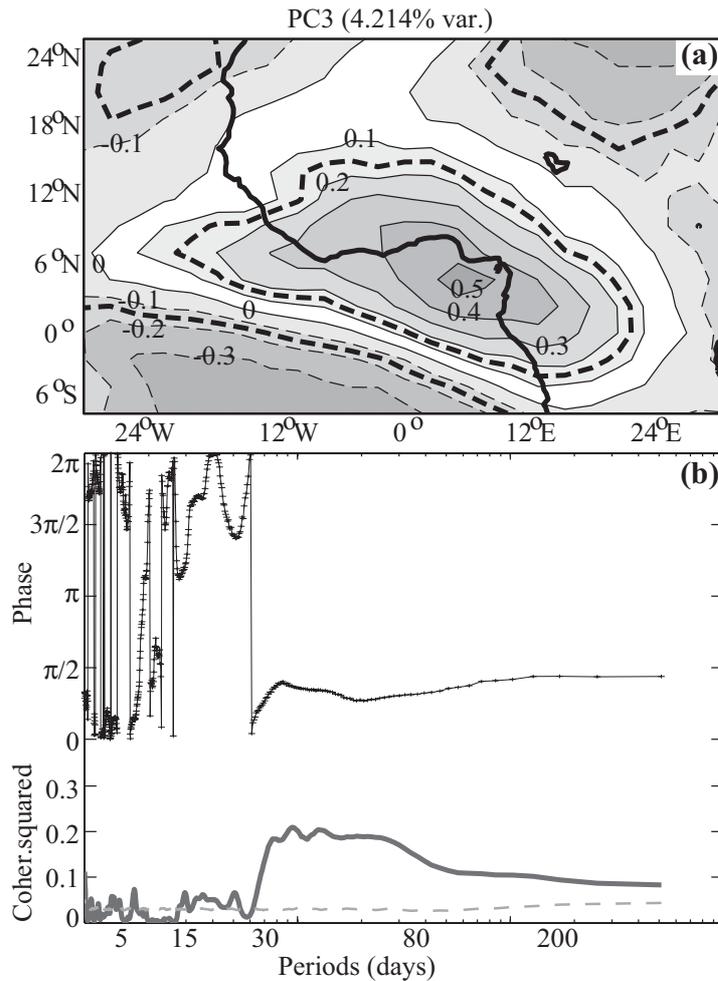


Fig. 4.28 : Comme pour la Figure 4.26 mais pour la CP3.

En complément aux résultats précédents, la Figure 4.29 présente les anomalies du champ d'OLR non filtré, après retrait du cycle annuel, pour les huitièmes de cycle MJO définis à partir des indices de Wheeler & Hendon (2004). **L'occurrence préférentielle des phases sèches (resp. humides) dans le demi-cycle $0-\pi$ (resp. $\pi-2\pi$) de la MJO est clairement confirmée, et en accord avec le calage de phase des scores de l'ACP. Le signal de phase sèche (phases 0 à $3\pi/4$) apparaît beaucoup plus cohérent spatialement que le signal de phase humide** : ce constat prévaut tout particulièrement sur le golfe de Guinée mais s'étend plus généralement au Sahel oriental, à l'est du méridien de Greenwich. Conformément aux résultats précédents, l'amplification de la convection atmosphérique (phases π à $3\pi/2$ essentiellement) ne concerne que la zone guinéenne d'Afrique de l'Ouest. Les anomalies restent faibles et spatialement peu cohérentes. **Phases sèches comme phases humides ne montrent enfin pas de propagation marquée sur la région**, et paraissent donc plutôt traduire des perturbations de nature stationnaire.

Le calage de phase entre les anomalies de l'OLR ouest-africain et l'activité MJO planétaire, bien qu'associé à des anomalies significatives, n'en demeure pas moins paradoxal. Les anomalies humides (resp. sèches) les plus prononcées sont centrées sur la phase MJO $3\pi/2$ (resp. $\pi/2$), alors que la propagation de l'onde à l'échelle de la ceinture tropicale (Fig. 2.11) laissait présager d'un développement des amas convectifs au-dessus de l'Afrique, et donc d'anomalies humides, lors de la phase π . Symétriquement les anomalies sèches étaient attendues à la phase $2\pi/0$.

Régionalement, et à l'instar de la réponse de la convection sur l'Afrique de l'Est, les **fluctuations de l'OLR ont donc un retard théorique d'un quart de cycle MJO** ($\Delta\pi/2$).

Ce "retard" ouest-africain sera discuté plus bas.

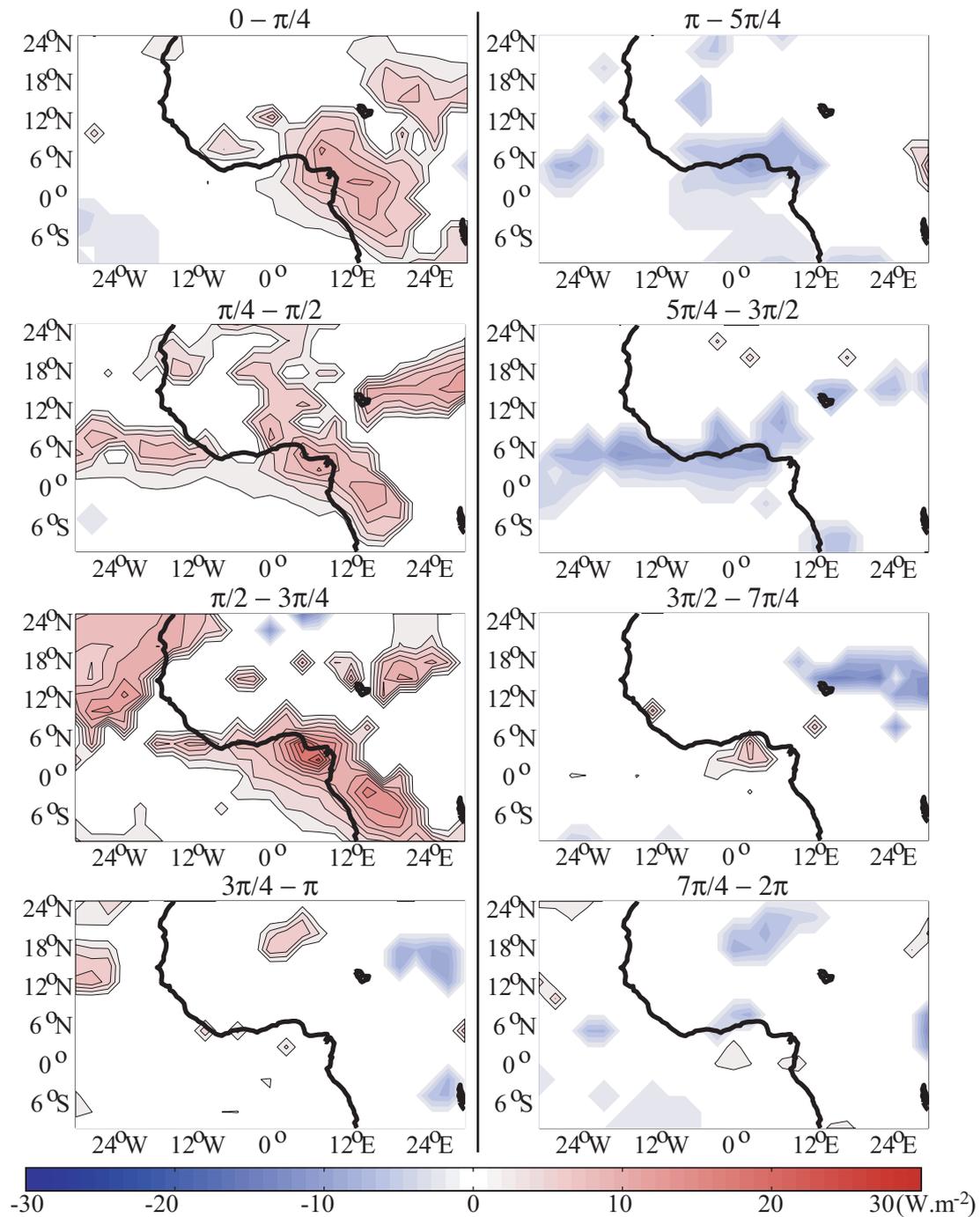


Fig. 4.29 : Anomalies d'OLR (W.m^{-2}) après retrait du cycle annuel au cours du cycle MJO, et pour tous les jours d'amplitude MJO modérée à forte de la période JAS 1979-2005. Les zones qui apparaissent en blanc ne sont pas significatives selon un test de Student au seuil de 95% ; les anomalies positives (en rouge) ont été entourées par des contours noirs. L'équidistance des contours est de 1W.m^{-2} .

La significativité de la modulation de l'OLR journalier par la MJO est testée par analyse de variance (Fig. 4.30). Le golfe de Guinée et le littoral ouest-africain concentrent une nouvelle fois les signaux les plus forts. Les latitudes comprises entre 10°N et 15°N, où se situe la ZCIT au coeur de l'été boréal, ne sont que minoritairement affectées par la MJO. L'ouest de la bande soudano-sahélienne en particulier n'atteint pas le seuil de significativité, de même que le centre et l'est de la cuvette congolaise.

Pendant la saison de mousson (JAS), la MJO semble donc générer de la variabilité intrasaisonnière sur le golfe de Guinée et la partie littorale de l'Afrique de l'Ouest, au sud de la ZCIT. Plus au nord elle semble générer quasi-périodiquement des conditions de convection anormalement faible sur la région. A la différence de l'Afrique de l'Est (signal de phase humide principalement) ou de l'Afrique Australe (alternance d'anomalies humides et sèches), **l'Afrique de l'Ouest semble donc essentiellement montrer, au pas de temps de la MJO, un signal de phase sèche.**

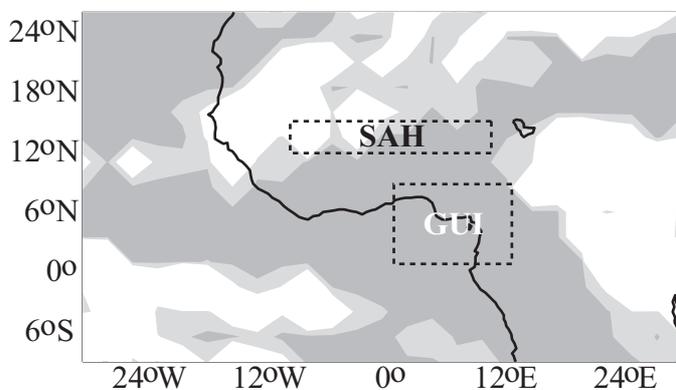


Fig. 4.30 : Analyse de variance entre les valeurs quotidiennes de l'OLR et les huitièmes de cycle MJO, JAS 1979-2005. Les grisés clairs (resp. foncés) identifient les régions où la variance de l'OLR est significativement discriminée par les phases de la MJO au seuil de confiance de 95% (resp. 99%) selon le test de Fisher-Snedecor.

Les fluctuations intrasaisonnières des anomalies d'OLR brut (i.e., sans seuillage et sans filtre, et après retrait du cycle annuel), ainsi que leur covariabilité avec les indices MJO, sont enfin documentées par des analyses en spectre de puissance et crosspectrales calculées sur des indices régionaux ouest-africains. Les points de grille OLR situés sur le Sahel (12.5°N-15°N, 10°W-10°E) et le golfe de Guinée (0°-7.5°N, 0°-12.5°E) ont été moyennés sur la période JAS 1979-2005. L'indice *RMM1* est utilisé pour décrire l'activité MJO à l'échelle globale. Les résultats sont présentés sur la Figure 4.31 ; les indices régionaux ont été cartographiés sur la Figure 4.30.

L'indice OLR sahélien montre des périodicités significatives hautes fréquences à 10-20 jours, et surtout entre 30 et 80 jours dans les basses fréquences. Ces pas de temps sont compatibles avec les résultats de Sultan (2002). Curieusement, le pic de 3-6 jours caractéristique de la zone sahélienne ne ressort pas de manière nette ici. La gamme 30-80 jours, typiquement intrasaisonnière, est par ailleurs en accord avec les caractéristiques spectrales typiques de la MJO. L'analyse crosspectrale avec l'indice *RMM1* montre que les 2 séries temporelles sont significativement associées à 30, puis à 60 jours (malgré un creux à 45-50 jours). Le signal MJO semble donc exercer une influence assez partielle (mais apparemment pas nulle) sur l'OLR sahélien -confirmant donc les résultats précédents.

Le signal à 40 jours ressort au contraire très nettement sur le golfe de Guinée, ce qui corrobore une nouvelle fois les analyses montrées ci-dessus. La série temporelle montre en outre une cohérence carrée d'environ 0.3 à 35 jours avec l'indice *RMM1*, qui franchit très largement le

seuil de significativité entre 30 et 80 jours. Cette analyse témoigne (i) que l'indice *RMM1* et l'OLR du golfe de Guinée sont significativement associés au pas de temps intrasaisonnier, (ii) que la MJO est localement responsable d'environ 25 à 30% des fluctuations des anomalies désaisonnalisées d'OLR, dans les périodes de l'ordre de 35 à 50 jours.

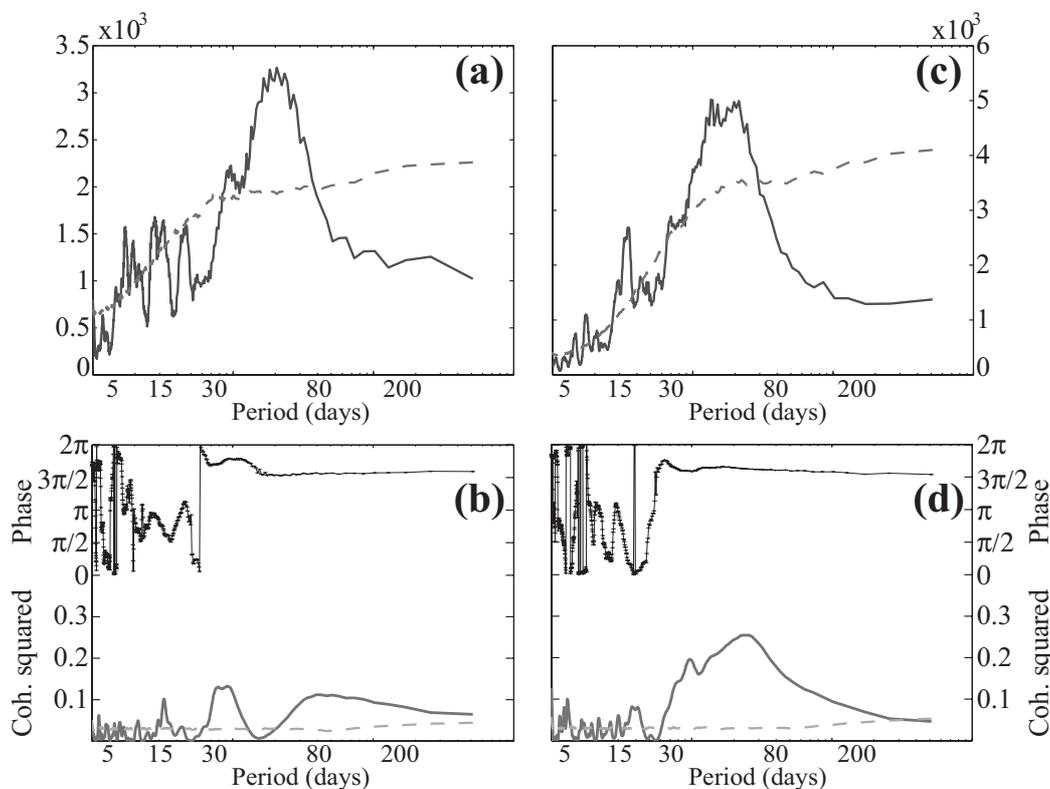


Fig. 4.31 : (a) Analyse en spectre de puissance de l'indice OLR sahélien (12.5°N-15°N, 10°W-10°E, reporté sur la Figure 4.30), JAS 1979-2005. Les points de grille, après retrait du cycle annuel, ont été moyennés spatialement puis standardisés par année, les autres mois ont été comblés par des 0. La ligne pointillée indique le niveau de significativité au seuil de 95% obtenu par 1000 séries temporelles aléatoires obtenues par permutations de la série originelle, et avec la même autocorrélation de rang 1. (b) Analyse crossspectrale entre l'indice précédent et l'indice MJO *RMM1*. Ligne grise continue : cohérence carrée ; la significativité est testée et représentée comme pour (a). Ligne continue avec signes + : relation de phase (en radians). (c) Comme (a) mais pour l'indice OLR du golfe de Guinée (0°-7.5°N, 0°-12.5°E). (d) Comme (b) mais pour l'indice OLR du golfe de Guinée.

Des périodicités significatives sont donc trouvées dans l'OLR sur l'Afrique de l'Ouest au pas de temps caractéristique de la MJO : ces fluctuations intrasaisonniers montrent également un calage de phase apparent avec les indices MJO définis à l'échelle globale. Ce signal semble essentiellement induire des épisodes de convection supprimée ou anormalement faible sur une partie de l'Afrique de l'Ouest, mais très peu d'anomalies de convection renforcée.

4.4.2 Réponse de la pluviométrie

La réponse de la pluviométrie est documentée à l'aide d'une analyse composite des anomalies désaisonnalisées des estimations CMAP au cours du cycle MJO (Fig. 4.32). Seules les phases

associées aux anomalies les plus marquées ont été représentées. Les signaux de phase sèche ($\pi/4 - 3\pi/4$) apparaissent beaucoup plus marqués que les signaux de phase humide ($5\pi/4 - 3\pi/2$). La localisation des points de grille présentant des anomalies significatives est plus bruitée que pour l'OLR et s'étend jusqu'au Sahel, suggérant que la MJO est à l'origine d'une baisse récurrente des cumuls pluviométriques pentadaires pendant la mousson. Elle ne semble au contraire pas être associée à une hausse des cumuls pluviométriques au pas de temps intrasaisonnier, pendant la saison de mousson.

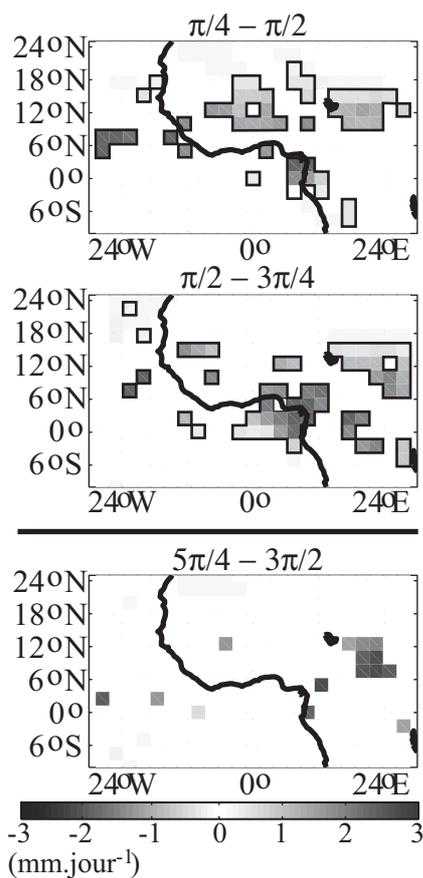


Fig. 4.32 : Anomalies de pluies (mm.jour^{-1}) selon les estimations CMAP pour les phases MJO $\pi/4-3\pi/4$ et $5\pi/4-3\pi/2$, période JAS 1979-2005. La valeur des grisés est donnée par la légende. Les points de grille qui apparaissent en blanc ne sont pas significatifs selon un test de Student au seuil de 95%. Les anomalies négatives ont été entourées par des contours noirs.

Par construction, le fichier CMAP reste toutefois très dépendant de l'OLR -ce qui peut poser certains problèmes en cas de précipitations non convectives, cf. section 4.2. Afin de compléter ces analyses par des données mesurées in situ, et donc considérées comme plus fiables, la base de données FRIEND-AOC également exploitée, sur l'ensemble de sa période de disponibilité (1950-1990). Les indices MJO utilisés pour calculer les composites sont ceux dérivés du vent zonal des réanalyses NCEP (section 2.2.3), les indices du BMRC n'étant calculés qu'à partir de 1974.

La localisation des 118 pluviomètres est montrée par la Figure 1.3 : ils sont situés dans la bande soudano-sahélienne, sur les territoires du Sénégal, du Mali et du Burkina. Une régionalisation en indices homogènes est obtenue par ACP varimax : les trois premières CP, totalisant 25.0% de la variance initiale, ont ici subi la rotation. Les indices régionaux sont ensuite formés comme la moyenne des séries temporelles des stations qui sont significativement corrélées avec les PC, après la rotation : ils sont cartographiés sur la Figure 4.33. Ils sont

schématiquement représentatifs de la majorité des pluviomètres du Burkina (PCR#1), du Sénégal (PCR#2) et du Mali (PCR#3).

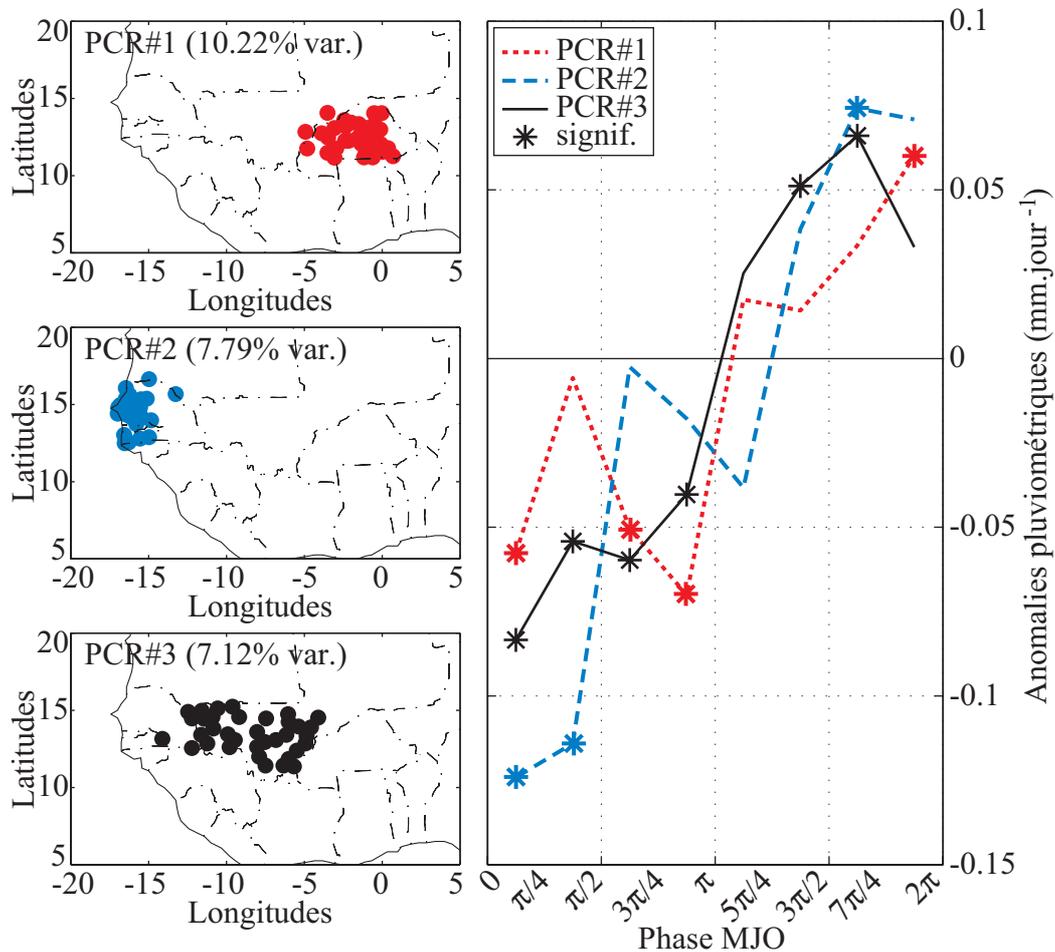


Fig. 4.33 : Gauche : cartographie des indices pluviométriques obtenus par ACP varimax. Les pluviomètres constitutifs de chaque indice sont représentés par des ronds. Droite : analyse composite des anomalies pluviométriques (mm.jour⁻¹), pour chacun des indices pluviométriques, sur la période JAS 1950-1990. Les astérisques indiquent les anomalies significatives selon un test de Student au seuil de 95%.

Une analyse composite des anomalies, après retrait du cycle annuel, est ensuite réalisée, selon le découpage habituel de la MJO en huitièmes de cycle (Fig. 4.33). Les 3 indices pluviométriques montrent un comportement très similaire au pas de temps intrasaisonnier, avec **l'alternance d'une phase sèche (humide) dans le demi-cycle 0 - π (π - 2π)**. Elles corroborent de ce fait les anomalies notées précédemment dans l'OLR (Fig. 4.29), ou obtenues à partir des estimations CMAP (Fig. 4.32) -tout du moins en ce qui concerne l'importante prépondérante de la phase "sèche", de 0 à π. Une analyse plus détaillée permet en effet de confirmer que **les anomalies de la phase sèche sont de durée et d'amplitude très largement supérieures aux anomalies de la phase humide**. Toutefois, le demi-cycle π - 2π apparaît associé à des excédents pluviométriques beaucoup plus significatifs que les estimations CMAP (Fig. 4.32). A ce stade du travail, on peut émettre l'hypothèse que la phase pluvieuse sur l'Afrique de l'Ouest n'implique probablement pas uniquement la convection atmosphérique profonde. Les relevés des

pluviomètres sont a priori plus fiables que les estimations satellitales, très dépendantes de l'OLR et par conséquent surtout adaptées pour détecter les phénomènes convectifs (nuages cumuliformes à sommets froids). La section suivante va permettre de détailler plus précisément les processus atmosphériques associés.

Le caractère synchrone des anomalies d'un indice à l'autre, en dépit de la forte extension longitudinale des pluviomètres, tend à prouver que **les anomalies convectives à 40 jours sur l'Afrique de l'Ouest n'ont pas de caractéristique propagative marquée**. Une analyse de variance croisant les valeurs des indices pluviométriques avec les huitièmes de cycle intrasaisonnier conclut enfin à une discrimination significative au seuil de 99% des cumuls quotidiens de pluie par la phase correspondante de la MJO. La variance intra-phase est donc significativement moindre que la variance inter-phase : un résultat qui témoigne de la (relative) robustesse physique et statistique du forçage de la MJO sur la région.

La même analyse appliquée à chacun des 118 pluviomètres indépendamment (Fig. 4.34) conduit cependant à de moins bons résultats. Curieusement, les stations du Burkina et dans une moindre mesure du Sénégal atteignent plus fréquemment les seuils de significativité que celles du Mali. La dégradation du signal par rapport aux 3 indices régionaux précédent est probablement attribuable au caractère très bruité (spatialement et temporellement) des relevés quotidiens de pluie, ces dernier n'ayant subi aucune transformation statistique de type filtrage. La Figure 4.34 confirme cependant que la MJO est associée à une part non négligeable de la variabilité temporelle des cumuls pluviométriques, d'un jour à l'autre ; ce constat semble prévaloir tout particulièrement dans le centre du Sahel (Burkina). Il serait intéressant de disposer de stations pluviométriques plus à l'est (Niger et Nigeria, Tchad, voire même Soudan), afin d'établir un éventuel gradient dans l'influence de la MJO sur le champ pluviométrique -comme cela a été fait sur l'Afrique Australe.

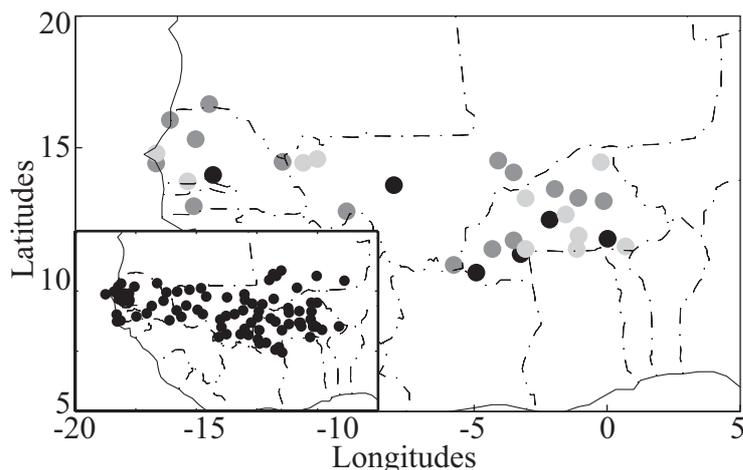


Fig. 4.34 : Analyse de variance croisant phases MJO et cumuls journaliers de pluie dans les 118 pluviomètres d'Afrique de l'Ouest pour la période JAS 1950-1990. Les pluviomètres dont les valeurs quotidiennes ne sont pas significativement discriminées par les phases MJO au seuil de 90% selon le test de Fisher-Snedecor apparaissent en médaillon ; ceux dont les séries sont resp. discriminées aux seuils de 90%, 95% et 99% apparaissent avec des niveaux croissants de gris.

4.4.3 Dynamique atmosphérique associée

Cette section cherche à établir la nature des mécanismes atmosphériques associés à ces fluctuations de l'OLR et des pluies sur l'Afrique de l'Ouest au cours du cycle MJO. La modulation intrasaisonniers des flux d'humidité sur la région est d'abord examinée. En raison de la

stratification verticale de l'atmosphère pendant la mousson, les flux sont intégrés entre la surface et le niveau géopotentielle 850hPa, c'est-à-dire approximativement sur l'épaisseur du flux de mousson (cf. par exemple Philippon 2002). Pour faciliter l'interprétation des anomalies, les champs moyens pendant le trimestre JAS sont représentés dans un premier temps sur la Figure 4.35.

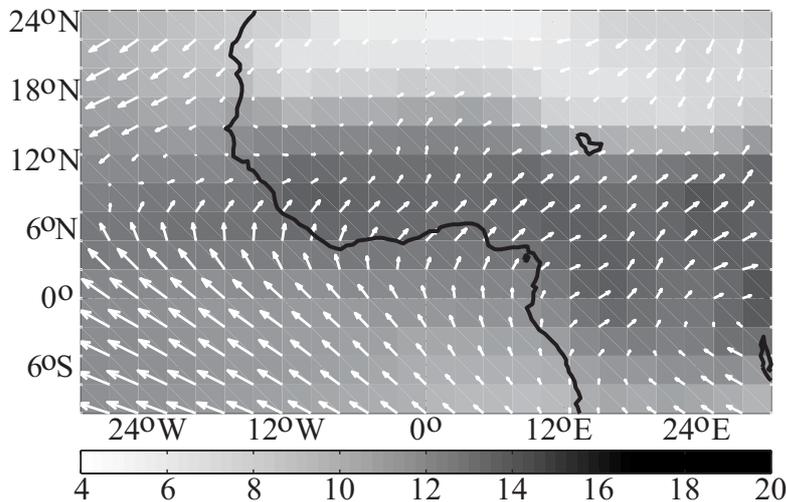


Fig. 4.35 : Humidité spécifique moyenne intégrée entre la surface et 850hPa (g.kg^{-1}) pour la période JAS 1979-2005. La valeur des grisés est donnée par la légende. Les flèches montrent les flux d'humidité moyens intégrés entre la surface et 850hPa ($\text{m.s}^{-1}.\text{g.kg}^{-1}$) pendant la même période d'étude.

Le flux de mousson apparaît très nettement, avec le renversement saisonnier caractéristique des alizés dans l'hémisphère nord qui favorise leur pénétration sur le continent. Sur l'Atlantique la convergence intertropicale apparaît clairement à environ 10°N . La distribution géographique des masses d'air les plus humides correspond assez bien avec la localisation de la ZCIT sur l'Afrique à cette saison. Elles sont donc en moyenne localisées entre 5°N et 15°N sur l'Afrique de l'Ouest, décrivant une zonalité climatique bien marquée. Sur l'Afrique Centrale la zonalité est moins marquée, les masses d'air les plus humides tendent à être localisées à des latitudes moindres (entre l'équateur et 10°N).

Au cours du cycle intrasaisonnier, ces champs sont significativement modulés par la MJO (Fig. 4.36). Il est à noter qu'un examen détaillé des anomalies de flux d'humidité, niveau géopotentielle par niveau géopotentielle, révèle une très grande ressemblance des configurations atmosphériques entre la surface (1000hPa) et les couches intermédiaires (850, et même 700hPa). C'est d'ailleurs pour ces derniers niveaux que les anomalies dynamiques les plus significatives sont observées (non montré), les champs de basses couches étant (en toute logique) beaucoup plus bruités spatialement en raison de la rugosité de la surface.

Schématiquement, **de 0 à π** (c'est-à-dire les phases associées aux conditions sèches sur l'Afrique de l'Ouest, Figs. 4.29 et 4.33), **des anomalies d'est sont enregistrées sur le bassin Atlantique**. Ces anomalies perturbent la pénétration du flux de mousson sur le continent, et en particulier sur le centre et l'est de l'aire concernée par la mousson et sur le golfe de Guinée. Corrélativement, des **anomalies sèches** sont trouvées dans la masse d'air, entre la surface et 850hPa (les basses couches, directement concernées par la direction et l'intensité du flux de mousson). **Durant les phases les plus humides ($5\pi/4$ - $7\pi/4$)** en revanche, **les anomalies d'ouest de basse couche prévalent sur l'Atlantique**. Sur l'est du Sahel elles sont associées à

des anomalies positives d'humidité, bien qu'au sud de 10°N la situation inverse soit observée. Il pourrait s'agir alors de configurations favorisant les poussées de mousson, et responsables d'anomalies humides aux latitudes sahéliennes.

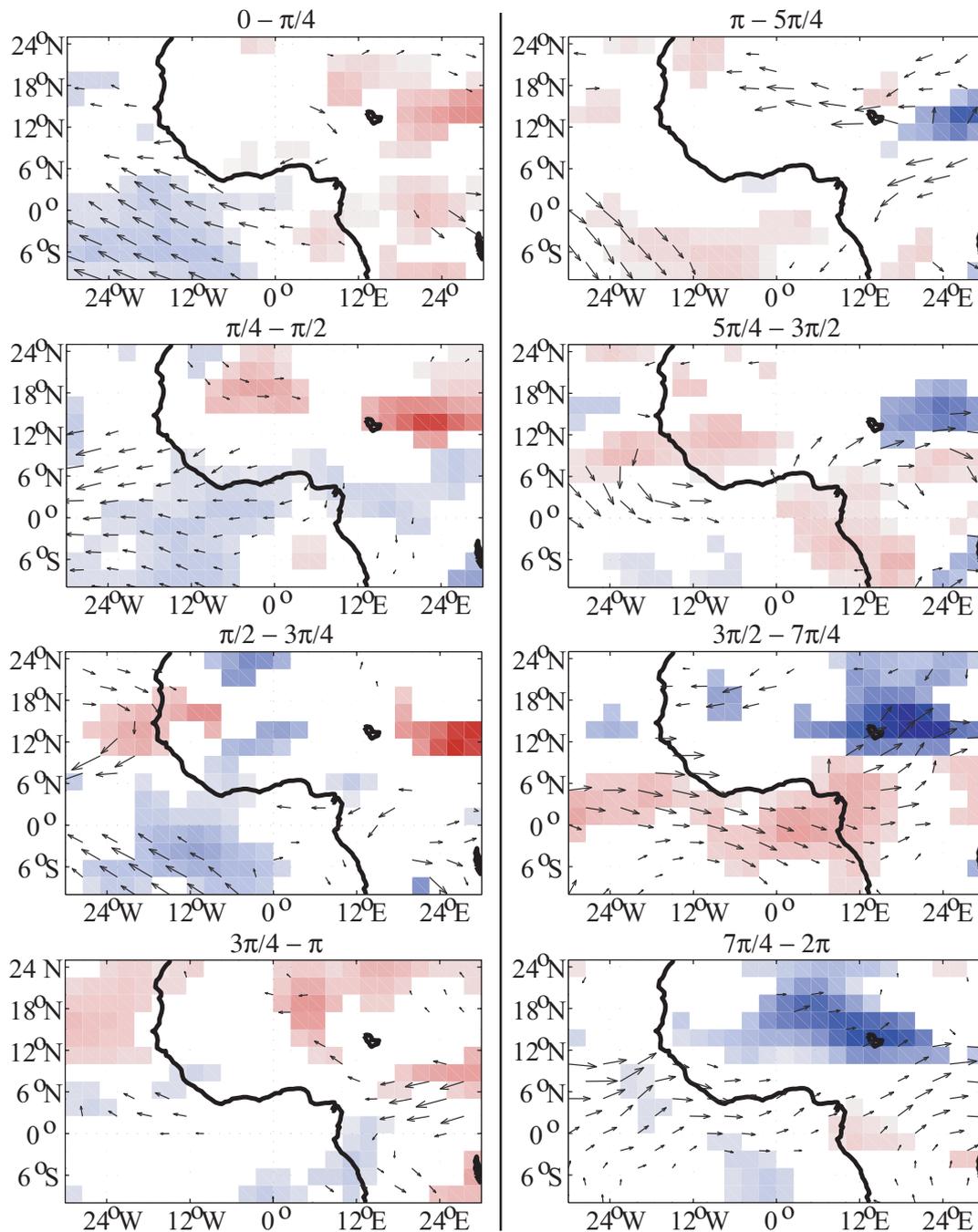


Fig. 4.36 : Anomalies composites d'humidité spécifique intégrées entre la surface et 850hPa (g.kg^{-1}) après retrait du cycle annuel au cours du cycle MJO. Les anomalies non significatives (t-test, 95%) apparaissent en blanc. Les flèches montrent les anomalies dans les flux d'humidité intégrés entre la surface et 850hPa ($\text{m.s}^{-1}.\text{g.kg}^{-1}$) après retrait du cycle annuel. Seules les anomalies significatives au seuil de 95% selon un test t^2 de Hotelling ont été représentées.

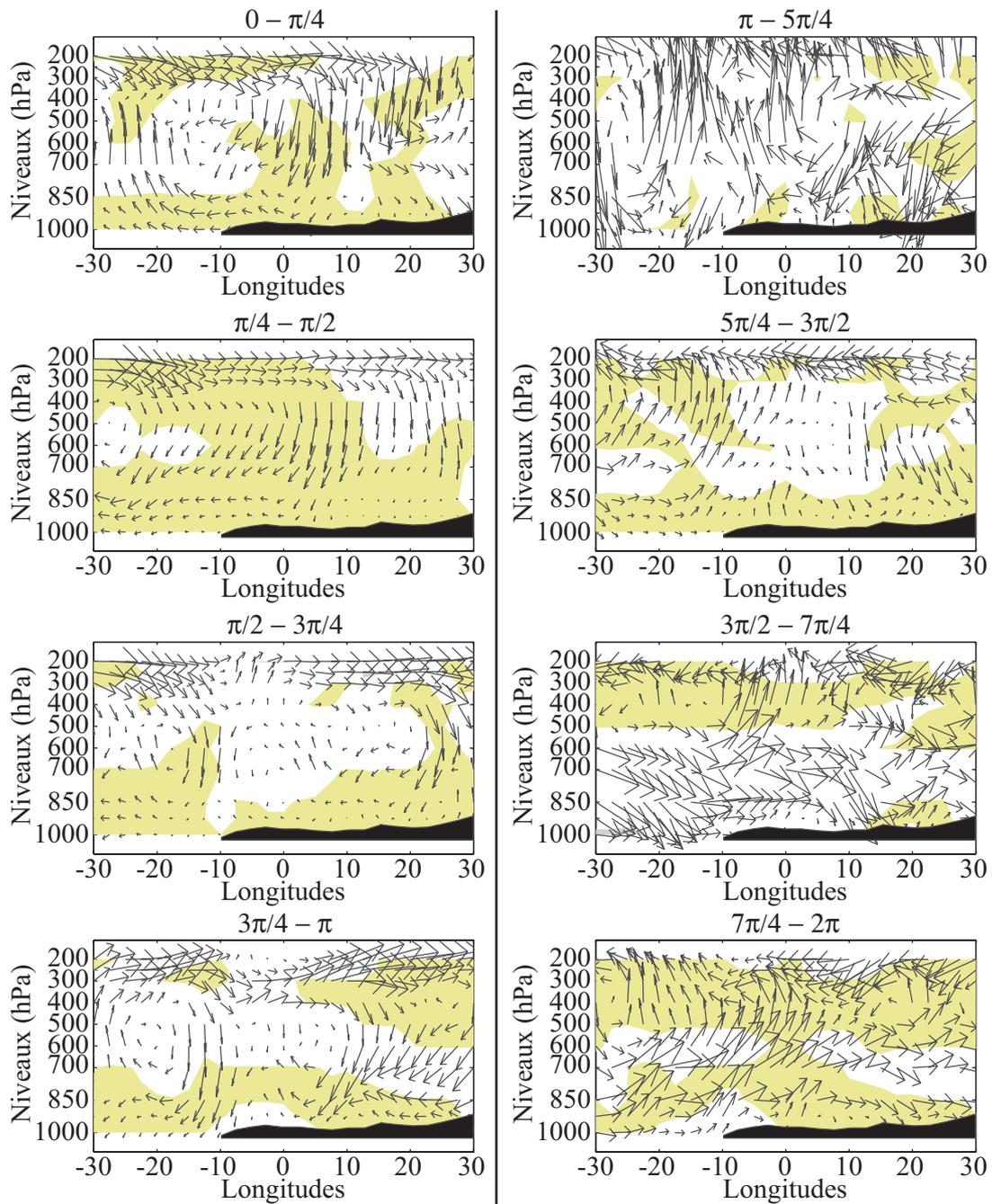


Fig. 4.37 : Coupes verticales de l'atmosphère sur la région guinéenne (2.5°N - 7.5°N) des anomalies verticales (ω , $-1 \times \text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) et zonales (U , $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) du vent au cours du cycle MJO, après retrait du cycle annuel, période JAS 1979-2005. Les aplats indiquent les anomalies significatives au seuil de 95% selon un test t^2 de Hotelling. Les profils noirs correspondent à la topographie de l'Afrique Equatoriale telle qu'elle apparaît dans les mailles du modèle NCEP.

Les flux dans les couches basses n'expliquent que de manière imparfaite les anomalies sèches ou humides de la masse d'air sur l'Afrique de l'Ouest. Les anomalies dans l'humidité spécifique ne sont d'ailleurs elles-mêmes pas uniformes spatialement sur le domaine, et si des anomalies sèches (humides) tendent bien à correspondre aux phases les moins (plus) pluvieuses sur le Sahel au cours du cycle intrasaisonnier, la relation est beaucoup moins probante sur le golfe de Guinée et dans la ceinture guinéenne dans son ensemble.

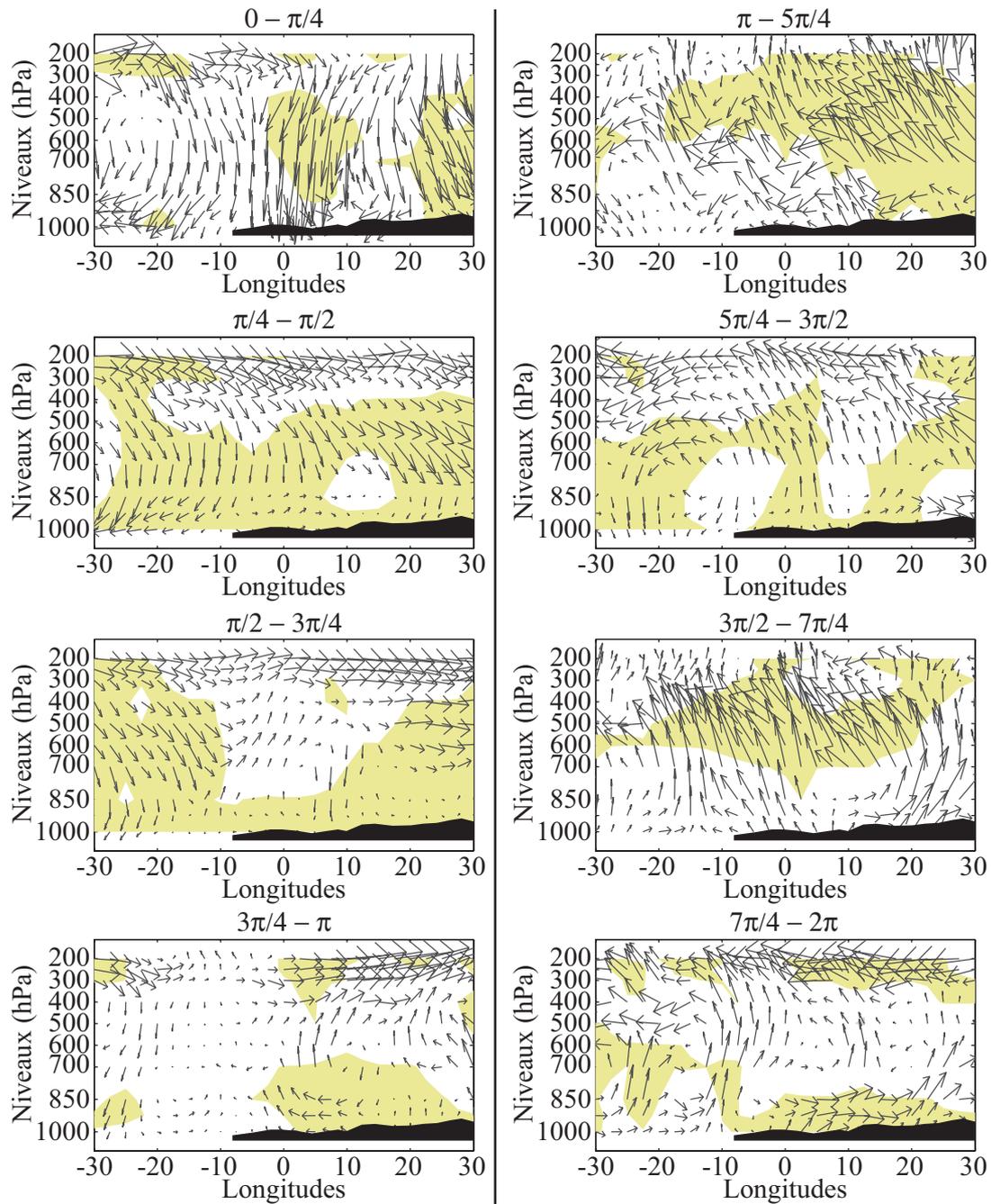


Fig. 4.38 : Comme pour la Figure 4.37 mais pour la région sahélienne (12.5°N - 17.5°N).

Du fait de ce constat d'une part, et de l'hypothèse formulée précédemment quant à l'implication de processus pluviogènes non uniquement convectifs, des coupes verticales de l'atmosphère sont réalisées afin de documenter le comportement des composantes zonales et verticales du vent sur les zones guinéenne (Fig. 4.37) et sahélienne (Fig. 4.38).

De la phase 0 à la phase $\pi/2$, des anomalies positives d'OLR (Fig. 4.29) et négatives de pluies (Fig. 4.33) sont enregistrées sur la région. De manière synchrone, des anomalies d'ouest (d'est) prévalent dans les basses (hautes) couches (Figs. 4.36 à 4.38), traduisant une **circulation de type cellulaire**. Entre 400 et 925hPa environ de **très fortes anomalies de subsidence** sont en outre

trouvées dans la troposphère à la verticale de l'Afrique de l'Ouest, responsables in fine de conditions de très forte stabilité atmosphérique.

De $\pi/2$ à $3\pi/4$ les anomalies positives d'OLR sont plus régionalisées, resp. sur le golfe de Guinée à 5°N et l'Atlantique tropical à 15°N . Elles ne sont en revanche pas significatives sur le Sahel. Une nouvelle fois la correspondance avec la composante verticale du vent apparaît très bonne, pour les deux latitudes considérées.

Entre $3\pi/4$ et $5\pi/4$ les anomalies de haute couche s'inversent, générant la divergence de haute troposphère associée au passage de la MJO (cf. par exemple les Figures 2.1 et 2.14). C'est donc à la phase π que la MJO "migre" à la verticale de l'Afrique, dans sa composante "dynamique" du moins. Or à cette phase les anomalies de l'OLR et des pluies sont quasi-nulles, confirmant que **la réponse de la pluviométrie ouest-africaine à la MJO n'est pas de nature "directe" mais est sujette à une particularité régionale**. Le vent présente d'ailleurs des configurations peu cohérentes, en particulier sur la bande guinéenne : la présence d'amas convectifs de large échelle sur la région est alors exclue.

C'est de $5\pi/4$ à 2π finalement que les anomalies les plus humides sont trouvées (essentiellement à partir des relevés pluviométriques, Fig. 4.33, mais de manière très peu significatives selon les données d'OLR et CMAP, Figs. 4.29 et 4.32). Pendant ces phases du cycle, des anomalies d'est (d'ouest) sont enregistrées dans les hautes (basses et moyennes) couches. Des **ascendances** tendent également à se produire, à 5°N comme à 15°N , au-dessus des zones guinéennes et sahéniennes. Sur l'Afrique elles ne présentent cependant jamais de continuité entre les géopotentiels les plus bas et les plus hauts de la troposphère ; les champs atmosphériques apparaissent en outre assez bruités. Cela semble confirmer que les processus pluvio-gènes sont très localisés, ou alors relativement peu profonds. Une hypothèse explicative, prenant en compte ces configurations atmosphériques et les anomalies très faiblement négatives de l'OLR, pourrait faire intervenir des nuages de type *shallow cumulus* ou *cumulus congestus* (Johnson *et al.* 1999 ; Kiladis *et al.* 2005) : l'implication de *cumulonimbus* semble beaucoup plus incertaine.

Entre $7\pi/4$ et $\pi/4$ les anomalies de haute couche s'inversent à nouveau, matérialisant la phase de convergence des flux de haute troposphère et donc la phase théoriquement la plus sèche au cours du cycle intrasaisonnier.

Sur l'Afrique de l'Ouest, la phase pluvieuse (sèche) semble ainsi favorisée par des anomalies d'ouest (d'est) sur le proche bassin Atlantique, qui favorise (perturbe) la pénétration du flux de mousson sur le continent. Ces dernières sont ensuite associées à des ascendances (subsidence), surtout trouvées dans les couches moyennes de la troposphère. Ces anomalies dynamiques sont d'échelle régionale, et connaissent un retard d'environ un quart de cycle par rapport à la localisation théorique du dipôle convectif de la MJO. **L'amplification / l'inhibition des pluies pendant la mousson ne semble de ce fait pas résulter du passage des amas convectifs de large échelle à la verticale de la région**, mais d'anomalies dynamiques d'échelle plus limitée. Ces dernières, dominées par une modulation intrasaisonnaire dans le vent zonal à tous les niveaux de la troposphère, font apparemment intervenir les gradients de géopotentiel entre les bassins océaniques indien et atlantique.

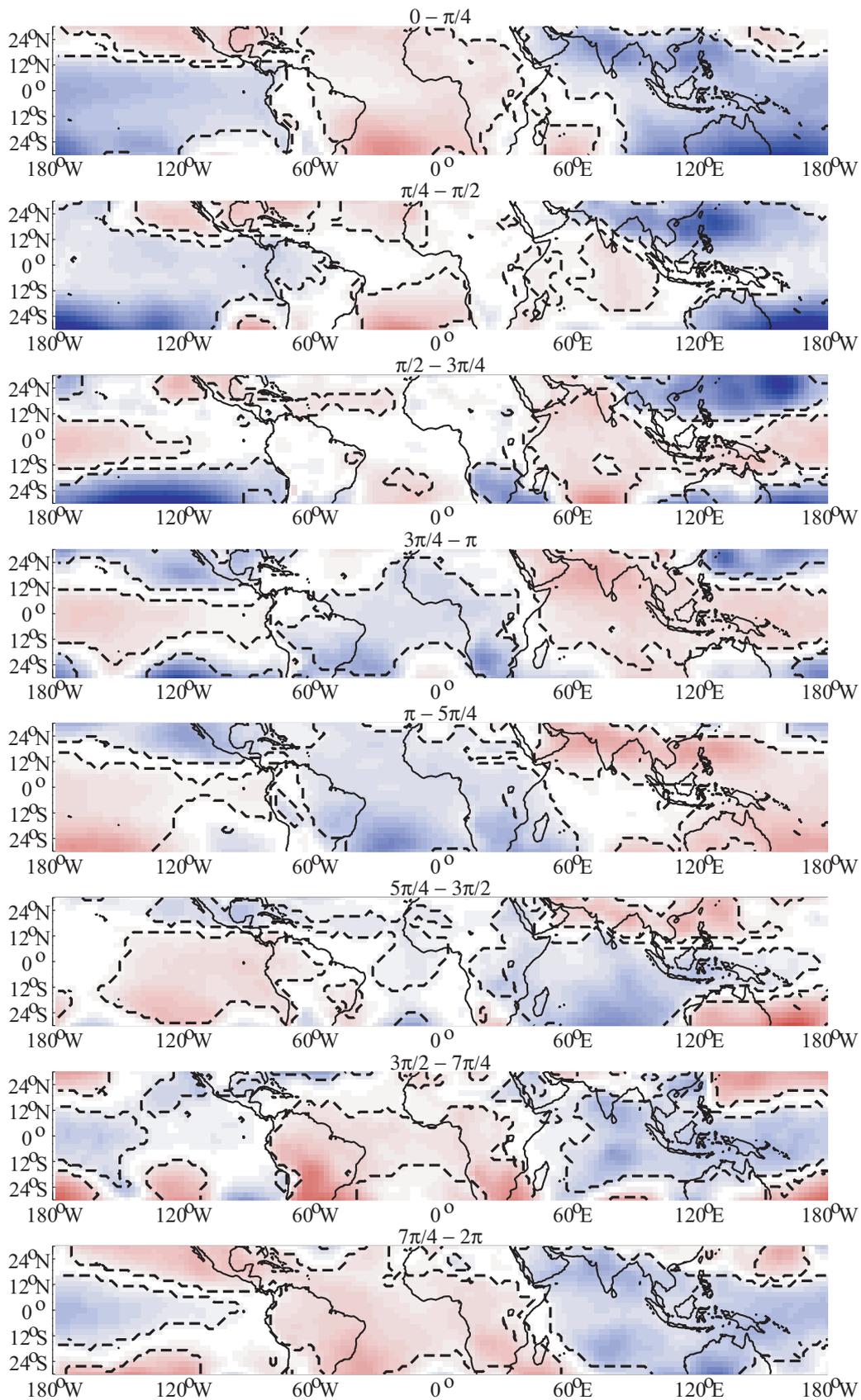


Fig. 4.39 : Anomalies de pression moyenne au niveau de la mer (Pa), après retrait du cycle annuel, au cours du cycle MJO. Les anomalies non significatives selon un t-test au seuil de 95% apparaissent en blanc.

Les anomalies d'est (d'ouest) dans les basses couches sont en effet favorisées sur la région durant la première (seconde) moitié du cycle intrasaisonnier, i.e. durant les phases 0 à π (π à 2π), et correspondent à des géopotentiels anormalement élevés (bas) sur l'océan Indien et bas (élevés) sur l'Atlantique (Fig. 4.39). La sensibilité des pluies et de la convection aux anomalies zonales (cf. Figs. 4.37 et 4.38) est probablement responsable, en partie du moins, du "retard" d'un quart de cycle des phases pluvieuses et sèches sur la région (cf. section 4.4.1). Le fait que les anomalies d'OLR (Fig. 4.29) et de pluie (Fig. 4.33) sont très faibles lors de la phase π , renforce cette hypothèse. Ces conclusions, sans rejoindre celles de Mounier (2005), vont cependant à l'encontre des résultats de Matthews (2004b).

4.4.4 Modes convectifs intrasaisonniers en Afrique de l'Ouest

Un dernier point sépare encore les théories de Matthews (2004b) à celles de Mounier (2005) : le sens de propagation préférentiel des perturbations convectives à 40 jours sur l'Afrique de l'Ouest, qu'elles soient ou non reliées physiquement à la MJO. Une analyse en modes locaux semble particulièrement adaptée pour documenter cet aspect.

Les modes locaux sur la fenêtre africaine (section 4.1), détectés par LMA dans l'OLR puis projetés dans les pluies CMAP, sont donc examinés pour la saison d'été boréal. La Figure 4.40 présente le mode moyen calculé sur le trimestre JAS. Dans l'OLR (Fig. 4.40a-d), paramètre de référence utilisé pour la détection des modes, les perturbations intrasaisonniers de large échelle trouvées sur l'Afrique de l'Ouest et la cuvette congolaise décrivent une stationnarité régionale, les signaux étant quasiment en phase des îles du Cap-Vert au Lac Tanganyika, et à l'ouest de l'océan Indien. Ce constat prévalait déjà à l'échelle du semestre MJJASO (Fig. 4.2), et confirme le synchronisme entre les modes locaux "africains" et les modes locaux "indo-pacifique" (Fig. 4.1). L'amplitude et la cohérence montrent toutes deux des maxima sur le golfe de Guinée : localement plus de 40% de la variabilité intrasaisonnaire totale de l'OLR est expliquée par les modes locaux, une valeur compatible (bien que légèrement supérieure) avec la Figure 4.31. Ce n'est donc pas à la latitude du Sahel que les signaux à 40 jours les plus nets sont enregistrés.

A l'échelle de la bande sahélienne, une propagation régionale vers l'ouest est trouvée, du Soudan au Sénégal et à la Mauritanie. Ce constat semble confirmer les observations de Mounier (2005). La période moyenne de ces modes propagatifs est centrée sur 39-40 jours (Fig. 4.40d), ce qui est une nouvelle fois en accord avec les résultats de Sultan (2002), Matthews (2004b), Mounier (2005), et les analyses de la section 4.4.1. S'agissant de la variabilité régionale à 40 jours sur l'Afrique de l'Ouest et le Sahel, la question de l'indépendance entre un éventuel mode de variabilité à 40 jours africain (se propageant vers l'ouest, Mounier 2005) et la MJO (se propageant fondamentalement vers l'est) est donc posée.

Plusieurs éléments peuvent permettre d'alimenter la discussion.

- Fondamentalement, **les modes locaux d'été boréal restent dominés par une composante stationnaire sur la région, les propagations étant relativement secondaires.** Un tel comportement n'est pas incompatible avec un signal directement associé à la MJO (cf. chapitre 2 et Wang & Rui 1990 ; Goulet & Duvel 2000 ; Hsu & Lee 2005), bien qu'à très large échelle les migrations vers l'est restent largement prépondérantes (section 2.3.2 par exemple, ou Zhang & Hendon 1997).

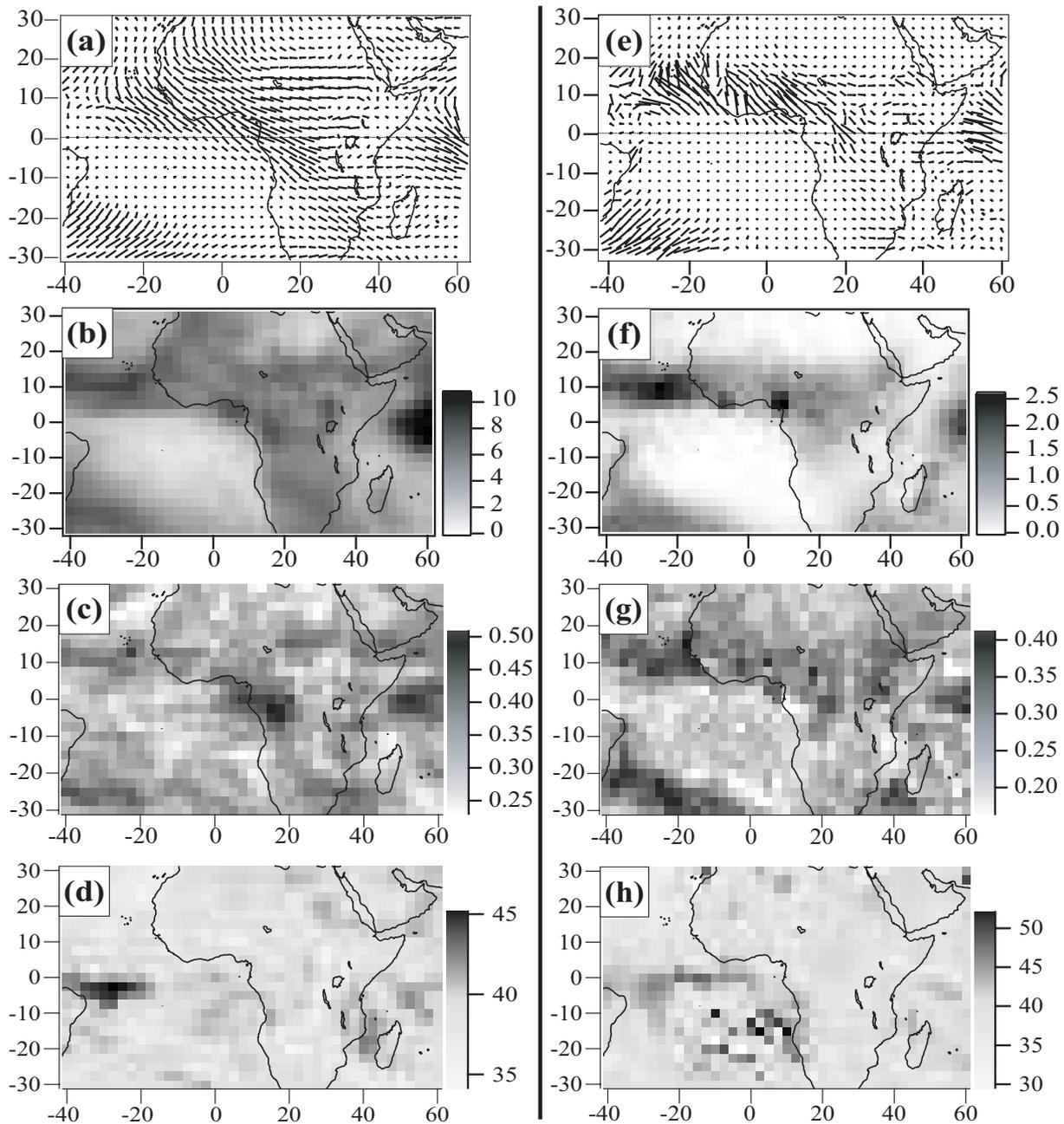


Fig. 4.40 : Mode moyen sur l'Afrique, période JAS 1979-2001. (a) Mode propagatif moyen dans l'OLR. (b) Amplitude moyenne de l'OLR ($W.m^{-2}$). (c) Cohérence de l'OLR. (d) Période moyenne des modes locaux pour chaque point de grille. (e-h) Comme (a-d) mais pour CMAP ($mm.jour^{-1}$).

- **Les modes africains sont majoritairement imbriqués dans une variabilité intrasaisonnière à plus large échelle** (Fig. 4.40a). Ils sont précédés par un signal apparemment stationnaire sur la Zone de Convergence Sud-Atlantique (Carvalho *et al.* 2004) et par une propagation zonale vers l'est sur l'Atlantique tropical au nord de l'équateur (Foltz & McPhaden 2004). Ils semblent en outre précéder des propagations méridiennes sur l'océan Indien, caractéristiques du signal MJO d'été boréal (Lawrence & Webster 2002 ; Wu *et al.* 2006).

- **La comparaison des dates d'occurrence des modes locaux africains et des évènements MJO sur le bassin indo-pacifique (Fig. 4.1) conclut à une proximité temporelle très nette entre les épisodes enregistrés sur les bassins Indien et Pacifique-Ouest d'une part, et l'Afrique d'autre part.** Sans qu'un rapport de causalité puisse en être déduit, ce résultat suggère qu'une partie des perturbations convectives africaines est la manifestation régionale d'un phénomène de plus large échelle. La même analyse appliquée au trimestre JAS confirme que 70% des modes locaux africains se produisent moins de 20 jours avant ou après une MJO indo-pacifique. 22.5% se produisent avant et 7.5% seulement succèdent à un mode local détecté sur la Warm Pool. Ces valeurs sont à comparer avec la statistique de 69 jours séparant en moyenne 2 modes locaux successifs. Tout semble donc indiquer qu'une majorité des perturbations intrasaisonnières sur l'Afrique est quasi-concomitante, à quelques jours près en moyenne, avec un évènement de type MJO détecté sur le bassin indo-pacifique.

- **Les fluctuations régionales de l'OLR montrent une relation de phase constante, dans la gamme de temps de l'intrasaisonnier, avec les indices MJO calculés à l'échelle globale (Fig. 4.31).**

De ces quelques remarques, couplées aux analyses des sections précédentes, l'on peut conclure que **la variabilité à 40 jours sur la région n'est statistiquement pas indépendante de l'activité MJO planétaire (indice *RMMI*) ou des modes locaux sur le bassin indo-pacifique.** L'incidence régionalisée de la MJO prend la forme d'une fluctuation de la convection atmosphérique en phase sur l'Afrique de l'Ouest ; une propagation vers l'ouest secondaire est observée sur le Sahel, à l'instar du Pacifique Ouest durant cette même saison.

La projection de ces modes locaux dans le champ de pluies estimées CMAP (Fig. 4.40e-h) montre un signal globalement très ressemblant, présentant des caractéristiques propagatives similaires et une périodicité de l'ordre de 40 jours sur l'Afrique. Le pattern spatial de l'amplitude (Fig. 4.40f) rappelle fortement la configuration du FIT et de la ZCIT durant cette période de l'année. Le signal est énergétique sur les régions guinéennes, et reste largement supérieur au bruit de l'atmosphère sur l'Afrique de l'Ouest (au sud du Sahara) et le bassin du Congo. Les valeurs de la cohérence (Fig. 4.40g) sont en général comprises entre 0.3 et 0.35 sur l'Afrique de l'Ouest, permettant ainsi de quantifier la part de variance intrasaisonnière des pluies liée aux modes locaux. A titre de comparaison, cette valeur est de 0.2 environ sur l'Atlantique Sud, où le signal MJO est très faible à cette saison (Fig. 4.40f).

La MJO est-elle également susceptible d'engendrer des perturbations intrasaisonnières durant la saison des pluies de printemps boréal sur la bande guinéenne ? La Figure 4.12 permet de revenir sur le trimestre MAM. L'amplitude et la cohérence des signaux sont alors maximales sur le domaine océanique équatorial. Les modes locaux montrent une décroissance graduelle de leur amplitude en direction du nord. La cohérence montre identiquement un gradient méridien, ses valeurs avoiant 0.45 sur le littoral, 0.35 sur la zone guinéenne, puis 0.2 à 0.25 environ plus au nord. Bien que plus faible qu'à l'équateur, le signal associé aux modes locaux reste significatif sur les régions guinéennes lors de leur première saison des pluies.

La variabilité à 40 jours étant donc présente sur la région avant le déclenchement de la mousson, elle ne semble pas résulter de mécanismes internes au système de mousson

lui-même mais au contraire de processus exogènes. La propagation zonale très nette et continue observée entre les bassins Atlantique et Indien montre d'ailleurs que les signaux intrasaisonniers s'organisent au moins à l'échelle régionale ou continentale, ce qui une nouvelle fois renforce l'hypothèse d'une implication statistique de la MJO (bien que la réponse des pluies ouest-africaines soit "indirecte", section 4.4.3).

En conclusion à cette partie : Paradoxalement, l'Afrique de l'Ouest constituait l'une des régions d'Afrique sur lesquelles les manifestations de la variabilité à 40 jours étaient jusqu'à présent les mieux décrites (Sultan 2002 ; Matthews 2004b ; Mounier 2005). Bien que significatif, ce signal reste cependant beaucoup moins fort que dans les autres parties de l'Afrique subsaharienne -où il avait été pourtant moins étudié.

Si les périodicités dominantes sur l'Afrique de l'Ouest incluent des pics centrés sur 15 et 40 jours, **les effets de la MJO sur la convection atmosphérique et les pluies n'en restent pas moins difficiles à déceler.** En particulier, l'intensification de la convection sur la région décrite dans Matthews (2004b) comme le résultat de la rencontre de l'onde de Kelvin et de l'onde de Rossby au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, n'apparaît pas comme significative à partir des estimations de pluie GPCP ou CMAP sur l'aire concernée par la mousson. Cette réponse "directe" à la MJO semble en fait décalée vers le sud, à l'équateur, sur la cuvette congolaise et l'Afrique Centrale. Elle est également plus prononcée durant la saison de printemps (MAM) et plus faible en été pendant la mousson (JAS). En revanche la phase sèche de la MJO induit des anomalies beaucoup plus prononcées et persistantes, et spatialement cohérentes sur l'ouest du continent. **La variabilité à 40 jours de la mousson africaine semble donc décrire essentiellement une péjoration pluviométrique quasi-récurrente, associée à une convection atmosphérique moins active et à une pénétration contrariée du flux de mousson dans l'intérieur des terres.** Les faibles anomalies pluvieuses enregistrées ne semblent au contraire pas faire intervenir directement des processus de type convectif.

Les caractéristiques propagatives du signal à 40 jours, en été boréal, ne montrent par ailleurs aucune migration vers l'est ou vers le nord, comme c'est traditionnellement le cas avec la MJO (resp. pour les saisons d'hiver et d'été boréal, cf. chapitre 2). Une composante stationnaire très marquée, d'échelle régionale, est au contraire trouvée sur l'Afrique durant cette période de l'année. Régionalement, une propagation secondaire vers l'ouest est même décelée sur la bande sahélienne, du Soudan à la Mauritanie.

Ces caractéristiques propagatives ne sont pas incompatibles avec l'activité MJO : elles peuvent matérialiser la réponse régionalisée de la convection africaine à ces perturbations intrasaisonniers de large échelle. En particulier, pendant la même saison d'été boréal, des propagations vers l'ouest sont aussi détectables sur le Pacifique Ouest, à des latitudes proches de celles du Sahel (cf. section 3.2.3). La même analyse a en outre décrit plusieurs composantes stationnaires régionales sur le bassin indo-pacifique, où la MJO est la mieux définie.

Le fait que la variabilité à 40 jours sur l'Afrique montre un calage de phase quasi-constant avec la MJO planétaire, tend enfin à démontrer que les perturbations africaines ne sont pas indépendantes de cette dernière.

Synthèse de chapitre

A l'échelle du bassin indo-pacifique, il a été établi que l'activité MJO principale se trouve localisée dans les basses latitudes de l'hémisphère en été (par exemple, Goulet & Duvel 2000 ; Zhang & Dong 2004, et Fig. 2.26). Sur l'Afrique, les fluctuations convectives et pluviométriques associées souffraient d'une relative méconnaissance ; cette étude a permis de dégager certaines de leurs caractéristiques.

Conformément à la Figure 2.26, cette saisonnalité de l'activité intrasaisonnière peut également être trouvée (en grande partie) sur le continent africain ; l'amplitude des perturbations reste toutefois très inférieure à celles observées de longue date sur le bassin Indien plus à l'est. Elles suffisent toutefois à engendrer une variabilité significative des cumuls pluviométriques journaliers sur plusieurs régions de l'Afrique subsaharienne, durant leurs saisons des pluies respectives.

- **En Afrique de l'Est Equatoriale, une phase sèche de durée et d'amplitude assez modestes alterne avec et une phase humide plus longue, et associée à des anomalies plus marquées, au cours du cycle intrasaisonnier.** Le signal est statistiquement significatif lors des deux saisons des pluies de la région, i.e. MAM et OND. Fondamentalement, **la MJO semble donc responsable d'une intensification récurrente des pluies sur la région, tous les 30 à 60 jours.** Une opposition est cependant trouvée entre les plaines littorales et les basses pentes sur l'est du Kenya, et les Hautes Terres et la vallée du Rift sur l'ouest. **Si les processus convectifs liés au transit de la MJO semblent primer sur les reliefs** ("réponse directe à la MJO", telle que générée par la convergence des flux en basses couches et la divergence d'altitude, Fig. 2.1), **plusieurs analyses tendent à montrer que la côte montre un pic de pluie en opposition de phase par rapport aux Hautes Terres** ("réponse indirecte / régionale à la MJO"). C'est alors un renforcement du flux d'alizés en provenance de l'océan Indien qui semble à l'origine de ce pic de pluies, en lien probable avec des mécanismes de type stratiforme ou convectifs peu profonds. La réponse à la MJO, à l'échelle de cette région, est donc relativement complexe, et spatialement différenciée. Une persistance exceptionnelle de la convection atmosphérique est en outre remarquée sur les Hautes Terres de l'ouest.

- **En Afrique Australe une phase sèche et une phase humide sont également trouvées au cours du cycle intrasaisonnier, pendant la saison des pluies d'été austral (octobre à avril), mais leur durée et leur intensité sont alors assez similaires.** Il y a alors un équilibre entre anomalies sèches et humides, et leur succession temporelle génère des fréquences significatives dans la variabilité pluviométrique régionale dans la gamme de temps 30-60 jours. Géographiquement, la région apparaît localisée à la périphérie de l'aire d'influence de la MJO, et l'extrémité sud-ouest de l'Afrique (province du Cap, alors en saison sèche), ne semble pas soumise à son influence. **Les anomalies pluvieuses correspondent alors au renforcement de la circulation anticyclonique sur les Mascareignes, qui favorise des flux d'est sur l'océan Indien équatorial et de nord sur l'Afrique tropicale australe.** Ces flux sont alors susceptibles d'alimenter la masse d'air en humidité depuis les basses latitudes, et correspondent à une intensification de la convection humide sur la région d'étude.

- **Le signal apparaît plus faible sur l'Afrique de l'Ouest, pendant l'été boréal et la saison de mousson. Il est alors essentiellement constitué d'une phase sèche, longue et spatialement cohérente**, la phase humide étant au contraire éphémère avec des anomalies de moindre amplitude. La MJO semble alors associée, régionalement, à une baisse récurrente des précipitations d'été. Des pluviomètres localisés dans la bande sahélienne confirment majoritairement la significativité du signal, bien que le champ d'OLR montre des anomalies plus marquées dans les régions voisines du golfe de Guinée. Ces perturbations intrasaisonnières montrent en outre un caractère stationnaire assez marqué sur l'ensemble de l'Afrique, de l'Atlantique au Hautes Terres plus à l'est, et même au proche océan Indien. A la différence de l'Afrique de l'Est en MAM (propagation majoritaire vers l'est) et de l'Afrique Australe en été austral (vers l'est aux latitudes tropicales, puis vers le nord dans la région des Grands Lacs), les perturbations convectives intrasaisonnières sur l'Afrique de l'Ouest en été boréal ne présentent donc pas de propagation marquée. **Les anomalies sèches (et secondairement humides) sont respectivement associées à des anomalies d'est (d'ouest) dans les flux d'humidité sur l'Atlantique équatorial et le golfe de Guinée, qui perturbent (favorisent) la pénétration du flux de mousson dans l'intérieur des terres.** Aucune intensification de large échelle de la convection atmosphérique n'a en revanche été décelée lors de l'éventuel "passage" de la MJO à la verticale de la région.

Au-delà du seul pas de temps intrasaisonnier, la MJO pourrait exercer sur la région une influence à d'autres échelles temporelles, via des mécanismes d'interactions d'échelle (Meehl *et al.* 2001). Les déséquilibres notés ci-dessus entre les anomalies humides et sèches sur l'Afrique de l'Est et de l'Ouest pourraient en particulier engendrer, lors des saisons à forte activité MJO, des cumuls saisonniers resp. supérieurs ou inférieurs à la normale. A l'inverse, en favorisant temporairement la convection profonde et l'instabilité atmosphérique, l'oscillation intrasaisonnière pourrait moduler la fréquence d'apparition des événements pluviométriques "extrêmes". Ces mécanismes multiscalaires seront examinés spécifiquement dans le chapitre 5.

Chapitre 5. La MJO et les interactions d'échelle

Du cycle diurne à la variabilité interannuelle : l'exemple des Long Rains

Introduction de chapitre

Meehl *et al.* (2001) ont développé un schéma conceptuel expliquant comment les différents phénomènes observés de manière récurrente dans le système climatique sont susceptibles d'interagir entre eux, compte tenu de leur durée et de leur étendue spatiale différenciées (cf. Fig. 1). Au final, leur modèle montre comment des pas de temps a priori très dissemblables peuvent finir par s'imbriquer dans des mécanismes communs.

Certaines sections de ce mémoire ont déjà abordé, de manière indirecte, cette thématique. Il a par exemple été établi (section 3.1.1) que l'état d'ENSO influe significativement sur la période temporelle de la MJO. Des anomalies de TSM tropicales dépendent également les caractéristiques propagatives des oscillations intrasaisonnières (section 3.2). En retour certaines théories décrivent la MJO comme l'impulsion responsable des coups de vent d'ouest qui peuvent déclencher un évènement El Niño (Kessler *et al.* 1995 ; Kessler & Kleeman 2000 ; Hendon *et al.* 2007 par exemple). A ces interactions ENSO-MJO peut en outre s'ajouter l'échelle interdécennale de la PDO ("Pacific Decadal Oscillation") : l'ENSO ne semble en effet influencer sur l'amplitude de la MJO que dans la phase froide de la PDO (section 3.1.2).

Ce chapitre se propose de réinvestir ce thème, en se basant cette fois sur les précipitations africaines. Il a été montré dans le chapitre précédent que le champ pluviométrique africain répond significativement à la MJO, surtout de l'Afrique Australe à l'Afrique de l'Est. **L'influence de la MJO y est-elle alors perceptible à des pas de temps plus courts et plus longs que la seule gamme de périodes intrasaisonnières ?**

Il a en particulier été établi que les anomalies de pluviométrie pouvaient présenter un déséquilibre entre la phase "sèche" et la phase "humide" de la MJO. Ce constat a en particulier été effectué pour l'Afrique de l'Est, avec une phase de convection renforcée présentant des anomalies plus marquées et plus persistantes dans le temps. D'une année sur l'autre, les fluctuations de l'amplitude du signal intrasaisonnier peuvent-elles de ce fait influencer sur les cumuls saisonniers de précipitations ? En d'autres termes, la MJO et les fluctuations de son amplitude au cours du temps sont-elles responsables d'une partie de la variabilité interannuelle des précipitations dans les régions d'étude ?

A une échelle temporelle plus fine, les évènements pluviométriques exceptionnels, caractérisés par un cumul journalier très élevé, se projettent-ils dans des phases particulières de la MJO, ou bien la MJO ne module-t-elle que la fréquence des jours secs et des occurrences pluvieuses ? A des pas de temps sub-journaliers, le cycle diurne de la convection tropicale, à la verticale d'une région donnée, peut-il être lui aussi significativement affecté par la phase de la MJO définie à l'échelle globale ?

Après une première étude de la variabilité interannuelle des précipitations à l'échelle de l'Afrique subsaharienne, le cas de l'Afrique de l'Est sera ensuite détaillé à l'aide de nouvelles analyses et de jeux de données complémentaires.

5.1 Variabilité pluviométrique interannuelle : un rôle de la MJO ?

Cette section aborde rapidement l'**articulation entre activité intrasaisonnière et variabilité interannuelle**. En d'autres termes, la variabilité de l'activité MJO, d'une année sur l'autre, est-elle susceptible d'expliquer une partie des fluctuations interannuelles dans les cumuls pluviométriques enregistrés sur l'Afrique ? Les sources de données pluviométriques étant assez disparates, et les périodes de disponibilité également assez dissemblables, l'OLR sera utilisé comme proxy de l'intensité de la convection tropicale, malgré ses imperfections évidentes (cf. sections 4.2 et 4.4 en particulier).

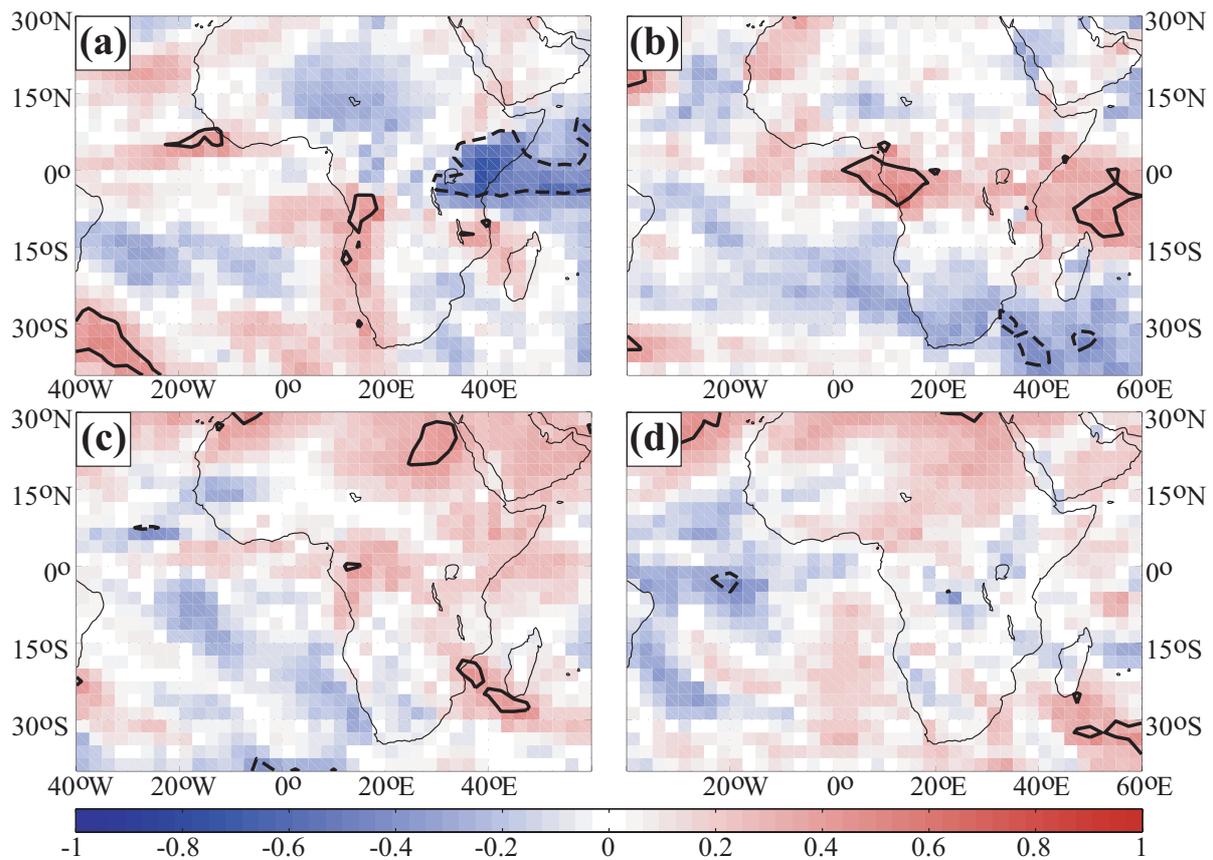


Fig. 5.1 : Corrélations interannuelles entre l'amplitude MJO moyenne saisonnière et l'OLR moyen saisonnier pour la période 1979-2005 et les saisons : (a) MAM, (b) JJAS, (c) OND, (d) NDJF. Les valeurs positives (resp. négatives) significatives (test de Bravais-Pearson, 95%) sont entourées par un contour continu (resp. pointillé).

La Figure 5.1 présente les corrélations interannuelles entre l'amplitude MJO saisonnière moyenne et l'OLR saisonnier moyen sur le domaine africain, pour les saisons pluvieuses d'Afrique de l'Est (resp. MAM et OND, Figs. 5.1a et c), d'Afrique de l'Ouest et centrale (JJAS, Fig. 5.1b), et d'Afrique Australe (NDJF, Fig. 5.1d).

En Afrique de l'Est la MJO est avant tout à l'origine d'une phase humide au pas de temps intrasaisonnier, en particulier sur les Hautes Terres (Fig. 4.8). Au pas de temps interannuel, les saisons de forte MJO durant le trimestre MAM (Fig. 5.1a) tendent à être associées à un OLR

saisonnier inférieur (convection atmosphérique anormalement forte), du nord de la Tanzanie à l'Ethiopie et au sud de la Somalie. **L'amplitude du signal intrasaisonnier semble donc expliquer une partie de la variabilité interannuelle des Long Rains**, jusqu'alors très largement incomprise (Nicholson 1996 ; Camberlin & Philippon 2002). Les années caractérisées par une forte amplitude MJO pourraient apporter, sur l'Afrique de l'Est, des cumuls pluviométriques journaliers anormalement élevés lors des phases pluvieuses ; en raison du déséquilibre entre les anomalies sèches et humides, l'on formule l'hypothèse que les phases sèches ne contrebalancent pas ces épisodes très humides. Il en ressort un cumul saisonnier supérieur à la moyenne. A ce stade de l'étude il ne s'agit cependant que d'une hypothèse explicative : la section 5.2.4 va plus particulièrement s'intéresser à ce signal interannuel.

Lors des Short Rains d'Afrique de l'Est en revanche (trimestre OND, Fig. 5.1c) le seuil de significativité n'est pas atteint. Il est néanmoins connu qu'une partie importante de la variabilité interannuelle des Short Rains est liée à l'ENSO (Beltrando & Cadet 1990 ; Beltrando & Camberlin 1993 ; Beltrando & Duchiron 1996 ; Indeje *et al.* 2000), le Mode Dipolaire de l'océan Indien (Saji *et al.* 1999 ; Behera *et al.* 2005), ainsi qu'à la modulation interannuelle de l'intensité de la cellule de Walker indienne (Hastenrath 2000 ; Black *et al.* 2003). Ces modes de variabilité masquent alors probablement l'influence de la MJO sur les cumuls pluviométriques saisonniers, en fournissant des conditions plus ou moins favorables à la convection atmosphérique et à l'instabilité aérologique sur la région.

Durant l'été boréal (JJAS, Fig. 5.1b) les corrélations significatives sont assez localisées et pour l'essentiel concentrées dans les latitudes équatoriales. Le signe positif des corrélations indique que **les étés à forte activité MJO tendent à être caractérisés par une convection atmosphérique anormalement faible**, sur l'ouest du bassin Indien et à l'ouest de la cuvette du Congo. Or cette dernière région réagit significativement à la MJO et montre, au cours du cycle intrasaisonnier, un déséquilibre assez net en faveur de la phase sèche (section 4.4). On formule donc l'hypothèse que le mécanisme symétrique des Long Rains d'Afrique de l'Est est observé sur l'Afrique Centrale en été boréal. Les forts événements MJO sont susceptibles d'induire localement une péjoration pluviométrique qui n'est pas compensée par la phase humide, ce qui peut mener, toute chose égale par ailleurs, à un cumul saisonnier inférieur à la normale. Cette modulation est toutefois à relativiser, car la région est alors relativement peu arrosée (petite saison sèche d'été boréal).

Durant le cœur de la saison pluvieuse d'Afrique Australe (NDJF, Fig. 5.1d) les signaux n'atteignent enfin pas le seuil de significativité. Cette région montre des anomalies sèches et pluvieuses d'amplitude et de durée comparable au cours du cycle intrasaisonnier (section 4.3). D'un simple point de vue théorique, l'amplitude du signal MJO ne devrait donc pas influencer sur le cumul saisonnier total, ni par conséquent sur la variabilité interannuelle, mais ne devrait que renforcer les périodicités centrées sur la gamme 30-60 jours dans les relevés pluviométriques et la dynamique atmosphérique de large échelle.

En bref : si la MJO affecte significativement la variabilité climatique au pas de temps intrasaisonnier sur les 3 régions d'étude de l'Afrique subsaharienne, elle ne semble réellement impliquée dans la variabilité interannuelle des cumuls pluviométriques que sur l'Afrique de l'Est et le sud de la corne de l'Afrique pendant le printemps boréal, et plus localement sur le golfe de

Guinée et le bassin congolais pendant la saison d'été. Les signaux présentant une cohésion spatiale et une intensité plus grande sur l'Afrique de l'Est, **la saison pluvieuse des Long Rains va faire l'objet d'une étude de cas plus approfondie dans la prochaine section.**

Les pluies de mars à mai sont en effet responsables d'une part importante (jusqu'à 45%) des cumuls pluviométriques annuels sur le Kenya et la Tanzanie. Ses structures de variabilité (au pas de temps interannuel essentiellement) restent en outre relativement mal comprises (Nicholson 1996, et cf. section 1.2.2 pour une revue plus détaillée). De ce fait, l'implication apparente de la MJO dans une partie de la variabilité interannuelle (Fig. 5.1) présente une importante potentiellement fondamentale pour expliquer ces fluctuations pluviométriques d'une année sur l'autre.

5.2 Variabilité journalière et interannuelle des Long Rains

La grande saison des pluies de mars à mai présente des fluctuations d'une année sur l'autre sensiblement inférieures à celles des Short Rains, d'octobre à décembre. Cette variabilité modérée est cependant susceptible d'affecter les rendements agricoles, à l'origine encore à l'heure actuelle d'une part prépondérante du produit intérieur brut des pays concernés.

A la différence des Short Rains (Beltrando & Cadet 1990 ; Beltrando & Duchiron 1996 ; Black *et al.* 2003), les mécanismes à l'origine de ces fluctuations restent mal compris (section 1.2.2). Les études antérieures n'ont pas permis de mettre en évidence de fortes téléconnexions avec l'ENSO (Ogallo 1988 ; Ogallo *et al.* 1988 ; Hastenrath *et al.* 1993 ; Philipps & McIntyre 2000) ou avec le champ de TSM (Beltrando 1990a ; Beltrando 1990b). Le cumul pluviométrique des Long Rains semble en partie dépendant de l'activité intrasaisonnière (Okoola 1998), ainsi que de la plus ou moins grande précocité du démarrage ("onset") de la saison pluvieuse (Camberlin & Okoola 2003).

L'implication de la MJO est ici examinée, à travers ses effets sur les occurrences des événements pluvieux extrêmement abondants, les dates de démarrage et de fin de la saison des pluies, et les cumuls saisonniers totaux. La variabilité interannuelle de son influence sur la répartition des pluies au cours de la saison est aussi examinée. Il s'agit de déterminer si le forçage identifié dans le chapitre précédent, significatif en moyenne, prévaut pour chaque année ou présente au contraire des caractéristiques intermittentes.

Fondamentalement, **il s'agit donc de relier le pas de temps intrasaisonnier à des épisodes de plus haute fréquence** (journaliers : onset, événements extrêmes) **et également de plus basse fréquence** (les cumuls trimestriels de pluie et leurs fluctuations interannuelles).

Note : le reste de ce chapitre étant spécifique à l'Afrique de l'Est, l'on donnera les définitions suivantes afin de simplifier le texte, compte tenu des effets du cycle intrasaisonnier sur la région (cf. section 4.2) :

- la phase "humide" de la MJO est celle qui apporte des cumuls pluviométriques excédentaires sur les Hautes Terres, soit le demi-cycle π à 2π .
- au contraire la phase "sèche" correspond au demi-cycle 0 à π .

5.2.1 Evènements pluvieux extrêmes

Jones *et al.* (2004b) ont d'une part montré que la MJO est susceptible de moduler la fréquence des évènements extrêmes au cours de son cycle. Leur étude est effectuée à l'échelle globale et ne peut pas être directement transposée à l'échelle de l'AEE. Des études régionales (Okoola 1998 ; 1999b) ont d'autre part documenté les épisodes abondamment pluvieux affectant l'AEE dans son ensemble, mais l'implication de la MJO dans leurs occurrences n'a jamais encore été démontrée. Cette partie a pour ambition de relier ces 2 approches.

Comme la région n'est pas homogène spatialement au pas de temps intrasaisonnier (section 4.2), les mêmes indices pluviométriques (Fig. 4.3), correspondant respectivement aux Hautes Terres (W) et à la côte (E), sont conservés pour cette partie. Les indices pluviométriques journaliers sont d'abord désaisonnalisés, et les anomalies les plus humides sont retenues comme les valeurs dépassant le 95^{ème} percentile. A titre indicatif, et puisque ces valeurs sont définies après retrait du cycle annuel, les évènements extrêmes correspondent à des cumuls journaliers supérieurs à ≈ 20 mm sur la région W début mars, ≈ 29 mm pour mi-avril, et ≈ 25 mm fin mai.

Les configurations atmosphériques synchrones à ces évènements sont ensuite examinées, à partir de données également désaisonnalisées. La Figure 5.2a représente une section verticale le long de l'équateur correspondant aux évènements extrêmes sur la région W. La Figure 5.2b représente la phase MJO (Fig. 2.9) à laquelle ces évènements se produisent.

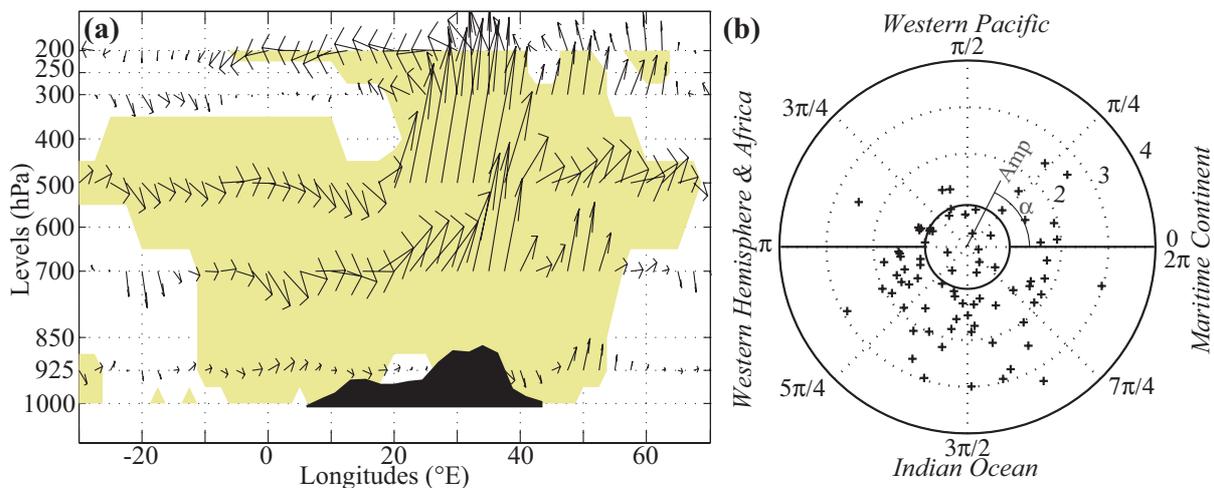


Fig. 5.2 : (a) Coupe verticale de l'atmosphère le long de l'équateur (2.5°N - 2.5°S) durant les évènements pluviométriques extrêmes sur les Hautes Terres. Les anomalies significatives apparaissent en couleur (test t^2 de Hotelling, 95%). La topographie de l'Afrique équatoriale telle qu'elle apparaît dans les grilles NCEP est montrée. (b) Distribution des évènements pluviométriques extrêmes (+) dans le cycle MJO (défini selon les indices *RMM1*, *RMM2*). La localisation estimée de la convection active est indiquée. Le cercle intérieur délimite les jours de faible activité MJO (Amp < 0.9).

Les évènements pluviométriques anormalement abondants sur les Hautes Terres résultent clairement de la convection profonde (Fig. 5.2a), une colonne ascendante étant observée à la verticale de la région entre les géopotentiels 700 et 200hPa. Dans les basses couches, des anomalies zonales d'ouest peuvent être interprétées comme un apport d'humidité depuis le bassin du Congo (Thompson 1957 ; Johnson & Mörth 1960 ; Nakamura 1968). Il est

intéressant de constater que cette configuration est très proche de celle engendrée sur l'Afrique à la phase MJO $5\pi/4-7\pi/4$ (Fig. 4.9), particulièrement associée à des anomalies excédentaires de pluie sur l'ouest (Fig. 4.8). Lors de cette phase du cycle, les gradients zonaux de large échelle observés dans la pression atmosphérique de surface expliquent le développement de telles anomalies d'ouest entre les bassins Atlantique et Indien.

La Figure 5.2b montre en effet que **les jours extraits ont tendance à se projeter préférentiellement dans certaines phases du cycle MJO**. Les événements se produisant sous des conditions de faible amplitude MJO (représentant 21% de l'échantillon total, au centre du diagramme) doivent être interprétés comme indépendants de l'activité MJO elle-même, son signal étant alors à peine décelable dans le bruit de l'atmosphère. Les jours restants sont concentrés majoritairement (62% de l'échantillon total) dans la seconde moitié du cycle intrasaisonnier (autour de la phase $3\pi/2$). La configuration atmosphérique précédemment décrite est donc (au moins partiellement) imputable à la MJO, ses occurrences n'étant pas distribuées de façon homogène dans les différentes phases du cycle. Au moment où la majorité des événements extrêmes se produit, les clusters convectifs les plus actifs associés à la MJO sont localisés sur le centre de l'océan Indien, ce qui est cohérent avec le retard convectif sur les Hautes Terres montré par les Figures 4.11 et 4.12, et les anomalies d'ouest enregistrées dans les bas niveaux de la troposphère.

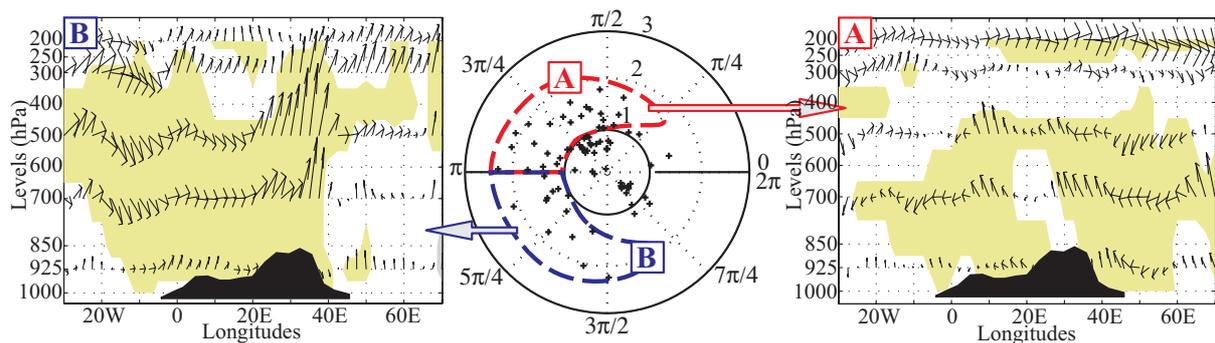


Fig. 5.3 : Comme pour la Figure 5.2 mais pour les événements extrêmes sur la côte.

La Figure 5.3 présente la même analyse appliquée au cas de la côte (région E de la Figure 4.3). 28% des événements extrêmes surviennent ici lors de phases de faible activité MJO. Les points restants (72%) sont dispersés dans la moitié du cycle comprise entre $\pi/2$ et $3\pi/2$, alors que l'analyse des relevés pluviométriques (Fig. 4.8) montrait un pic de pluie centré sur les phases $\pi/2$ à π . Le fait qu'un certain nombre d'événements pluvieux se trouvent dans l'intervalle $\pi-3\pi/2$, en moyenne associé à des anomalies quasi-nulles sur la côte, doit être examiné. Les points sont de ce fait divisés en 2 groupes distincts, marqués respectivement A et B sur la Figure 5.3.

- La plupart des points (groupe A, représentant 48% de l'échantillon total) sont regroupés entre $\pi/2$ et π , soit pendant le pic de pluie enregistré en moyenne sur la côte au cours du cycle MJO (Fig. 4.8). Des anomalies d'est dans les couches basses à moyennes sont alors trouvées le long de l'équateur ; le flux semble ensuite forcé à l'ascendance par les reliefs est-africains. En parallèle, des anomalies d'ouest se produisent dans les hautes couches. **Ces événements pluvieux sur l'est, qui semblent résulter d'une advection d'humidité depuis l'océan**

Indien, correspondent à des anomalies sèches sur l'ouest, illustrant l'opposition de phase fréquente entre ces 2 régions au pas de temps intrasaisonnier.

- Les autres épisodes pluvieux (20% de l'échantillon d'origine) sont regroupés entre les phases π et $3\pi/2$. La configuration atmosphérique moyenne enregistrée lors de leurs occurrences rappelle fortement celle trouvée pour les épisodes extrêmes de la région W (Fig. 5.2). Une hypothèse explicative serait que, lors de ces événements, **les phénomènes convectifs qui habituellement sont localisés au-dessus des Hautes Terres débordent en direction de l'est**, et génèrent des conditions pluvieuses sur les pentes orientales des reliefs et dans les plaines côtières. **L'AEE connaît alors des anomalies pluviométriques en phase sur l'ensemble de la région.**

Deux déductions majeures peuvent être formulées. (i) **L'influence de la MJO sur les épisodes pluvieux d'AEE est confirmée, et étendue au pas de temps journalier** lors des événements pluvieux les plus extrêmes. (ii) **L'hétérogénéité de la région est également confirmée, du point de vue de la répartition spatio-temporelle des précipitations, en relation possible avec la position de la zone de confluence inter-océanique.** La pluie sur les Hautes Terres semble résulter principalement d'apport d'humidité depuis l'ouest (masse d'air congolaise), alimentant à la base la convection profonde en humidité. Les épisodes abondamment pluvieux sur la côte peuvent résulter indifféremment d'apport d'humidité originaire de l'est (océan Indien), via des processus pluvio-gènes stratiformes ou convectifs non profonds, ou de l'ouest, via un débordement apparent des cellules convectives des Hautes Terres vers l'est. La contribution de ces épisodes extrêmes à la variabilité interannuelle des Long Rains sera examinée plus bas.

5.2.2 Dates de démarrage et de fin de la saison pluvieuse

Les résultats de Camberlin & Okoola (2003, "CO03" par la suite), témoignent du rôle fondamental des fluctuations de la date d'onset dans les fluctuations pluviométriques de MAM. Cette section vise à détailler et compléter ces analyses. En particulier, étant donné l'influence potentielle de la MJO au pas de temps journalier (section 5.2.1), le début et la fin de la saison pluvieuse se projettent-elles dans des phases particulières du cycle intrasaisonnier ?

Les dates de démarrage et de fin des Long Rains sont ici calculées selon la méthode développée par Camberlin & Diop (2002), indépendamment pour les régions E et W (Fig. 4.3), ainsi que pour l'Afrique de l'Est (i.e., la moyenne des 27 pluviomètres de la Figure 4.3). Afin de maximiser la taille de l'échantillon, la période d'analyse concerne 1975-77, 79-95, soit la période commune maximale entre les relevés pluviométriques et les indices MJO du BMRC (Wheeler & Hendon 2004).

La Table 5.1 décrit la date moyenne d'onset et sa variabilité interannuelle pour chacun des 3 indices pluviométriques régionaux utilisés pour l'étude. Ces résultats sont très proches de ceux de CO03 : pour l'Afrique de l'Est dans son ensemble, la date moyenne est ainsi trouvée identiquement pour le 25 mars, avec un écart-type de 16.5 jours (14.5 dans CO03). Les dates extrêmes sont respectivement le 16 février (1978) et le 15 avril (1994). Régionalement, l'onset

tend à être plus tardif (précoce), et à présenter une variabilité interannuelle moindre (supérieure) sur la région E (W).

	AfrE	Côte	Hautes Terres
Moyenne	25 mars	31 mars	22 mars
Ecart-type	16.5	13.1	16.8
Min	16 février [78]	18 février [90]	15 février [80]
Max	15 avril [94]	15 avril [79, 83, 94]	13 avril [72, 93]

Table 5.1 : Caractéristiques moyennes et variabilité de la date d'onset des Long Rains pour la période 1971-1995 et pour les régions d'Afrique de l'Est, de la Côte (E) et des Hautes Terres (W) telles que définies sur la Figure 4.3.

La Table 5.2 renseigne la covariabilité des dates d'onset, d'une année sur l'autre, et pour les 3 indices pluviométriques utilisés. Toutes les corrélations sont significatives selon un test de Bravais-Pearson au seuil de 95%, indiquant que la variabilité interannuelle de l'onset sur l'Afrique de l'Est présente une importante cohérence spatiale. La date calculée sur la région dans son ensemble tend à être légèrement plus représentative de l'onset de la région E, ce qui est probablement imputable à la distribution spatiale des pluviomètres utilisés (Fig. 4.3). Il est cependant remarquable que les indices E et W ne présentent, sur la période analysée, que 50% environ de variance commune : des différences sensibles subsistent donc entre la Côte et les Hautes Terres.

	AfrE	E	W
AfrE	1.00	0.86	0.81
E		1.00	0.71
W			1.00

Table 5.2 : Matrice de corrélation entre les dates d'onset calculées pour les régions d'Afrique de l'Est, de la Côte (E) et des Hautes Terres (W) sur la période 1971-1995.

L'implication de la MJO est documentée par la Figure 5.4. **Le démarrage de la saison pluvieuse ne survient pas aléatoirement dans le cycle intrasaisonnier** : à l'échelle de l'Afrique de l'Est par exemple, $\frac{2}{3}$ des dates d'onset sont enregistrées dans le demi-cycle $\pi-2\pi$, et $\frac{1}{3}$ seulement dans le demi-cycle $0-\pi$. A l'échelle des 2 sous-régions le même constat prévaut pour la Côte ; les relations sont en revanche encore plus nettes pour les Hautes Terres, 80% (20%) des dates d'onset se concentrant dans le demi-cycle $\pi-2\pi$ ($0-\pi$). Ces dernières sont donc en bonne partie calées sur le cycle intrasaisonnier. Sur la région dans son ensemble, comme pour chaque indice régional pris individuellement, **les pluies débutent lorsque la phase de convection renforcée se trouve localisée sur le fuseau est-africain**, ou du moins à proximité de celui-ci (Fig. 2.10 par exemple). La divergence de haute couche (Fig. 4.9) favorise alors l'instabilité atmosphérique et le déclenchement de la convection profonde, qui est responsable au pas de temps intrasaisonnier de phases pluvieuses sur la région W (section 4.2). Bien que la côte présente en moyenne des anomalies pluviométriques en opposition de phase par rapport à cette dernière (tout particulièrement pendant les Long Rains), le démarrage des pluies y survient malgré tout à la même phase. Ce constat rejoint une nouvelle fois celui de Camberlin & Okoola (2003), qui décrivent un **déclenchement des pluies en phase sur toute la région** (Table 5.2). Il est

suggéré ici que ce dernier est fortement forcé par le passage de la MJO sur le fuseau est-africain, et constitue de ce fait une réponse "directe" à cette dernière.

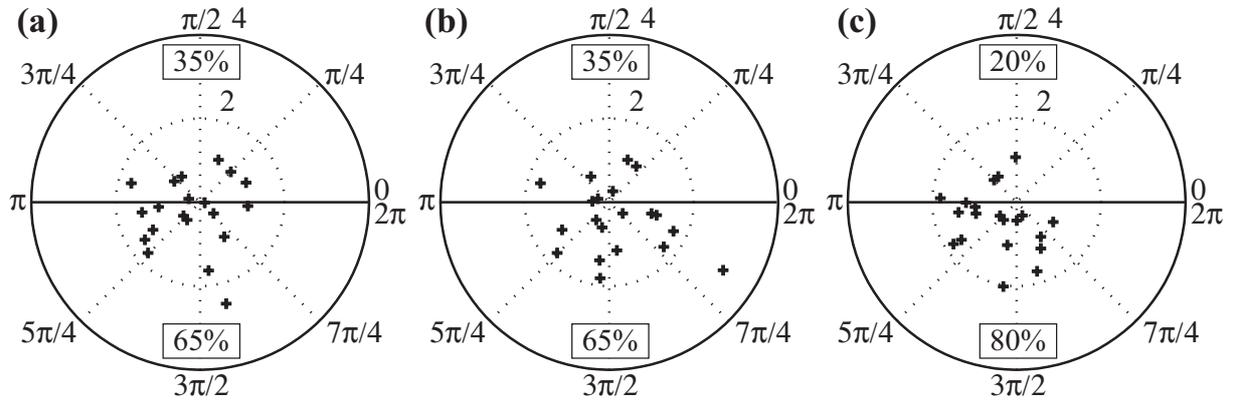


Fig. 5.4 : (a) Projection des dates d'onset dans le cycle MJO pour la région d'Afrique de l'Est, période 1975-77, 79-95. (b) Comme (a) mais pour la région E. (c) Comme (a) mais pour la région W.

Si à des pas de temps fins la MJO peut moduler le jour exact du début des pluies, en fonction de sa phase, d'autres mécanismes peuvent également être impliqués pour expliquer la variabilité interannuelle non négligeable de la date d'onset (Table 5.1).

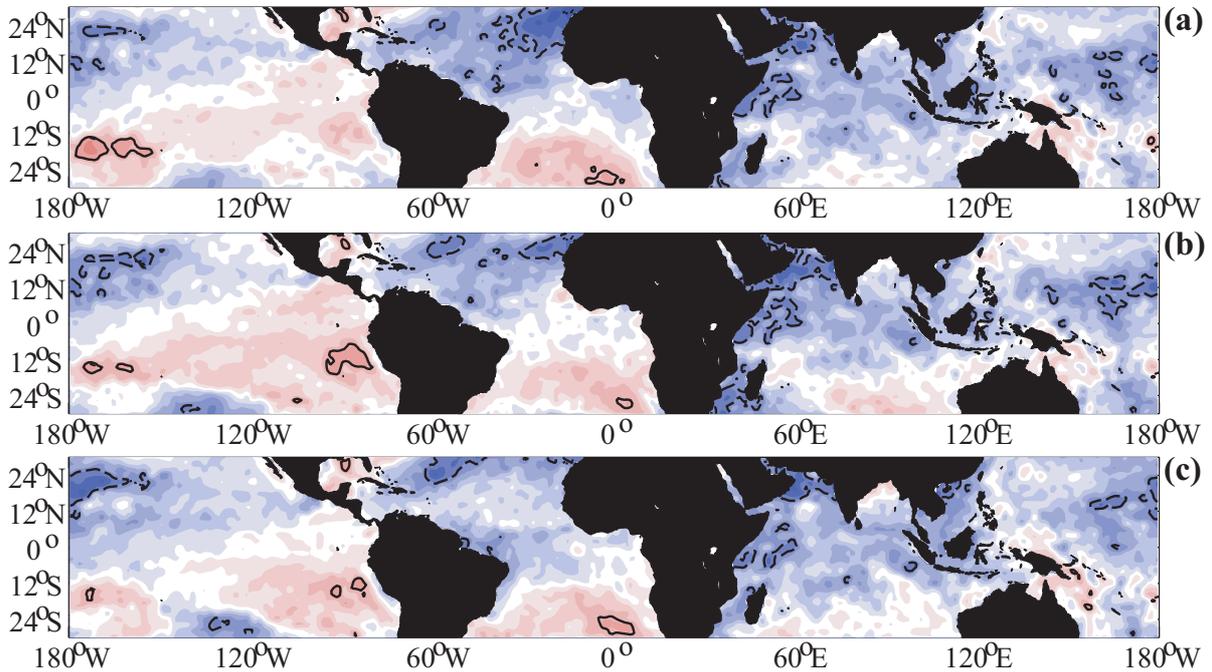


Fig. 5.5 : (a) Téléconnexions entre la date d'onset des Long Rains sur l'Afrique de l'Est et les TSM moyennes de janvier-février, période 1975-77, 79-95. Les contours noirs continus (resp. pointillés) correspondent aux corrélations positives (resp. négatives) au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson. (b) Comme (a) mais pour la région E. (c) Comme (a) mais pour la région W.

Afin de documenter cet aspect, la Figure 5.5 présente les téléconnexions de large échelle entre la date d'onset (pour les 3 indices pluviométriques) et le champ de TSM dans la ceinture tropicale,

calculé pour la période janvier-février. Des résultats très similaires sont obtenus pour des corrélations synchrones avec les TSM de mars (non montré), en raison sans doute de l'inertie relative du champ de TSM. L'intérêt de corrélations décalées réside dans l'identification d'un signal utilisable pour la prévision de la date de démarrage des pluies.

Schématiquement, une opposition inter-hémisphérique est observable dans tout l'océan tropical, et plus particulièrement à la périphérie immédiate de l'Afrique, i.e. sur les bassins Atlantique et Indien. Les latitudes subtropicales de l'hémisphère nord (resp. sud) montrent des corrélations négatives (resp. positives). Elles peuvent traduire un retard dans la migration de la ZCIT vers le nord au printemps, ou un état "hivernal boréal" particulièrement prononcé, avec des conditions anormalement froides (chaudes) au nord (sud) de l'équateur. Une autre hypothèse, à une échelle plus régionale, concerne une modulation interannuelle de la date d'onset par le Mode Dipolaire de l'océan Indien (Saji *et al.* 1999), la plupart des corrélations significatives avec les TSM sur cet océan étant restreintes à sa partie occidentale.

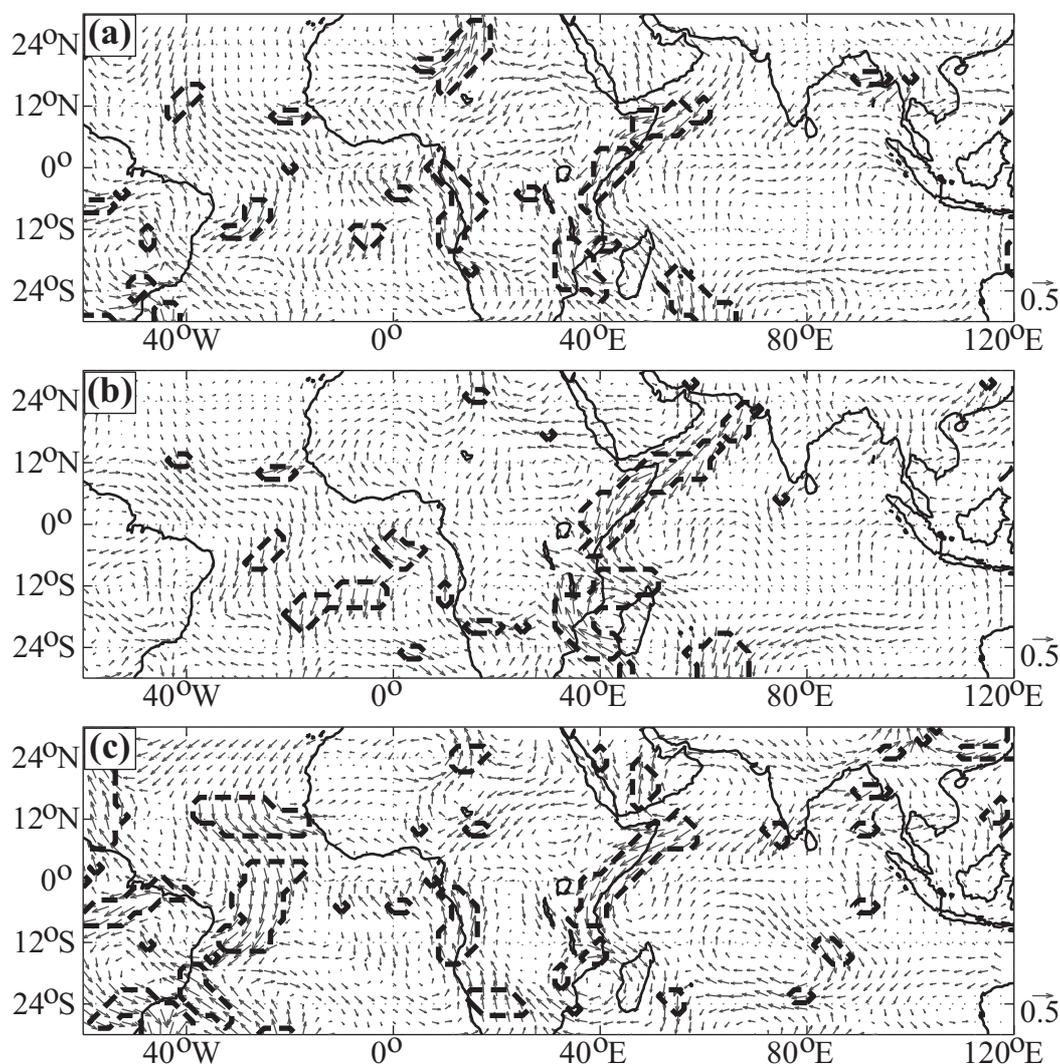


Fig. 5.6 : Corrélations entre les vents moyens de janvier-février à 850hPa sur la période 1971-1995, et la date d'onset des Long Rains (a) pour la région d'Afrique de l'Est, (b) pour la région E, (c) pour la région W. Les lignes pointillées entourent les corrélations significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson.

Pour confirmer ces hypothèses, la Figure 5.6 montre les corrélations entre la date d'onset et le champ de vent moyen à 850 hPa, calculé sur le trimestre JF ; une nouvelle fois, le mois de mars montre des configurations spatiales très proches (non montré). Les corrélations apparaissent particulièrement élevées avec la composante méridienne du vent, et au contraire très faible avec sa composante zonale. Les démarrages les plus tardifs tendent ainsi à correspondre à des anomalies de nord dans les basses couches. Ces dernières peuvent traduire un flux d'alizé boréal (austral) particulièrement fort (faible), témoin d'un retard dans la migration méridienne de la convergence intertropicale. Ce constat prévaut en particulier sur l'océan Indien, ce qui semble exclure une implication significative du Mode Dipolaire ; le printemps boréal n'est cependant pas la période de l'année durant laquelle ce mode de variabilité présente ses anomalies les plus fortes (e.g., Saji & Yamagata 2003 ; Fauchereau 2004). Les séries temporelles de l'onset (dans les 3 indices régionaux est-africains) et du DMI ("Dipole Mode Index, Saji *et al.* 1999) présentent en outre des corrélations non significatives (non montré).

Fondamentalement, **la date de démarrage des Long Rains dépend donc de la précocité ou de la tardiveté de la migration saisonnière du système climatique** et de la ZCIT, et a fortiori de la date de passage de cette dernière aux latitudes équatoriales. Ce résultat n'avait pas été identifié dans CO03. Les corrélations linéaires restent cependant à peine significatives, ce qui suggère que d'autres signaux interfèrent avec les conditions de fond du système climatique. C'est notamment à ce niveau que la MJO pourrait intervenir, en influant les dates précises de l'onset en fonction de sa phase, c'est-à-dire de sa localisation dans la bande tropicale. Il est donc suggéré ici qu'une prévision optimale de la date de démarrage des Long Rains d'Afrique de l'Est devrait intégrer au moins ces deux paramètres.

Les caractéristiques moyennes et la variabilité interannuelle de la date de fin des Long Rains sont résumées sur la Table 5.3. Pour l'Afrique de l'Est, la date moyenne est le 16 mai (21 mai dans CO03) et l'écart-type est de 10.2 jours (10.3 dans CO03), confirmant que sa variabilité d'une année sur l'autre est moindre que celle de l'onset. Pour la région E en revanche l'écart-type est comparable à celui du démarrage des Long Rains ; il est également plus tardif (24 mai). Mai revêt une importance toute particulière pour le littoral kenyan, près d'un quart du cumul pluviométrique annuel y étant enregistré durant ce seul mois. Pour la région W la fin de la saison pluvieuse est statistiquement plus proche des dates calculées sur l'ensemble de l'Afrique de l'Est. La Table 5.4 confirme en effet que la valeur calculée sur la moyenne des 27 pluviomètres est plus représentative de la région W que de la Côte ; les corrélations sont cependant non significatives. Ce constat rejoint celui de CO03, selon lequel **la cohérence spatiale de la région est meilleure pour l'onset et moindre pour la cessation.**

	AfrE	Côte	Hautes Terres
Moyenne	16 mai	24 mai	18 mai
Ecart-type	10.2	17.8	11.4
Min	25 avril [90]	17 avril [88]	24 avril [76]
Max	1 ^{er} juin [79]	23 juin [84]	7 juin [87]

Table 5.3 : Comme pour la Table 5.1 mais pour la date de fin des Long Rains.

	AfrE	E	W
AfrE	1.00	0.18	0.46
E		1.00	-0.21
W			1.00

Table 5.4 : Comme pour la Table 5.2 mais pour la date de fin des Long Rains.

La Figure 5.7 présente la projection des dates de cessation, calculée indépendamment pour les 3 indices régionaux, dans le cycle MJO. En comparaison de l'onset, l'oscillation intrasaisonnière semble exercer une influence beaucoup moins forte sur la fin de la saison pluvieuse : sur l'Afrique de l'Est dans son ensemble le signal semble même inexistant. Sur les Hautes Terres $\frac{1}{3}$ ($\frac{2}{3}$) des dates de fin surviennent entre les phases MJO 0 et π (π et 2π) ; les choses sont moins nettes sur la Côte (40% vs. 60%). Il est cependant surprenant de retrouver un retrait de la saison pluvieuse lors des phases traditionnellement associées à des conditions humides (et de convection atmosphérique renforcée) sur les Hautes Terres (Fig. 3.9). **L'implication de la MJO dans la fin de la saison des Long Rains apparaît donc beaucoup plus incertaine que pour l'onset**, et est ici jugée non significative. L'analyse de phénomènes survenant à des pas de temps plus fins (synoptique) et / ou plus longs (interannuel) pourrait de ce fait contribuer à définir plus précisément les mécanismes associés.

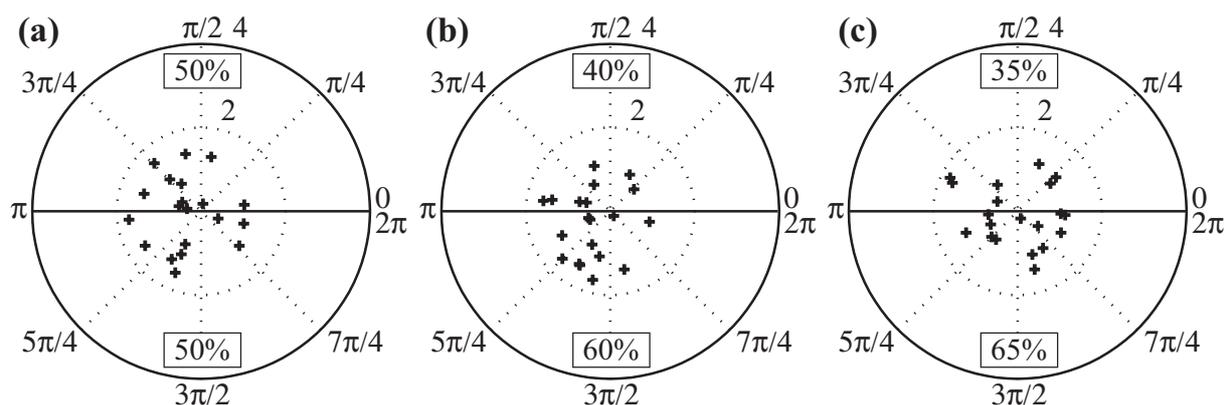


Fig. 5.7 : (a) Projection des dates de cessation dans le cycle MJO pour la région d'Afrique de l'Est, période 1975-77, 79-95. (b) Comme (a) mais pour la région E. (c) Comme (a) mais pour la région W.

A ce titre les champs de téléconnexions avec les TSM sont présentés sur la Figure 5.8. En lien avec la faible cohérence spatiale de la fin des pluies sur la région, ces derniers apparaissent assez dissemblables d'un indice pluviométrique à l'autre. A des conditions surfaciques froides (chaudes) sur l'océan tropical correspond une cessation particulièrement tardive sur la Côte (les Hautes Terres) : dans les deux cas les téléconnexions sont particulièrement significatives au voisinage de l'Afrique, dans les bassins Atlantique et Indien. Pour les Hautes Terres en particulier, le pattern observé sur l'océan Indien rappelle fortement la signature spatiale du Mode Dipolaire -peu présent du reste à cette période de l'année, Saji & Yamagata 2003). Il est à noter enfin que le signe opposé des téléconnexions, entre les régions E et W, est en accord avec les résultats de la Table 3.7, qui présente une corrélation négative (mais non significative) entre les dates de cessation pour ces 2 indices pluviométriques régionaux.

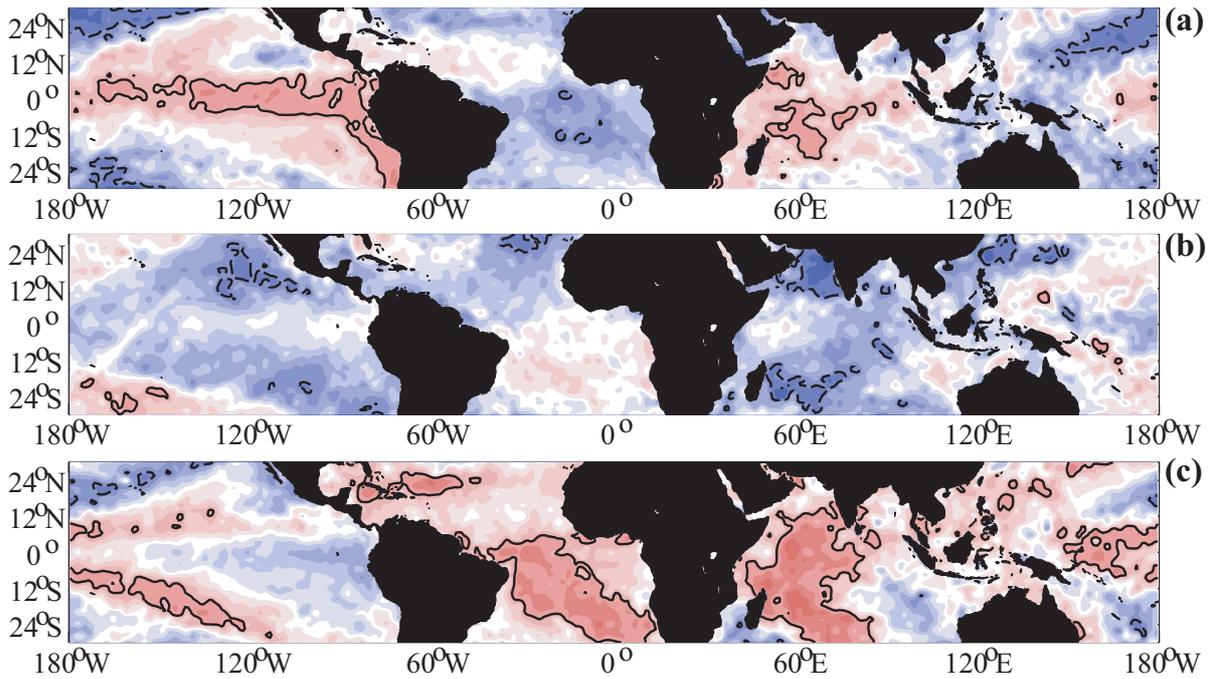


Fig. 5.8 : (a) Téléconnexions entre la date de cessation des Long Rains sur l'Afrique de l'Est et les TSM de mai, période 1975-77, 79-95. Les contours noirs continus (resp. pointillés) correspondent aux corrélations positives (resp. négatives) au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson. (b) Comme (a) mais pour la région E. (c) Comme (a) mais pour la région W.

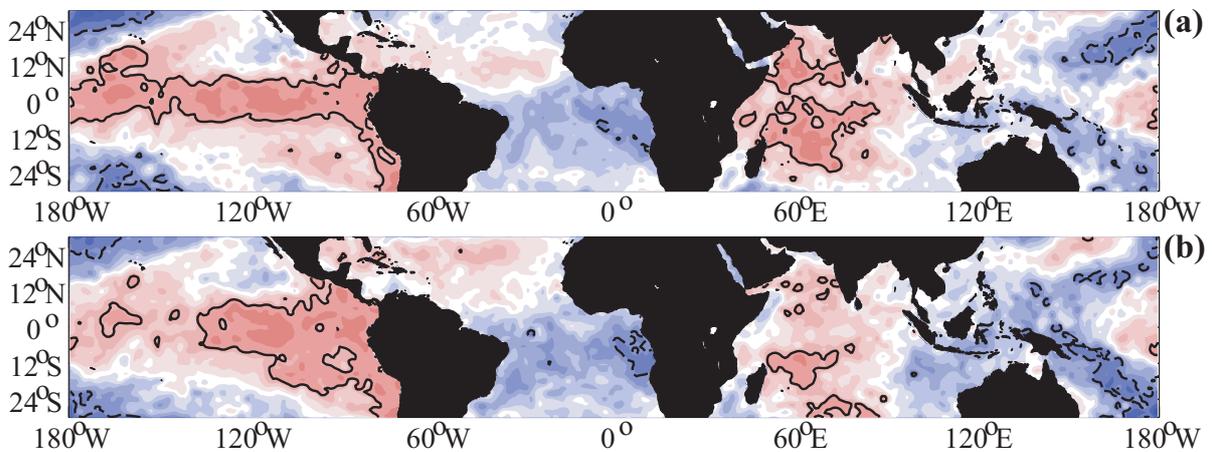


Fig. 5.9 : (a) Comme pour la Figure 5.8a mais avec les TSM de juin. (b) Comme pour la Figure 5.8a mais avec les TSM de juillet.

L'indice général est-africain (Fig. 5.8a) présente un champ de corrélation encore différent des deux précédents, et clairement dominé par l'ENSO. Statistiquement, **un épisode El Niño naissant dans le Pacifique oriental semble donc associé à une cessation particulièrement tardive sur le Kenya** dans son ensemble. Si les corrélations avec les TSM de mars ou avril sont non significatives (non montré), celles calculées avec les TSM de juin et juillet confirment au contraire le résultat ci-dessus (Fig. 5.9). Des conditions chaudes sont également trouvées dans l'ouest de l'océan Indien, en accord avec les anomalies positives de TSM qui y sont engendrées

par les évènements El Niño (Fig. 1.13). C'est donc à l'état de l'ENSO de l'année y , et non à celui de l'année $y-1$, que la date de fin des Long Rains d'Afrique de l'Est est statistiquement associée. En d'autres termes, c'est un nouvel épisode El Niño ou La Niña naissant (et se développant jusqu'à l'automne et l'hiver suivant) qui va pouvoir influencer sur la date de cessation. Si la significativité des téléconnexions est confirmée par les Figures 5.8a et 5.9, la représentativité et l'homogénéité spatiale de l'indice est-africain peuvent en revanche être questionnés (Table 5.4).

Enfin, **la fin des pluies semble plus fortement reliée à la variabilité interannuelle du système climatique qu'à une modulation de la part de la MJO.**

5.2.3 Modulation interannuelle de l'influence de la MJO sur les Long Rains

Dans cette section, la variance commune entre les séries pluviométriques complètes et les indices MJO est examinée, et non les seuls évènements extrêmes ou dates de début/fin. Les indices pluviométriques non filtrés et filtrés (passe-bas 5 jours et 20 jours) sont tour à tour considérés, après retrait du cycle annuel. Les séries sont ensuite corrélées, année par année, avec les indices MJO ($RMM1$, $RMM2$). Un décalage de ± 15 jours (correspondant à la moitié d'un cycle MJO "court") est introduit entre les 2 séries à corrélérer, et la variance commune (Table 5.5) est calculée comme le coefficient de détermination r^2 le plus élevé, entre tous les lags (± 15 jours) et les 2 indices MJO ($RMM1$, $RMM2$). Cette méthode prend en compte la non-stationnarité de la durée de vie des oscillations intrasaisonnières, ainsi que les éventuels retards dans la réponse des pluies est-africaines à la MJO.

Une méthode alternative consisterait à prendre le coefficient r^2 d'une régression linéaire multiple entre les séries de pluie et les 2 indices RMM simultanément, et sans décalage temporel. Ces 2 méthodes permettent de caractériser chaque saison des Long Rains par rapport à **l'influence de la MJO sur les cumuls journaliers de pluie**. Elles donnent des résultats similaires pour la région W, mais pas pour la côte. Une explication possible est que, comme montré dans la section précédente, les pics de pluie peuvent être enregistrés sur la région E à différentes phases du cycle, et font intervenir des mécanismes de nature également différenciée. L'analyse ne porte donc ici que sur les Hautes Terres, qui présentent une réponse plus simple (avec un calage de phase constant) à la MJO.

Un premier constat concerne la significativité des corrélations linéaires : même avec des données journalières non filtrées, 10 années sur 17 présentent des relations significatives avec la MJO (Table 5.5). La variance commune varie cependant très fortement d'une année à l'autre, prenant des valeurs allant de 2.2% à 28.1%. Même si elle est significative en moyenne (section 4.2), **l'influence de la MJO sur la pluviométrie est-africaine n'est pas permanente.**

Le pourcentage de variance commune est logiquement plus élevé avec des séries pluviométriques filtrées. Il est compris entre 5% et 53% si un filtre passe-bas à 5 jours est appliqué. Un filtre à 20 jours améliore encore la variance commune, en forçant les 2 signaux à varier à des pas de temps comparables. La réalité physique des séries filtrées pose cependant problème, l'amélioration des valeurs de r^2 pouvant en certains cas être assez spectaculaire. En 1995 par exemple, la valeur de 33% obtenue avec des séries filtrées à 20 jours est à comparer avec la valeur de 8.3% obtenue avec des séries brutes ; en 1986, les valeurs correspondantes sont respectivement de 23% et 80%.

Ces différences notables induites par l'emploi d'un filtre montrent que la variabilité pluviométrique très haute fréquence, reliée à des événements très brefs et survenant aléatoirement au cours du cycle intrasaisonnier, peuvent considérablement interférer avec ce signal à des fréquences plus basses. Il subsiste enfin quelques années (par exemple, 1982, 1990, 1992, 1995) qui, même lorsque les données de pluie sont filtrées en passe-bas 20 jours, ne montrent qu'une dépendance très partielle à la MJO.

	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95
Sans filtre	12.3	28.1	23.0	2.2	13.7	19.2	17.1	23.4	19.2	27.0	20.0	8.9	12.3	5.5	5.1	8.9	8.3
Filtre 5-jours	32.2	52.3	45.5	4.6	28.9	35.3	30.2	45.9	35.1	53.0	47.0	17.3	22.1	9.2	12.9	15.0	15.2
Filtre 20-jours	44.3	71.9	62.1	11.8	59.8	69.1	49.5	80.2	53.6	78.0	76.0	27.3	38.9	20.5	22.1	21.6	33.2

Table 5.5 : Variance commune (%) entre les indices MJO et l'indice pluviométrique de la région W, au pas de temps journalier, et pour chaque année de la période MAM 1979-1995. Les corrélations significatives (test de Bravais-Pearson, 95%) sont soulignées et en gras. La réduction du nombre de degrés de liberté des séries, due à leur autocorrélation et au filtrage, a été prise en compte pour tester la significativité (Der Mégréditchian 1992). Les grisés dénotent les années à "r² élevé" (corrélations linéaires significatives), les autres étant considérées comme "r² faible".

Les raisons qui sous-tendent ces différences d'une saison sur l'autre sont examinées plus en détails. Pour ce faire, des analyses composites séparent les années durant lesquelles la MJO exerce une influence importante sur la pluie des Hautes Terres (i.e., les années à "r² élevé"), des années restantes (i.e., les années à "r² faible"). Les échantillons sont définis selon le critère de la significativité des corrélations entre les indices *RMM* et les séries pluviométriques brutes non filtrées : les années retenues sont grisées dans la Table 5.5.

Plusieurs hypothèses sont tour à tour examinées.

- **Un premier facteur explicatif potentiel est l'amplitude intrinsèque du signal MJO** : un forçage plus fort sur le champ pluviométrique pourrait se produire lors des périodes / saisons de forte amplitude. Les années sont donc également séparées en 2 groupes, "forte MJO" et "faible MJO". Le tableau de contingence croisant variance commune et amplitude MJO (Table 5.6) conclut néanmoins à une **indépendance statistique** entre les 2 variables.
- La seconde hypothèse explorée est que **des forçages climatiques externes au signal MJO lui-même pourraient être impliqués**. Les moyennes saisonnières de TSM, hauteur géopotentielle, et humidité spécifique et relative, ainsi que du profil vertical d'énergie statique humide (ESH, cf. Encart 2.1), de l'OLR, et des composantes zonale et méridienne du vent à 850 et 200hPa, ont donc été séparées en années à "r² élevé" et "r² faible" : les différences entre les 2 groupes d'années ne sont pas apparues significatives (selon les tests de Student et de Hotelling). Cependant, des résultats non significatifs obtenus à partir des moyennes saisonnières peuvent dissimuler des différences plus marquées lors de certaines phases-clés du cycle MJO. 2 types de cycles intrasaisonniers ont donc été calculés, distinctement pour ces 2 groupes d'années.

Hautes Terres, en accord avec les résultats de la section 4.2.3. Une masse d'air plus froide a cependant une capacité hygrométrique légèrement moindre.

A l'échelle globale, le signal thermique associé au cycle intrasaisonnier montre en moyenne une très nette propagation vers l'est, décelable à toutes les longitudes, et des anomalies (positives et négatives) très significatives. L'une des théories décrivant les bases physiques de la MJO (cf. section 2.1.3 pour plus de détails) fait état d'une onde de Kelvin atmosphérique "piégée" dans la convection, et freinée au cours de son circuit par des rétroactions avec les systèmes convectifs. Cette onde entraînerait avec elle des conditions d'instabilité du second ordre, associées à un refroidissement significatif de la haute troposphère. Afin de replacer les anomalies de températures notées sur la Figure 5.10 dans le contexte plus général de l'activité MJO de large échelle, la Figure 5.11 décrit les anomalies thermiques de haute couche (250hPa) associées à cette dernière. Lors des phases $5\pi/4$ à $7\pi/4$, les anomalies de température en haute troposphère sont très faibles au-dessus de l'AEE. Elles deviennent significativement négatives après la phase $3\pi/2$ tandis que les clusters convectifs principaux rejoignent l'Océan Indien équatorial, en relation avec ce refroidissement des hautes couches.

Les anomalies froides se produisant lors de la phase $5\pi/4$ - $7\pi/4$ pendant les années à " r^2 élevé" (Fig. 5.10) traduisent donc un refroidissement particulièrement précoce, au sein du cycle MJO (Fig. 5.11), au-dessus de l'AEE. Les anomalies thermiques négatives (potentiellement associées à l'onde de Kelvin) surviennent plus tôt dans le cycle ; elles se dissipent ensuite rapidement au cours des phases MJO suivantes (non montré), poursuivant leur propagation vers l'est. Ces observations suggèrent que **la dynamique de haute couche est un facteur clé dans l'alternance d'épisodes secs et pluvieux sur les Hautes Terres** et dans le rôle de la MJO sur la variabilité intrasaisonnaire des pluies.

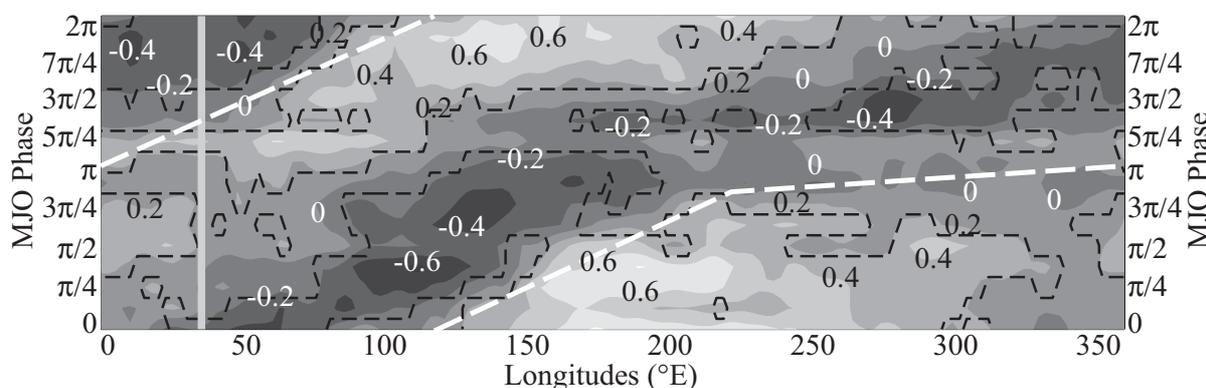


Fig. 5.11 : Diagramme phase - longitude des anomalies de température de l'air (K) au cours du cycle MJO à 250hPa le long de l'équateur ($2.5^{\circ}\text{N} - 2.5^{\circ}\text{S}$). Période d'analyse : MAM 1979-1995. Les anomalies significatives au seuil de 95% selon un test de Student sont montrées par les lignes pointillées. Le méridien est-africain est reporté (ligne grise verticale), de même que la localisation estimée de la convection associée à la MJO dans la bande tropicale (ligne pointillée blanche).

5.2.4 Influence de la MJO sur la variabilité interannuelle des Long Rains

La section 4.2 a décrit les relations statistiques moyennes entre MJO et variabilité pluviométrique est-africaine au pas de temps intrasaisonnier; la section 5.2.3 a quant à elle permis

de monter que ces relations ne sont pas permanentes, d'une année sur l'autre. Cependant, le cumul pluviométrique saisonnier des Long Rains montre également une variabilité non négligeable au pas de temps interannuel, et il a été suggéré que l'intensité du signal MJO pouvait y être statistiquement corrélée (Fig. 5.1). En complément de ces premiers résultats, cette section s'intéresse donc plus particulièrement à **l'implication de la MJO dans le cumul saisonnier de MAM sur l'est de l'Afrique.**

Les cumuls trimestriels de précipitations sont calculés, sur les régions E et W de l'Afrique de l'Est (Fig. 4.3), et sur la période MAM 1979-1995, afin de disposer de séries temporelles purement interannuelles. La variabilité des dates de début et de fin de la saison pluvieuse (section 5.2.2), ainsi que celle de la durée totale de la saison (date de fin moins date de début), sont également examinées. Le nombre d'évènements pluviométriques extrêmes (définis dans la section 5.2.1) se produisant chaque année est également pris en compte, distinctement pour les 2 régions E et W. Toutes ces séries sont ensuite corrélées avec l'amplitude saisonnière moyenne du signal MJO, et avec 2 indices descripteurs des modes de variabilité interannuels dominants sur la région : le SOI pour ENSO (sections 1.1.5 et 1.2.2) et le DMI pour le Mode Dipolaire de l'océan Indien (cf. Encart 1.6).

Les résultats pour chaque indice pluviométrique régional sont présentés dans des matrices de corrélation (Tables 5.7 à 5.9), qui ont pour but de répondre à 2 interrogations :

(i) De quelle manière le cumul pluviométrique de MAM est-il corrélé aux différentes caractéristiques de la saison des pluies (dates d'onset et de fin, durée, nombre d'évènements extrêmes, etc.) ? Quelle est l'implication réelle de l'amplitude du signal MJO sur les pluies ?

(ii) Quelle est l'influence des modes de variabilité ENSO et Mode Dipolaire sur l'ensemble de ces paramètres ?

AfrE	Pluies (MAM)	Onset	Fin	Durée	Amp. MJO (MAM)	DMI (MAM)	SOI (MAM)
Pluies (MAM)	1.00	<i>-0.63</i>	0.05	<i>0.66</i>	<i>0.66</i>	0.23	0.45
Onset		1.00	0.31	<i>-0.79</i>	<i>-0.79</i>	0.10	<i>-0.51</i>
Fin			1.00	0.34	-0.20	0.03	-0.36
Durée				1.00	<i>0.65</i>	-0.07	0.28
Amp. MJO (MAM)					1.00	0.03	0.36
DMI (MAM)						1.00	-0.14
SOI (MAM)							1.00

Table 5.7 : Matrice de corrélations entre les séries temporelles (MAM 1979-1995) de : la pluie saisonnière sur la région AEE (cf. Fig. 4.3), les dates d'onset et de fin des pluies sur la même région, la durée de la saison des pluies (fin moins début), l'amplitude MJO saisonnière moyenne, les indicateurs SOI et DMI. Les corrélations significatives (test de Bravais-Pearson, 95%) apparaissent en italique et en gras.

E	Pluies (MAM)	Onset	Fin	Durée	Nb. Extr.	Amp. MJO (MAM)	DMI (MAM)	SOI (MAM)
Pluies (MAM)	1.00	0.02	<i>0.65</i>	<i>0.48</i>	<i>0.82</i>	-0.06	0.16	-0.14
Onset		1.00	-0.03	<i>-0.65</i>	0.16	<i>-0.75</i>	-0.13	-0.39
Fin			1.00	<i>0.78</i>	0.45	-0.15	-0.21	0.04
Durée				1.00	0.24	0.35	-0.08	0.27
Nb. Extr.					1.00	-0.07	0.22	-0.37
Amp. MJO (MAM)						1.00	0.03	0.36
DMI (MAM)							1.00	-0.14
SOI (MAM)								1.00

Table 5.8 : Matrice de corrélations entre les séries temporelles (MAM 1979-1995) de : la pluie saisonnière sur la région E (cf. Fig. 4.3), les dates d'onset et de fin des pluies sur la même région, la durée de la saison des pluies (fin moins début), le nombre d'évènements pluvieux extrêmes (section 5.2.1) enregistrés chaque année, l'amplitude MJO saisonnière moyenne, les indicateurs SOI et DMI. Les corrélations significatives (test de Bravais-Pearson, 95%) apparaissent en italique et en gras.

W	Pluies (MAM)	Onset	Fin	Durée	Nb. Extr.	Amp. MJO (MAM)	DMI (MAM)	SOI (MAM)
Pluies (MAM)	1.00	-0.41	0.44	<i>0.50</i>	<i>0.89</i>	<i>0.66</i>	0.26	0.32
Onset		1.00	-0.34	<i>-0.92</i>	-0.29	<i>-0.67</i>	-0.07	-0.21
Fin			1.00	<i>0.68</i>	0.38	0.15	<i>0.49</i>	-0.19
Durée				1.00	0.39	<i>0.59</i>	0.26	0.09
Nb. Extr.					1.00	0.42	0.20	0.15
Amp. MJO (MAM)						1.00	0.03	0.36
DMI (MAM)							1.00	-0.14
SOI (MAM)								1.00

Table 5.9 : Comme pour la Table 5.8 mais pour la région W (cf. Fig. 4.3).

(i) Sur l'AEE dans son ensemble (Table 5.7), le rôle de la date d'onset (i.e. les fluctuations interannuelles de la date de début de la saison des pluies) sur le cumul saisonnier est beaucoup plus important que celui de la date de fin, en accord avec les résultats de Camberlin & Okoola (2003). Le constat varie cependant à l'échelle sub-régionale : ainsi, pour les Hautes Terres (Table 5.9), début et fin ont un rôle voisin sur les cumuls saisonniers, et les corrélations ne franchissent pas le seuil de significativité statistique. La région côtière (Table 5.8) est en revanche beaucoup plus dépendante de la fin de la saison des pluies, ce qui s'explique par les fortes pluies enregistrées

en mai (représentant 24% du cumul annuel en moyenne, contre 12% en moyenne pour les Hautes Terres). Le cycle annuel des précipitations dans ces différentes parties de l'Afrique de l'Est explique donc largement la plus ou moins grande sensibilité à la précocité / tardiveté du début et de la fin de la saison pluvieuse.

Le cumul saisonnier dans les 2 régions E et W dépend également très fortement du nombre d'événements pluvieux extrêmes survenus durant les 3 mois des Long Rains ($r \approx 0.8$ pour la Côte, 0.9 pour les Hautes Terres). Les cumuls saisonniers restent somme toute relativement modestes dans cette région à tendance semi-aride, les quelques jours connaissant des précipitations très abondantes ont un impact considérable sur l'ensemble de la saison. Déterminer la phase MJO préférentielle de leur occurrence (section 5.2.1) revêt donc une importance particulière pour la compréhension de la variabilité des pluies en Afrique de l'Est.

Pour chaque indice régional, les Tables 5.7 à 5.9 documentent également l'implication possible de l'amplitude moyenne saisonnière de la MJO sur les cumuls de MAM et la date d'onset. L'amplitude MJO sur MAM est ainsi corrélée positivement, et très significativement, avec les fluctuations de l'onset (64% de variance expliquée) et avec la durée de la saison pluvieuse, dans les 3 régions considérées. Son rôle est le plus évident sur la région AEE dans son ensemble (Table 5.7), et relativement moindre (mais toujours significatif) sur la région W (Table 5.9). Il a cependant été établi que l'amplitude MJO de février est statistiquement indépendante de la date d'onset (non montré), ce qui ne permet pas de l'utiliser comme prédicteur. Des résultats très semblables peuvent être obtenus avec les indices basés sur le vent zonal NCEP, non moyenné le long de l'équateur, ce qui permet de s'assurer que cette corrélation ne cache pas un biais méthodologique lié à l'utilisation des indices MJO du BMRC.

La variabilité interannuelle des Long Rains, en terme de cumul pluviométrique, est également significativement corrélée à l'amplitude moyenne du signal intrasaisonnier ($r = 0.66$ pour l'AEE ; Fig. 5.12). La corrélation linéaire est identique sur les Hautes Terres (Table 5.9), mais est proche de 0 sur l'indice E (Table 5.8). Sauf sur la côte, les Long Rains sont donc plus arrosées, et l'onset plus précoce, lors des années à forte amplitude MJO.

Ces corrélations linéaires sont cependant obtenues sur les séries temporelles plutôt courtes (17 ans). Afin de regarder la stabilité temporelle de ces résultats, des jeux de données additionnels, disponibles sur une plus longue période (depuis 1948), ont été utilisés. Les relevés mensuels de pluviométrie de 114 stations du Kenya et de Tanzanie ont été moyennés pour former de nouveaux indices AEE, E et W dont le périmètre correspond rigoureusement à celui des indices journaliers (cf. Fig. 4.3). Les indices régionaux sont alors obtenus comme la moyenne des séries temporelles de 114, 23 et 16 pluviomètres, respectivement. Les indices MJO dérivés des réanalyses NCEP, présentés dans la section 2.2.3, permettent en outre de documenter l'activité intrasaisonnaire avant 1979.

Les corrélations interannuelles entre amplitude MJO et cumul pluviométrique trimestriel (MAM) sur les 3 indices sont ensuite calculées sur une fenêtre mobile de 17 ans, parcourant l'ensemble de la période 1948-2000. La longueur de la fenêtre temporelle permet la comparaison avec les analyses appliquées sur les séries pluviométriques journalières (par exemple, Tables 5.7 à 5.9). Les résultats sont montrés sur la Figure 5.13.

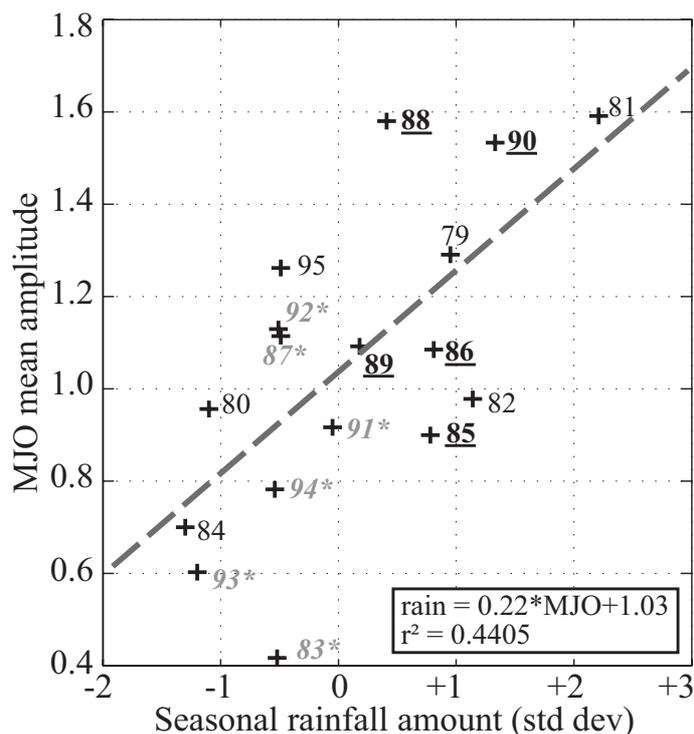


Fig. 5.12 : Nuage de points croisant amplitude MJO saisonnière et cumul pluviométrique saisonnier, calculés sur la période MAM 1979-1995. L'équation de régression et le coefficient de détermination ont été indiqués. Les 6 années avec un SOI saisonnier anormalement faible (resp. élevé) apparaissent avec un astérisque et en italique (resp. en gras et souligné).

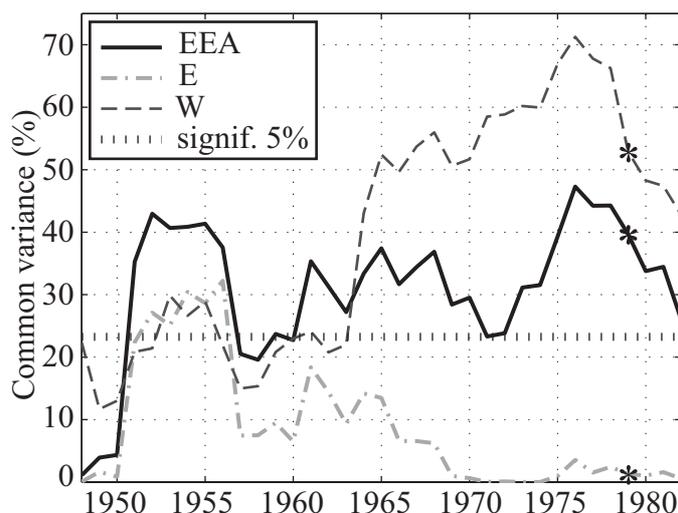


Fig. 5.13 : Variance commune (r^2 , %) entre l'amplitude MJO moyenne sur MAM et les cumuls pluviométriques des indices AEE, E et W, calculés sur une fenêtre glissante de 17 ans. Les années reportées sur l'axe des abscisses correspondent à la première année de la fenêtre mobile. Le niveau de significativité au seuil de 95% est montré par une ligne pointillée noire. Les astérisques montrent la période d'étude 1979-1995.

Pour la période 1979-1995 analysée ci-dessus, des résultats assez cohérents sont obtenus entre les deux séries d'indices, à la fois à l'échelle de l'AEE, et des régions E et W. La variance commune entre amplitude MJO et cumul trimestriel sur l'AEE varie ainsi de 44% à 40% entre les deux jeux de données ; elle passe de 44% à 53% pour les Hautes Terres, et demeure proche de 0 sur la côte. Sur l'ensemble des années disponibles, les corrélations restent constamment au-dessus du seuil de significativité pour l'AEE et les Hautes Terres, depuis le milieu des années 1960. La part de variance expliquée fluctue généralement de 30 à 45% sur l'AEE (de 50 à 70% pour l'indice W). Des corrélations très faibles sont trouvées pour l'indice E (variance commune inférieure à 10%), en accord avec la Table 5.8. Le changement brutal survenu dans les années 1960 peut soit s'expliquer par des fluctuations interdécennales, soit par des ruptures artificielles dans les réanalyses NCEP (Poccard *et al.* 2000). En revanche il ne semble pas être imputable à quelques années exceptionnelles rehaussant les valeurs des coefficients de corrélation, la

significativité étant persistante sur plus de 30 ans consécutifs. **L'influence de la MJO sur la variabilité interannuelle des Long Rains est donc confirmée, et sa validité est étendue jusqu'au milieu des années 1960.**

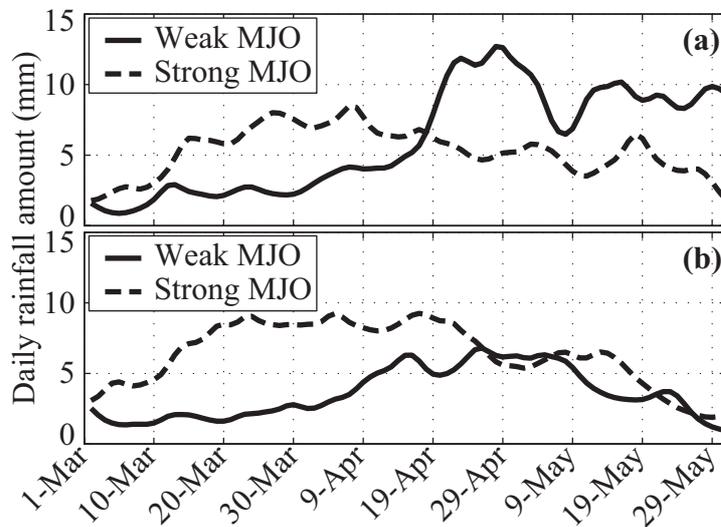


Fig. 5.14 : Distribution journalière des pluies en AEE durant les 3 années avec la plus faible (1983, 1984, 1993) et la plus forte (1981, 1988, 1990) activité MJO sur la période 1979-1995, (a) pour la côte, (b) pour les Hautes Terres. Les séries ont été lissées avec un filtre passe-bas à 20 jours de Butterworth pour éliminer les événements haute fréquence.

Dans le but de documenter plus amplement l'incidence de l'amplitude de la MJO sur la variabilité interannuelle des Long Rains et sur celle de la date d'onset, la Figure 5.14 montre la distribution moyenne des pluies journalières (lissée par un filtre passe-bas pour une meilleure lisibilité) sur l'E et sur l'W, et pendant les années de forte et de faible activité MJO. Les saisons pluvieuses se produisant lors des années à forte amplitude montrent des cumuls supérieurs lors de la première moitié du trimestre (mars à mi-avril). La différence entre les 2 groupes d'années est particulièrement visible sur les Hautes Terres (Fig. 5.14b). Sur l'AEE dans son ensemble la saison pluvieuse tend par ailleurs à commencer plus précocement lors des années à forte MJO, en accord avec les résultats de la Table 5.7. Les cumuls finaux de MAM tendent donc à être supérieurs, puisque la période pluvieuse est plus longue (Camberlin & Okoola 2003).

Tandis que les cumuls pluviométriques des Short Rains sont corrélés d'une année sur l'autre avec les champs de TSM de large échelle (section 1.2.2), les mécanismes qui régissent la variabilité interannuelle des Long Rains étaient jusqu'ici beaucoup moins bien identifiés. Les principaux résultats décrivaient essentiellement une absence de téléconnexions avec les modes de variabilité climatiques interannuels de type Mode Dipolaire de l'océan Indien ou ENSO (Ogallo *et al.* 1988 ; Camberlin & Philippon 2002). L'on émet ici l'hypothèse que **la faiblesse de ces téléconnexions interannuelles s'explique (au moins en partie) par le fait que le signal intrasaisonnier de la MJO interfère avec les signaux basse fréquence.**

Sur l'AEE durant le printemps boréal, l'oscillation intrasaisonnaire génère d'une manière quasi-périodique des conditions favorables à des épisodes anormalement arrosés. La corrélation entre cumul de précipitation et intensité du signal MJO étant positive, une forte activité intrasaisonnaire favorise des précipitations abondantes. Les effets des phases "humides" de la MJO semblent donc avoir plus d'importance, sur le cumul saisonnier final, que les phases "sèches" ; ce résultat est en accord avec le déséquilibre noté précédemment dans la longueur et l'intensité des anomalies pluviométriques au cours du cycle intrasaisonnier sur l'Afrique de l'Est

(Fig. 4.8 et section 5.1). En d'autres termes, **la MJO "rajoute" quasi-périodiquement des précipitations aux Long Rains, plutôt que d'amplifier simplement les variations entre les phases sèches et les phases humides.** Ce constat semble particulièrement avéré pour la première moitié de la saison pluvieuse.

(ii) Conformément aux études antérieures, les Tables 5.7 à 5.9 montrent que l'ENSO et le Mode Dipolaire zonal de l'océan Indien ne jouent pas un rôle prédominant dans les pluies de MAM en Afrique de l'Est. Ils sont également statistiquement indépendants de l'amplitude MJO - au moins depuis le milieu des années 1970, cf. section 3.1.2. Par ailleurs, Camberlin & Philippon (2002) ont montré que des saisons anormalement sèches sur l'AEE tendent à être légèrement plus fréquentes lorsque des conditions chaudes sont trouvées en MAM dans le Pacifique oriental. Cette relation n'était significative que dans l'intérieur des terres du Kenya et en Ouganda, soit (approximativement) l'indice W utilisé dans cette étude. Les mécanismes physiques associés n'ont pas été complètement établis.

Les années qui présentent les valeurs les plus faibles du SOI (25^{ème} percentile, sur la période MAM 1979-1995) ont été marquées sur la Figure 5.12. Même si l'amplitude MJO et l'ENSO ne montrent pas de lien direct sur la période post-1977 (en accord avec Slingo *et al.* 1999, et avec la section 3.1.2 et la Table 5.7), il apparaît assez nettement que **les années chaudes correspondent aux années de faible activité MJO.** Les autres descripteurs usuels de l'ENSO (MEI, Niño3.4, etc.) donnent des résultats similaires. La situation inverse (forte MJO lors des conditions de type La Niña) est bien moins évidente, ce qui est apparemment (en partie) responsable de la faiblesse de la relation entre amplitude MJO et ENSO.

Les années chaudes correspondent en outre avec certaines des années les plus sèches sur l'AEE. Ces résultats suggèrent que **les processus conduisant à des conditions légèrement plus sèches lors des Long Rains suivant les années de type El Niño impliquent plus directement une activité MJO anormalement faible.** 1980 et 1984, deux années exceptionnellement sèches et de faible amplitude MJO (Fig. 5.12), ont fait l'objet d'études de cas (Okoola 1998 ; 1999a ; b).

En conclusion à cette partie : la Figure 5.15 présente visuellement les résultats principaux concernant la modulation journalière à interannuelle des Long Rains d'Afrique de l'Est par la MJO.

(i) Aux pas de temps journalier à intrasaisonnier l'alternance temporelle de phases humides et de phases sèches sur l'AEE est significativement dépendante de la phase de la MJO, comme montré dans la section 4.2. Les événements pluvieux journaliers de forte intensité sont également enregistrés à certaines phases-clés de la MJO. Sur les Hautes Terres 78% (22%) de ces événements surviennent ainsi dans la seconde (première) moitié du cycle, lorsque l'activité MJO est modérée à forte. Le forçage de la MJO n'est cependant pas permanent, et la variance commune avec les pluies peut varier de 5 à 53% d'une saison à l'autre (sur la période 1979-1995). Les mécanismes sous-jacents ne sont pas dépendants de l'état de fond du système climatique. Ils impliquent directement le comportement interne de la MJO, en particulier la phase durant

laquelle le refroidissement de la haute troposphère se produit à la verticale de l'AEE, en lien avec la propagation vers l'est du signal le long de l'équateur.

(ii) Au pas de temps interannuel, le cumul pluviométrique sur MAM est significativement corrélé à l'amplitude saisonnière moyenne de la MJO (40% de variance expliquée sur l'AEE, et environ 50% pour la seule région des Hautes Terres, pour une période s'étendant du milieu des années 1960 au début des années 2000). D'une part, une forte activité MJO correspond statistiquement à un onset plus précoce, et donc à des cumuls largement supérieurs pendant la première moitié de la saison (de début mars à mi-avril). D'autre part, la variabilité interannuelle du nombre d'évènements pluviométriques extrêmes a également un fort impact sur le cumul saisonnier total. L'implication de la MJO est alors indirecte : les saisons pluvieuses commençant plus tôt lors des années à forte amplitude, la probabilité d'enregistrer des épisodes extrêmes en mars-avril est également plus élevée. Sur 1979-1995 enfin, les fluctuations interannuelles de la date d'onset, de l'amplitude saisonnière moyenne de la MJO et des cumuls pluviométriques saisonniers sont partiellement modulées par l'ENSO, des saisons pluvieuses anormalement sèches et associées à une faible MJO étant trouvées les années succédant à un épisode El Niño.

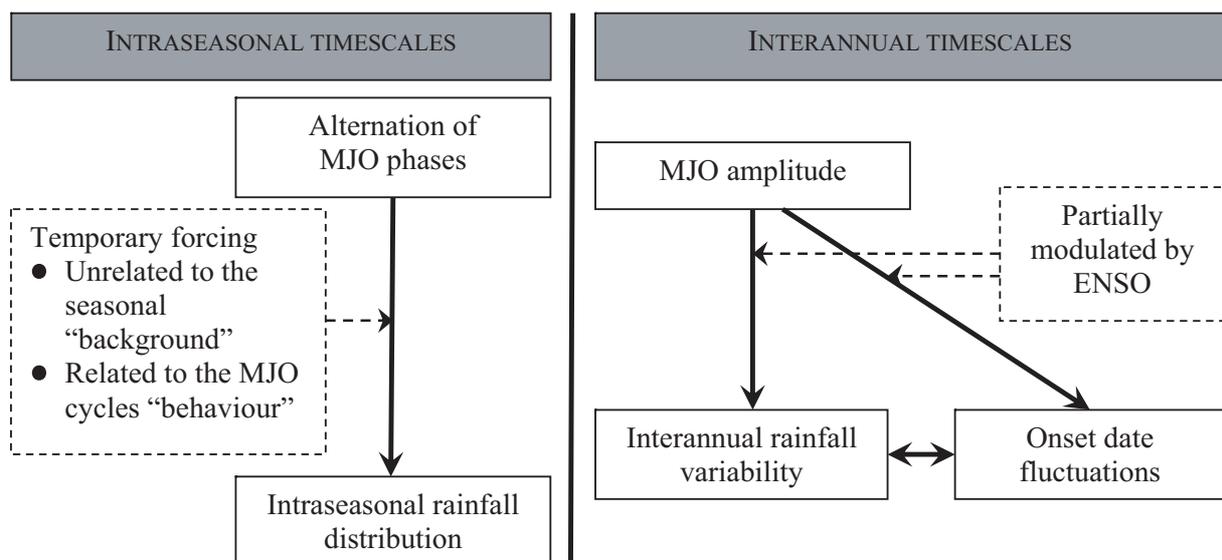


Fig. 5.15 : Récapitulatif des relations statistiques entre les Long Rains d'Afrique de l'Est et la MJO. Gauche : distribution intrasaisonnière des pluies. Droite : variabilité interannuelle des cumuls trimestriels sur MAM. Les flèches pointillées dénotent une modulation récurrente de ces relations au pas de temps correspondant.

Une part importante des fluctuations pluviométriques associées à la MJO fait intervenir la convection atmosphérique profonde, une remarque qui est particulièrement avérée sur les Hautes Terres. Or la convection présente elle-même un cycle diurne généralement assez prononcé dans les tropiques (Yang & Slingo 2001). La MJO est-elle donc susceptible d'influer significativement sur le cycle diurne sur la région, par l'intermédiaire de l'amplification récurrente de la convection sur l'Afrique de l'Est notée plus haut ? Cet aspect sera abordé dans la section suivante.

5.3 Etude de cas : Les Long Rains de 2005

Cette partie se propose d'analyser des échelles temporelles plus fines (pas de temps horaire et cycle diurne de la convection atmosphérique) afin de documenter l'influence possible de l'activité intrasaisonnière à ces gammes de très hautes fréquences.

La saison des pluies de MAM 2005 servira pour ce faire de cas d'étude. Ces 3 mois, correspondant au pic de pluviométrie des Long Rains sur l'Afrique de l'Est, ont été marqués par une activité MJO intense, qui a justifié cette étude de cas. Outre les données d'OLR, largement mises à contribution dans les autres sections de ce travail, et utilisées ici à titre de comparaison avec les résultats précédents, l'analyse plus fine de la saison de 2005 est permise par l'emploi des données du satellite géostationnaire Météosat Seconde Génération ("MSG"), ainsi que d'un réseau de pluviomètres additionnels.

- Le champ pluviométrique sur l'Afrique de l'Est est décrit à l'aide de 68 pluviomètres (Fig. 5.16), répartis sur le Kenya (25 stations), l'Ouganda (36 stations) et le nord de la Tanzanie (7 stations). Les relevés sont disponibles au pas de temps quotidien sur l'ensemble de l'année 2005 ; ils présentent environ 6.60% de valeurs manquantes, qui n'ont pas été comblées pour cette étude.
- L'état de la couverture nuageuse est fourni par les images issues du satellite MSG.

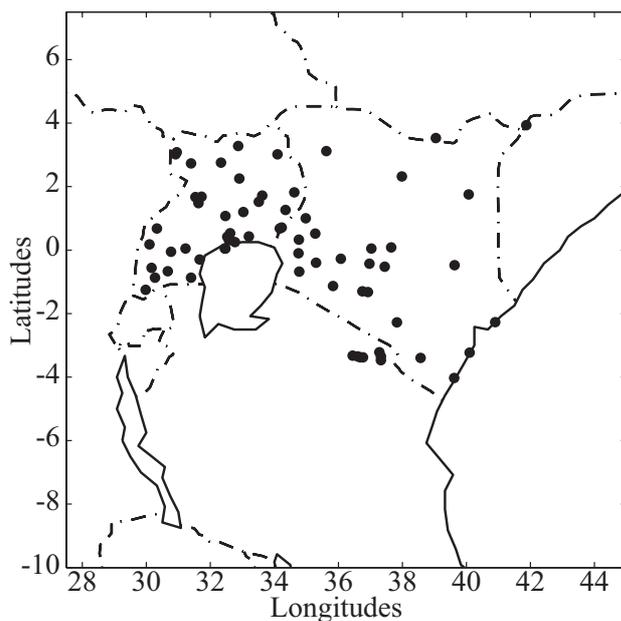


Fig. 5.16 : Localisation des pluviomètres disponibles sur l'Afrique de l'Est pour l'année 2005.

5.3.1 L'activité intrasaisonnière de MAM 2005

A l'échelle de la ceinture tropicale, le printemps boréal de 2005 a été marqué par une forte activité MJO. Les indices du BMRC (Fig. 5.17) montrent une succession de 2 cycles complets avec une amplitude constamment supérieure au seuil de 0.9. Leur période respective, définie comme dans la section 3.1.1, est de 40 et de 31 jours. Il est intéressant de noter que pour ces deux événements, l'amplitude n'est pas constante au cours du cycle, les phases $3\pi/4$ et $7\pi/4$ (convection resp. renforcée (supprimée) sur le Pacifique ouest et supprimée (renforcée) sur l'océan Indien est, Fig. 2.10) présentant des amplitudes supérieures aux phases $\pi/4$ et $5\pi/4$

(convection resp. renforcée (supprimée) sur le Continent Maritime et supprimée (renforcée) sur l'Océan Indien ouest, Fig. 2.10). Ce phénomène explique la forme ellipsoïdale des projections polaires sur la Figure 5.17a, et apparaît comme une courbe d'amplitude "en dents de scie" sur la Figure 5.17b. La propagation vers l'est est également continue lors de ces 2 événements successifs, seule la première décade de mars (associée à une amplitude MJO plus faible) montre une stationnarité voire une propagation dominante vers l'ouest.

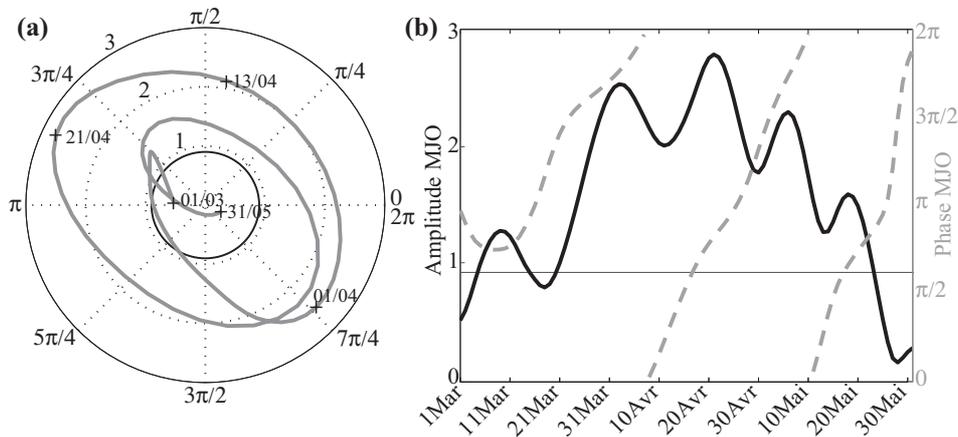


Fig. 5.17 : Activité MJO pour la saison MAM 2005. (a) Tracé en coordonnées polaires. (b) Décomposition en séries temporelles de phase et d'amplitude. Les traits continus noirs indiquent le seuil de faible amplitude MJO de 0.9.

La LMA identifie également le printemps 2005 comme un maximum de variance de l'OLR dans la gamme intrasaisonnière : parmi les 144 modes extraits sur la fenêtre indo-pacifique sur la période 1979-2005 (cf. Fig. 2.22), l'un d'entre eux est centré sur le 13 avril 2005, soit au centre de la saison étudiée ici. Il est intéressant de constater que la LMA ne détecte qu'un maximum unique de variance spectrale de l'OLR, et non deux événements distincts comme les indices du BMRC ; ce mode local est presque centré sur le maximum absolu d'amplitude MJO sur le trimestre considéré (Fig. 5.17b). Le filtrage en bande passante des champs d'entrée d'une part, et la longueur de la fenêtre mobile de la LMA (fixée ici à 120 jours) d'autre part, sont responsables de la détection d'un pic unique de variance spectrale de l'OLR pour le printemps 2005.

L'analyse du **mode local du 13 avril 2005** (Fig. 5.18) révèle une propagation vers l'est le long de l'équateur, à l'échelle de la fenêtre dans son ensemble. Régionalement, plusieurs états stationnaires sont observables, sur l'océan Indien équatorial ou l'Arabie. Des propagations vers le nord sont déjà identifiables sur l'Inde, mais elles demeurent majoritairement zonales sur le Continent Maritime ; des signaux cohérents sont en outre trouvés sur le sud-ouest du Pacifique. Sur l'Afrique, les propagations vers l'est dominent également, depuis le fuseau Atlantique et l'Afrique de l'Ouest jusqu'à l'Afrique de l'Est équatoriale. Des migrations secondaires vers le sud sont aussi identifiables, entre 10°S et 20°S. Les champs d'amplitude (Fig. 5.18b) et de cohérence (Fig. 5.18c) montrent cependant des minima relatifs sur l'Afrique de l'Est, qui tendent à prouver que ce mode local a eu une incidence plutôt faible sur la convection atmosphérique sur la région.

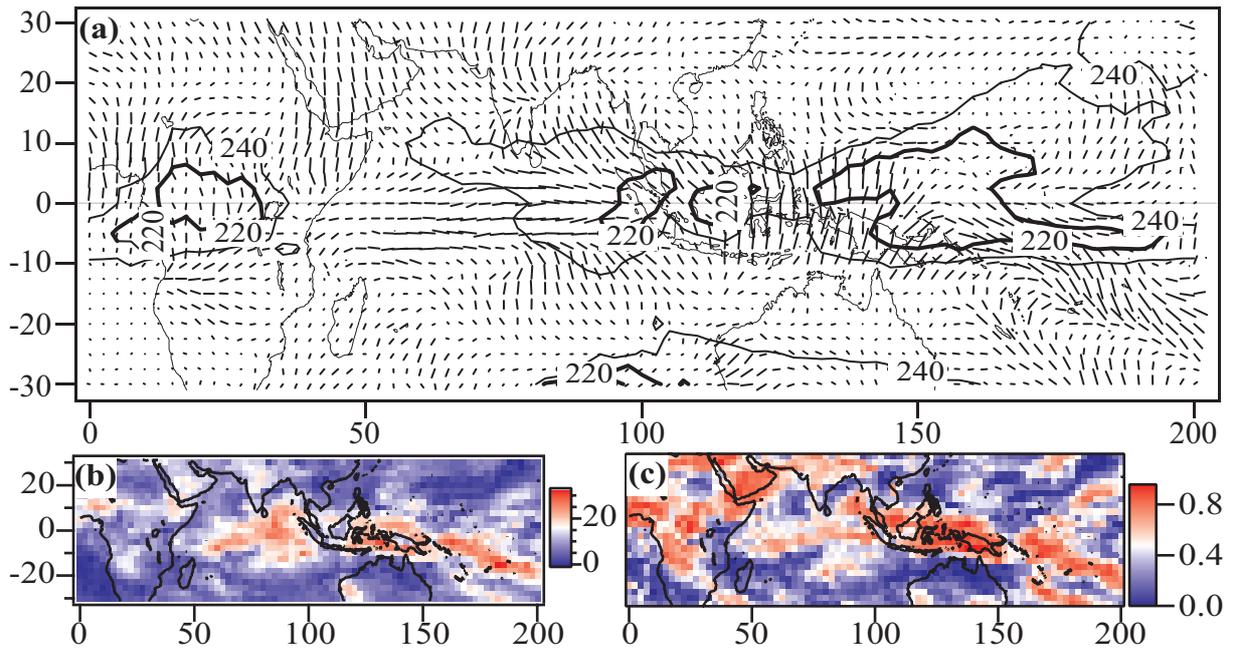


Fig. 5.18 : Mode local du 13 avril 2005. (a) Pattern propagatif. Les vecteurs indiquent la propagation des perturbations convectives de large échelle. Les contours représentent le champ d'OLR moyen ($W.m^{-2}$) pendant l'occurrence du mode. (b) Amplitude ($W.m^{-2}$). (c) Cohérence.

A l'échelle de l'Afrique de l'Est, la saison des Long Rains a pourtant été marquée par une variabilité intrasaisonnière relativement marquée. Les séries temporelles d'OLR, moyennées sur les indices régionaux de la Figure 4.3 et présentées sur la Figure 5.19, montrent clairement 4 maxima convectifs (i.e., minima d'OLR), enregistrés sur le littoral (E) et sur les Hautes Terres (W) de manière synchrone. Ils surviennent respectivement le 20 mars, les 6 et 30 avril, et le 22 mai. L'analyse conjointe de la courbe de phase MJO (Fig. 5.19, obtenue à partir des indices du BMRC) révèle qu'à l'exception du pic du 6 avril, ils sont concentrés entre π et $7\pi/4$, soit dans l'intervalle associé à des conditions de convection renforcée sur l'Afrique de l'Est (cf. Figs. 4.8 à 4.11).

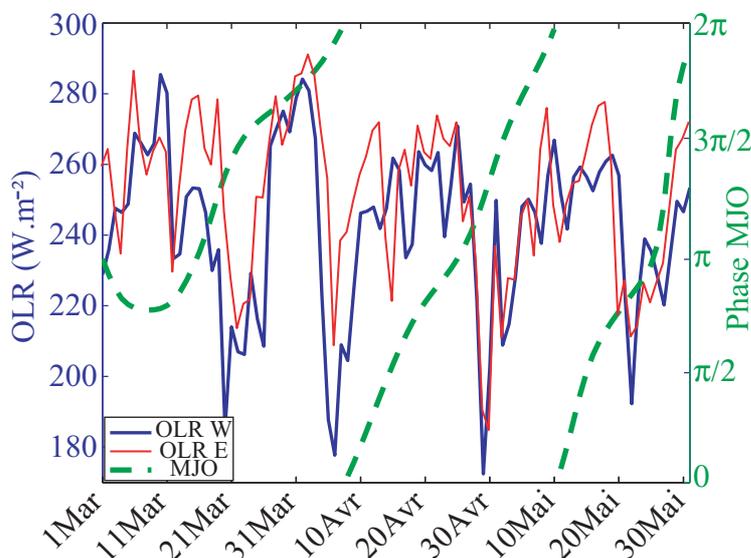


Fig. 5.19 : Séries temporelles d'OLR ($W.m^{-2}$), MAM 2005, moyennées sur les points de grille des indices régionaux E et W de la Figure 4.3 (axe des ordonnées de gauche). La phase MJO correspondante apparaît en pointillés (axe des ordonnées de droite).

Une analyse composite des indices d'OLR au cours du cycle MJO (Fig. 5.20a) montre une **phase de convection renforcée sur l'indice W** ($5\pi/4 - 3\pi/2$, valeur d'OLR inférieure à 220W.m^{-2} et significativement différente de la valeur moyenne saisonnière de l'indice régional) alternant avec une **phase de convection supprimée** ($\pi/4 - 3\pi/4$, valeur d'OLR supérieure à 250W.m^{-2} , et également significativement différente de la moyenne saisonnière). Bien que montrant des fluctuations intrasaisonniers très proches de celles de la région W, les anomalies de l'indice E n'atteignent cependant jamais le seuil de significativité de 95%, indiquant un signal associé à la MJO moins clair que sur les Hautes Terres. Ce constat est corroboré par une analyse de variance croisant huitièmes de cycle MJO et valeurs d'OLR pour tous les points de grille est-africains (Fig. 5.20b). Les régions où l'appartenance aux phases MJO discrimine significativement la variance totale de l'OLR sur le trimestre étudié, correspondent très clairement aux principaux reliefs de la région (le massif éthiopien au nord, les Hautes Terres du Kenya et de Tanzanie au centre et à l'ouest : cf. Fig. 1.5). Sur le littoral kenyan en revanche, ainsi que sur le sud du Soudan plus au nord, la variance de l'OLR n'est pas significativement discriminée par la phase de la MJO. Le résultat le plus caractéristique concerne sans doute l'est du Kenya, le Soudan restant encore très sec à cette période de l'année.

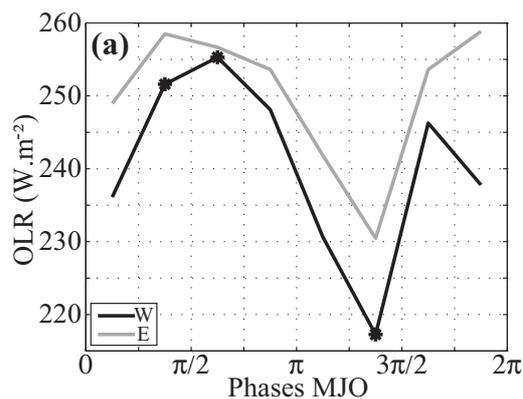
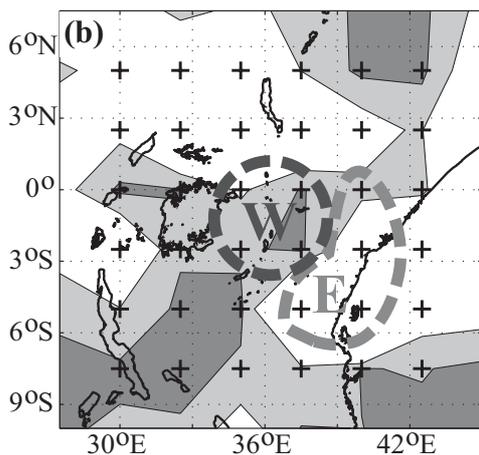


Fig. 5.20 : (a) Composite des séries temporelles d'OLR de la Figure 5.19 (W.m^{-2}) au cours du cycle MJO. Les valeurs significativement différentes (t-test, 95%) de la moyenne saisonnière, calculée sur la période MAM 2005, sont marquées par un astérisque. (b) Analyse de variance croisant phases MJO et OLR MAM 2005. Les aires apparaissant en gris clair (resp. gris foncé) dénotent une discrimination des valeurs quotidiennes d'OLR par les phases MJO significative au seuil de 95% (resp. 99%) selon le test de Fisher-Snedecor. Les indices régionaux d'OLR E et W ont été reportés sur la figure.



L'analyse composite des relevés pluviométriques (Fig. 5.21) révèle également un **pic de pluie entre les phases π et $3\pi/2$** . Une décroissance très brutale des cumuls journaliers est ensuite enregistrée pour la phase MJO suivante ($3\pi/2 - 7\pi/4$) ; les conditions les plus sèches sur la région semblent survenir principalement pour les phases $\pi/4$ à π , confirmant les résultats obtenus à partir des données d'OLR (Fig. 5.20a).

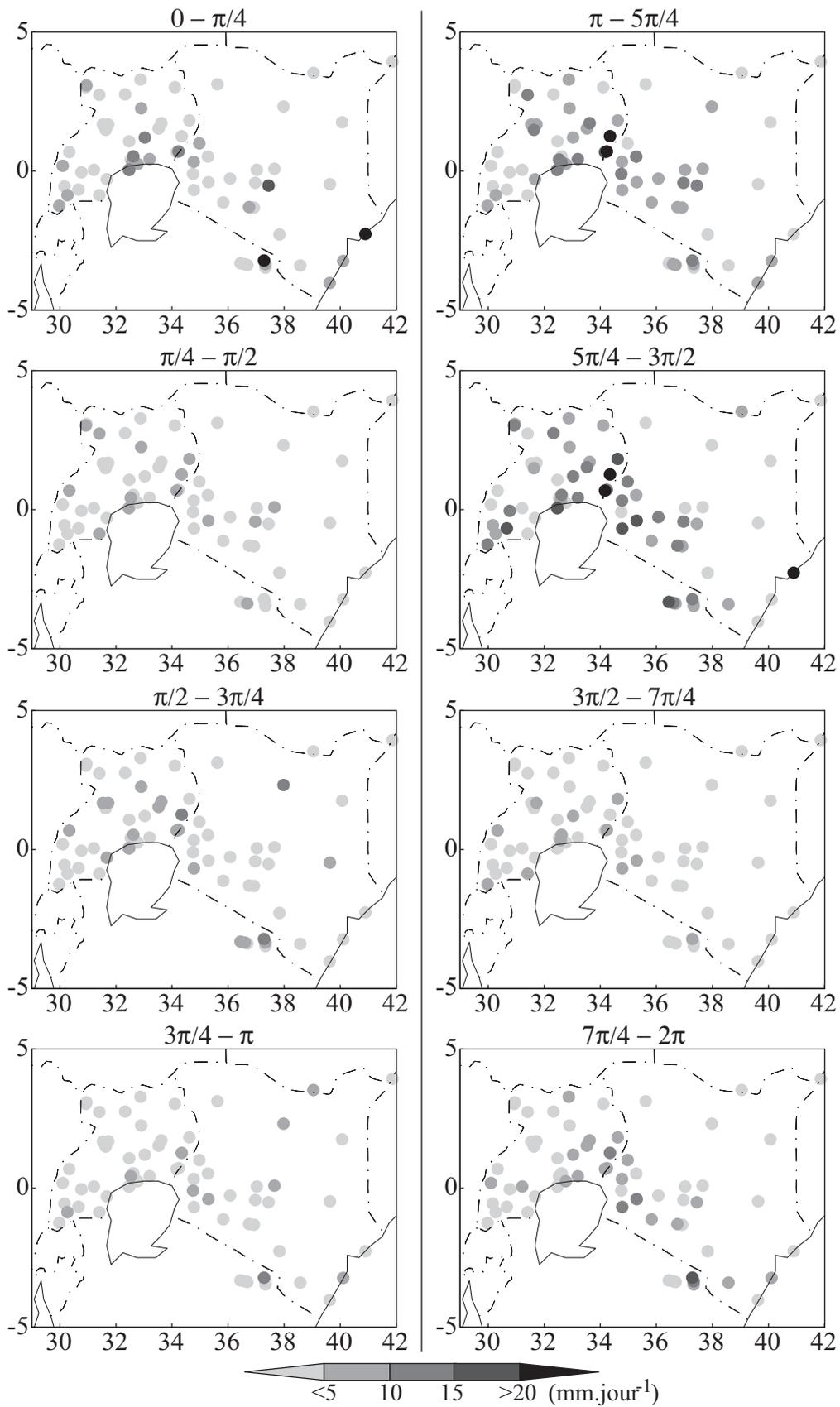


Fig. 5.21 : Analyse composite des relevés pluviométriques d'Afrique de l'Est au cours du cycle MJO (mm.jour^{-1}). L'échelle des grisés donne la valeur moyenne des cumuls journaliers, pour chaque pluviomètre et pour chaque phase MJO.

La significativité des anomalies ne pouvant être testée par rapport au cycle annuel (les séries de pluies n'étant disponibles que pour l'année 2005), une analyse de variance est appliquée sur chacun des pluviomètres, pour la période MAM 2005, afin d'évaluer l'incidence des phases MJO sur les cumuls pluviométriques journaliers. Les résultats sont montrés sur la Figure 5.22.

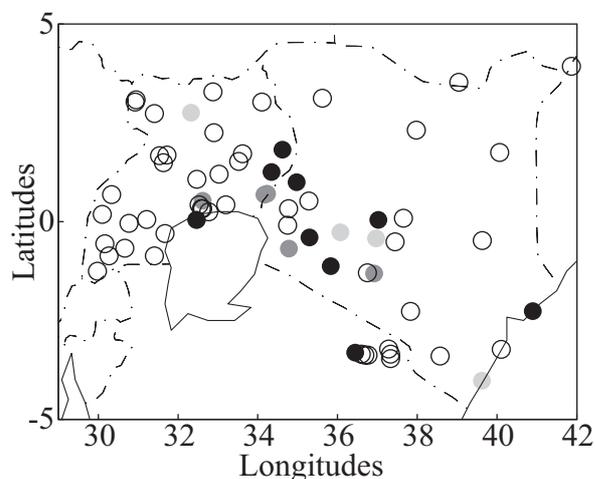


Fig. 5.22 : Analyse de variance croisant phases MJO et cumuls journaliers de pluie dans les 68 pluviomètres d'Afrique de l'Est pour la période MAM 2005. Les pluviomètres dont les valeurs quotidiennes ne sont pas significativement discriminées par les phases MJO au seuil de 90% selon le test de Fisher-Snedecor apparaissent en blanc ; ceux dont les séries sont resp. discriminées aux seuils de 90%, 95% et 99%, apparaissent avec des niveaux croissants de gris.

La majorité des stations (49 sur 68) n'atteint pas le seuil de 90% ; les 19 stations restantes sont essentiellement regroupées sur le sud-ouest du Kenya et l'est de l'Ouganda, dans la région des Hautes Terres. Des stations isolées sont également trouvées sur le littoral du Kenya et le nord de la Tanzanie. Si ces résultats corroborent généralement ceux obtenus à partir de l'OLR (Fig. 5.20), ils restent néanmoins globalement plus faibles. La dissymétrie des distributions quotidiennes de pluies, ainsi que le caractère fortement bruité des séries temporelles, jouent très probablement en ce sens.

Une régionalisation du signal pluviométrique est obtenue par analyse en composantes principales avec rotation varimax, basée sur la matrice de corrélation, et appliquée sur les séries brutes (non filtrées) des pluviomètres pour la saison MAM 2005. Il est à noter que seuls les 57 pluviomètres ne présentant aucune valeur manquante sur les 3 mois ont été considérés dans cette analyse. Afin de réduire la dissymétrie de la distribution statistique des pluies journalières, l'ACPR a été appliquée sur la racine carrée des cumuls pluviométriques quotidiens.

Les 3 premières CP, expliquant 35.10% de la variance initiale, ont ici subi la rotation : les résultats sont présentés sur la Figure 5.23.

Le premier indice régional est représentatif des Hautes Terres situées au nord-est du Lac Victoria (territoire du Kenya principalement, et extrémité orientale de l'Ouganda). Temporellement, il décrit l'alternance de phases sèches et de phases humides au sein de la saison des pluies : les minima d'OLR notés précédemment apparaissent particulièrement sur la courbe des scores (maxima de précipitations). Les fréquences les plus significatives sont extraites par une analyse en ondelettes (Torrence & Compo 1998) : elles sont centrées sur la gamme 20-30 jours, soit à des périodicités plus courtes que la MJO. Ce constat s'explique par la présence du pic pluviométrique du 6 avril, qui survient apparemment indépendamment de la MJO. Des

fréquences plus courtes atteignent également le seuil de significativité, mais traduisent en réalité une variabilité journalière non négligeable, à l'intérieur même des phases humides.

La seconde PCR (nord du lac Victoria : Kenya et surtout Ouganda) présente des caractéristiques spatiales et temporelles très proches de la PCR#1. Les quatre mêmes pics de pluie sont identifiables, avec des nuances très légères dans la courbe des scores : les extrema des courbes de scores surviennent en général avec un décalage d'un ou deux jours. Les précipitations les plus abondantes, au cours de la phase humide elle-même, concernent dont alternativement le nord ou l'est du lac Victoria.

La troisième PCR (nord du Kenya) décrit une région qui reste relativement sèche durant le trimestre MAM. Elle est en fait attirée par un pic de pluie unique et très marqué, survenu le 20 mai. Elle ne renseigne de ce fait qu'un évènement particulier, et non un mode de variabilité récurrent des pluies est-africaines au pas de temps intrasaisonnier.

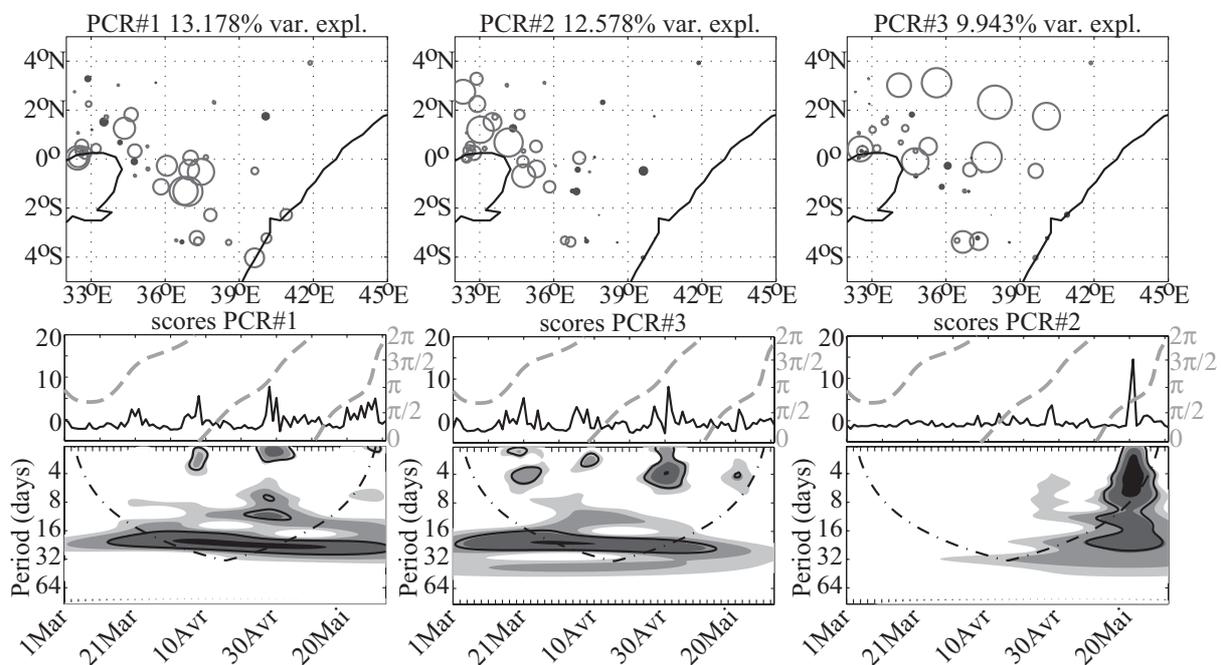


Fig. 5.23 : ACP varimax des pluies est-africaines de MAM 2005. Haut : loadings de chacun des pluviomètres sur les 3 PC. L'intensité des corrélations linéaires est proportionnelle à la surface des cercles, les corrélations positives (négatives) apparaissent en blanc (noir). Milieu : scores associés aux PC. La phase MJO correspondante apparaît en pointillés. Bas : analyse en ondelettes appliquée sur les scores des 3 PC. Les lignes noires continues indiquent les fréquences significatives au seuil de 95%.

La Figure 5.24 confirme **l'influence de la MJO sur la pluviométrie de l'ouest du Kenya et de l'Ouganda**, avec un pic de pluie clairement identifiable sur ces régions pour les phases $5\pi/4 - 3\pi/2$ (la majorité des corrélations étant positives sur la Figure 5.23, des scores élevés se traduisent effectivement par des précipitations abondantes). Les pluviomètres fortement corrélés à la PCR#3 (nord du Kenya principalement) semblent en revanche beaucoup moins soumis à son influence.

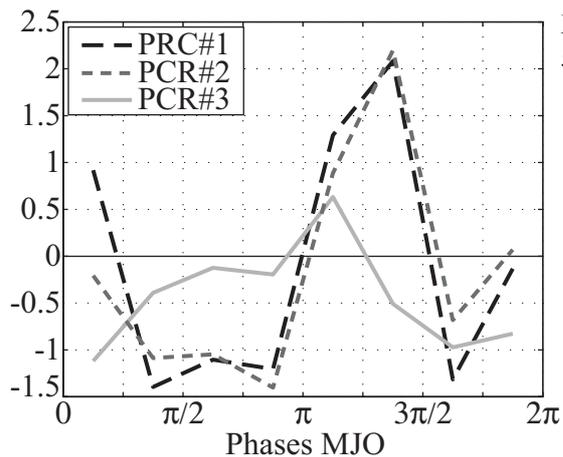


Fig. 5.24 : Composite des scores de l'ACP de la Figure 5.23 au cours du cycle MJO.

La dynamique atmosphérique associée aux anomalies pluviométriques est abordée à l'aide de la Figure 5.25. Les phases pluvieuses sur la région décrite par la PCR#1 sont statistiquement associées à des anomalies cycloniques de hautes couches centrées sur le canal de Mozambique (Fig. 5.25a). Dans les basses couches les anomalies de sud prévalent, du canal de Mozambique jusqu'aux plaines littorales du Kenya (Figs. 5.25d,g). Des anomalies d'ouest sont également enregistrées sur l'Afrique centrale, depuis le bassin du Congo en direction des Hautes Terres, générant une convergence en surface. Elles sont ensuite associées à des anomalies ascendantes sur l'ensemble de la troposphère à la verticale de l'Afrique de l'Est (Fig. 5.25g). Cette configuration le long de l'équateur a déjà été discutée dans la section 4.2 : elle traduit la réponse atmosphérique régionale à la MJO durant sa phase $5\pi/4 - 7\pi/4$ (Fig. 4.9 et Pohl *et al.* 2005) et est en moyenne associée à des cumuls pluviométriques excédentaires sur les Hautes Terres (Fig. 4.8).

Une configuration ressemblante est observée pour la PCR#2. La convergence dans les bas niveaux de l'atmosphère est encore renforcée sur les Hautes Terres. Les anomalies d'ouest sont plus également marquées sur l'Afrique Centrale et forment un continuum qui s'étend du golfe de Guinée à l'océan Indien. En hautes couches des anomalies d'est sont trouvées au nord de l'équateur, qui pourraient traduire une circulation cellulaire sur l'océan Indien. Des ascendances sont enfin localisées à la verticale des Hautes Terres, à tous les niveaux géopotentiels entre 850 et 200hPa.

Les anomalies dans la circulation diffèrent sensiblement pour la PCR#3, qui confirme son originalité par rapport aux deux autres indices régionaux. Cette configuration, influencée par un épisode unique et très isolé, présente un intérêt très limité ici et ne sera donc pas davantage détaillée.

En bref : le trimestre MAM 2005 a été caractérisé par une activité intrasaisonnière importante à l'échelle de la ceinture tropicale dans son ensemble. **A l'échelle de l'Afrique de l'Est, la saison des Long Rains a été marquée par 4 phases pluvieuses principales, dont 3 présentant un calage de phase très net avec la MJO.** Les pics pluviométriques sur les Hautes Terres semblent résulter d'une amplification de la convection atmosphérique profonde, en lien avec des anomalies d'ouest dans les couches moyennes et basses depuis la cuvette congolaise.

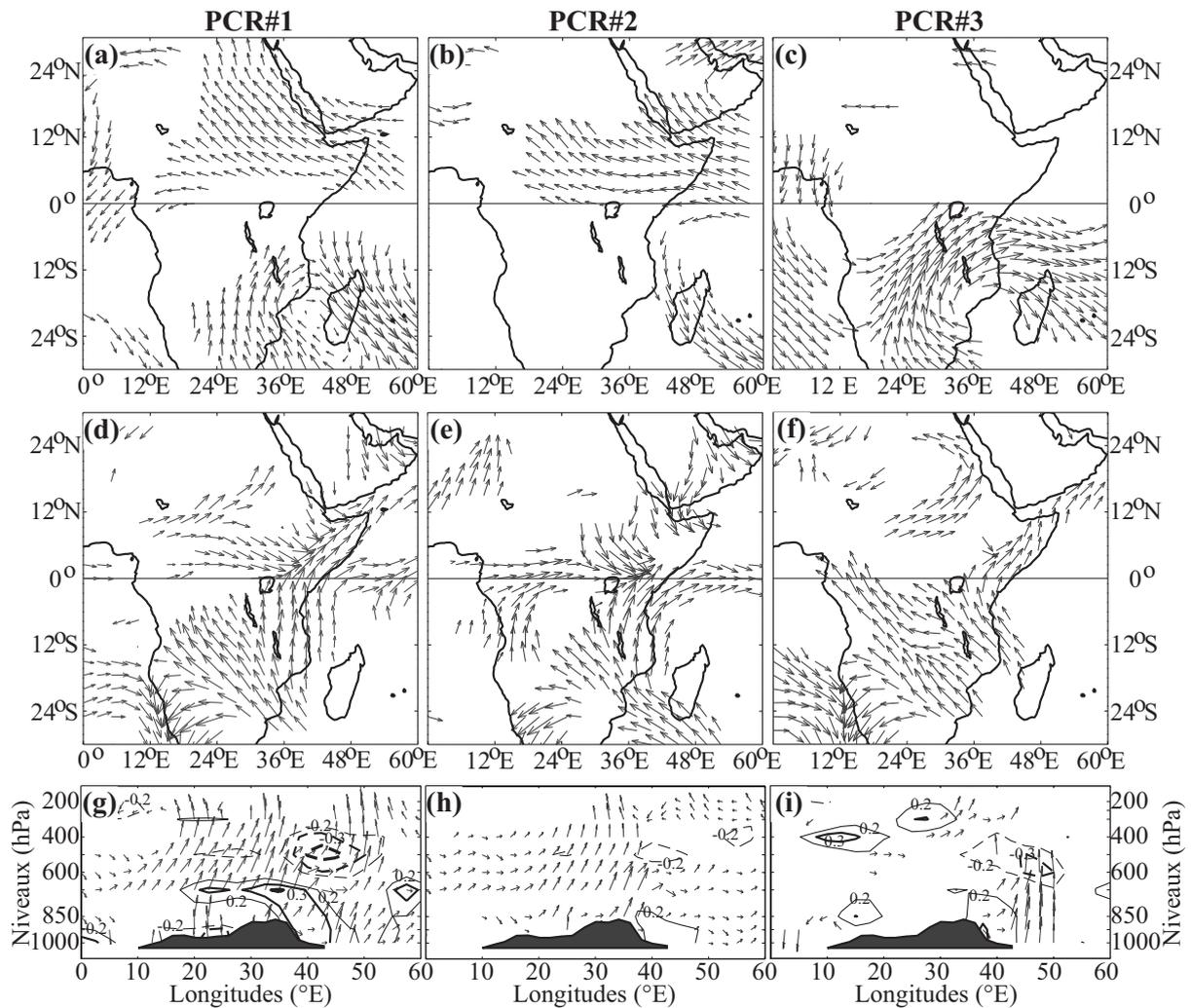


Fig. 5.25 : Corrélations entre les scores de l'ACP de la Figure 5.23 et le champ de vent journalier sur la période MAM 2005, (a-c) à 200hPa, (d-f) à 850hPa, (g-i) selon une section verticale moyennée le long de l'équateur (2.5°N - 2.5°S). Seules les corrélations significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson ont été représentées. Les lignes d'isocorrélations continues (pointillées) sur les Figures 5.25(g-i) présentent les corrélations significatives positives (négatives) avec la composante méridienne du vent, moyennée entre 2.5°N et 2.5°S.

Les sections suivantes se proposent d'étudier cette saison des pluies avec une résolution spatiale et temporelle bien meilleures que les jeux de données usuellement utilisés en climatologie, en ayant recours aux images recueillies par le satellite Météosat-8 (MSG).

5.3.2 Présentation de Météosat Seconde Génération (MSG)

Note : par convention toutes les heures indiquées sont exprimées en temps universel (TU), utilisé comme référentiel temporel des images Météosat. Afin d'obtenir l'heure équivalente au fuseau de Nairobi, il convient d'ajouter 3h.

Le satellite MSG (Schmetz *et al.* 2002c) a été lancé le 28 août 2002 et a été déclaré opérationnel le 29 janvier 2004. A cette occasion il a officiellement été rebaptisé Météosat-8,

puisqu'il est chargé de prendre le relais de la série des satellites météorologiques géostationnaires européens Météosat.

En comparaison des satellites précédents, il présente une amélioration significative des capteurs embarqués, qui offrent une résolution spatiale jusqu'alors inégalée pour un satellite géostationnaire, avec une répétitivité temporelle bien meilleure que les satellites à orbite polaire.

Le capteur SEVIRI (Schmetz *et al.* 2002a ; b) fournit toutes les **15 minutes** des scènes de 3712 x 3712 pixels, soit une **précision de 3km au nadir** (0° , 0°). 11 canaux sont disponibles dans le spectre visible (0.6 et $0.8\mu\text{m}$), proche infra-rouge (1.6 et $3.9\mu\text{m}$), vapeur d'eau (6.2 et $7.3\mu\text{m}$), et infra-rouge (8.7, 9.7, 10.8, 12.0 et $13.4\mu\text{m}$). Les canaux $9.7\mu\text{m}$ et $13.4\mu\text{m}$ correspondent respectivement à la signature électromagnétique de l'ozone (O_3) et du dioxyde de carbone (CO_2) atmosphériques. Un canal haute résolution est en outre disponible dans le visible, avec une résolution de 1km au nadir (11136 x 11136 pixels).

Le capteur GERB permet en outre d'établir le bilan radiatif terrestre (Harries *et al.* 2005), dans les gammes visible et infra-rouge (rayonnements solaire incident et terrestre réfléchi) à une résolution spatio-temporelle accrue par rapport au capteur AVHRR embarqué sur les satellites à défilement de la NOAA.

Le flux en provenance de MSG représente un volume considérable de données (de l'ordre d'1 Go par heure, soit 15To par an en données zippées, pour l'ensemble du disque et du spectre électromagnétique). Pour cette raison, une extraction spatiale et temporelle a été réalisée, par l'intermédiaire de la machine de traitement du GDR MSG-ATR, ce qui a permis de réduire la taille totale des fichiers à quelques centaines de Mo.

Au final, l'étude se base sur les champs MSG sur la région $29^\circ\text{E} - 42^\circ\text{E}$, $5^\circ\text{N} - 5^\circ\text{S}$. Les points de grille ont été reprojétés sur une **grille régulière de 9.6km x 9.6km environ** (150 x 115 pixels), correspondant à une dégradation spatiale d'un facteur 1.5 environ par rapport aux données brutes. La période d'analyse s'étend du 1^{er} mars au 31 mai 2005, au **pas de temps horaire** (soit 2208 images, correspondant à une dégradation de la résolution temporelle d'un facteur 4 par rapport aux données originelles).

3 canaux ont été retenus sur les 11 disponibles : le canal infra-rouge thermique IR10.8 et les canaux vapeur d'eau ("water vapor") WV6.2 et WV7.3. Les données extraites sont exprimées en unités de radiance ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$). sr désigne le nombre de stéradians, unité élémentaire d'angle solide, correspondant à chaque pixel de l'image : cette mesure est destinée à prendre en compte la superficie variable des points de grille entre le nadir et les périphéries du disque terrestre, et qui est due à la rotondité de la Terre. Ces valeurs ont été obtenues par calibration linéaire du capteur embarqué SEVIRI (Schmetz *et al.* 2002a ; b).

Le canal IR10.8 est utilisé pour renseigner la température de l'objet le plus élevé de l'atmosphère (i.e., le sommet des nuages), ou bien la température de surface en l'absence de couvert nuageux. Fondamentalement, son interprétation est donc très proche de celle du fichier OLR de la NOAA. **Le canal vapeur d'eau WV6.2 décrit essentiellement la quantité de vapeur d'eau présente dans les hautes couches de la troposphère** (entre 350 et 300hPa selon l'écartement au nadir). A des valeurs de radiance faibles correspondent des températures d'émission faibles dans cette gamme de fréquence, traduisant une couche émettrice vers l'espace à

haute altitude et donc une haute troposphère humide. A des valeurs de radiance élevées correspond une température d'émission élevée, marqueur d'une couche émettrice vers l'espace à basse altitude et donc à une haute troposphère sèche. **Le canal WV7.3 renseigne sur l'humidité des masses d'air dans les couches moyennes** (500 à 450hPa). D'une manière similaire, des valeurs de radiance faibles (élevées) indiquent une moyenne troposphère humide (sèche).

Des interruptions de la station de réception du GDR ont entraîné la perte d'environ 14% des données sur le trimestre considéré : la distribution temporelle des valeurs manquantes est illustrée par la Figure 5.26 pour les 3 canaux utilisés. Outre des heures isolées, qui ne concernent pas nécessairement les mêmes canaux aux mêmes instants, des lacunes particulièrement prolongées sont observées durant la dernière semaine de mai 2005. Le dernier pic pluviométrique de la saison, concomitant avec une phase de convection renforcée de la MJO (Fig. 5.23), ne pourra de ce fait être analysé en détail via MSG. Pour la suite des analyses, ces données n'ont pas été comblées.

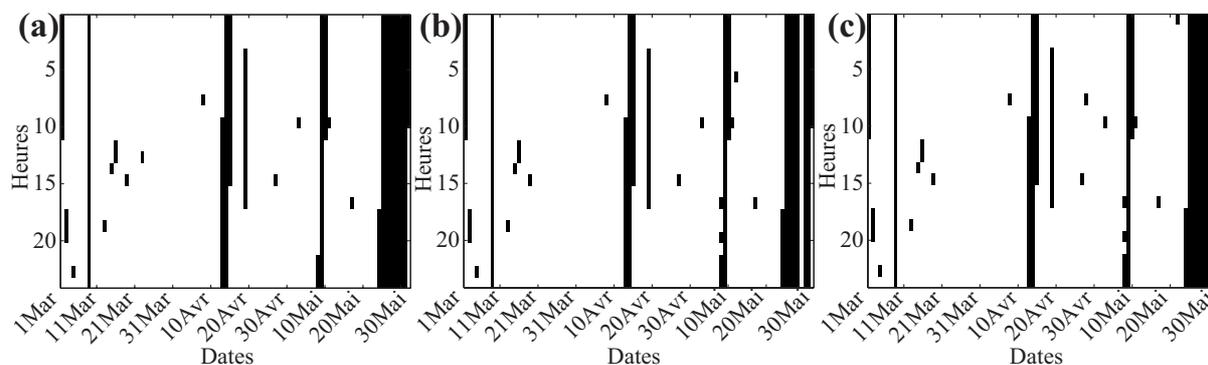


Fig. 5.26 : Répartition temporelle des valeurs manquantes des canaux MSG : (a) IR 10.8, (b) WV6.2, (c) WV7.3. Les pixels noirs des tableaux jour - heure correspondent aux champs non renseignés pour la période MAM 2005.

La Figure 5.27 présente les **champs moyens des 3 canaux** sélectionnés, pour toutes les heures de tous les jours disponibles (cf. Fig. 5.26), sur la période MAM 2005. **Le canal IR10.8 est assez fortement déterminé par la topographie**, c'est-à-dire par la température de surface (Fig. 5.27a). A l'échelle de la région, une opposition zonale est donc une nouvelle fois trouvée entre les Hautes Terres et les plaines orientales plus chaudes. Les sommets isolés (Monts Kenya, Elgon et Kilimandjaro par exemple) apparaissent très nettement comme des points isolés de faibles valeurs de radiance, traduisant des points froids (et élevés) isolés. Le tracé de la vallée du Rift est également décelable. Les grands lacs de la région (Turkana au nord, Kyoga, Albert, Edouard et Kivu à l'est, Tanganyika au sud) ressortent également comme des aires plus froides que leurs bassins environnants ; tel n'est cependant pas le cas pour le lac Victoria au centre. Tout comme l'OLR, **le champ IR est également sensible à l'intensité moyenne de la convection profonde**. L'extrémité orientale de la cuvette congolaise présente ainsi des valeurs particulièrement faibles, qui ne peuvent s'expliquer que par le couvert nuageux étant donné la topographie de cette région (Fig. 1.5).

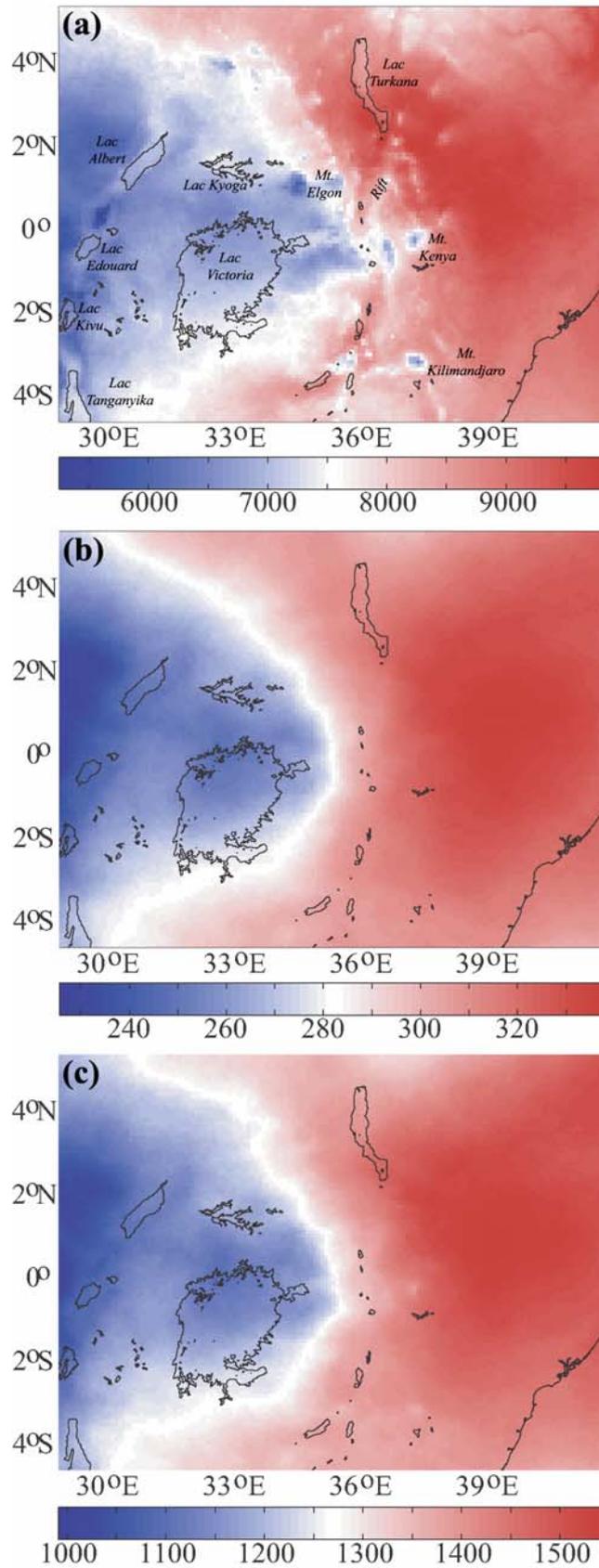


Fig. 5.27 : Champs moyens (radiance, $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$) des canaux MSG IR10.8 (a), WV6.2 (b) et WV7.3 (c), MAM 2005.

Les champs vapeur d'eau présentent tous deux des structures spatiales plus lissées, qui témoignent de **conditions plus humides sur les Hautes Terres à l'ouest, et plus sèches sur la côte et les plaines orientales à l'est**. Ce constat prévaut à la fois pour les moyennes (WV7.3) et pour les hautes (WV6.2) couches.

Le cycle diurne concernant principalement l'activité convective, il n'est ici montré qu'à partir du canal IR10.8 (Fig. 5.28). Les radiances infra-rouge restent à des valeurs faibles durant les premières heures de la journée (jusqu'à 7h TU environ, 10h locales), correspondant au **refroidissement nocturne des terres**. Les valeurs d'infra-rouge, et les températures, augmentent ensuite uniformément sur la région, jusqu'à 11h TU environ. La couverture nuageuse étant en moyenne assez faible, voire quasi-inexistante le matin, le champ est alors fortement sensible aux conditions de surface. Une nouvelle fois les configurations spatiales qui apparaissent, en particulier entre 9h et 11h, rappellent fortement la topographie de la région. La vallée du Rift ressort alors comme un alignement de maxima de valeurs de radiance, correspondant à un réchauffement anormalement précoce au cours de la journée. L'altitude inférieure par rapport aux Hautes Terres environnantes et la situation de cuvette peuvent contribuer à expliquer ce phénomène.

Dès 11h TU les pixels des sommets les plus élevés voient leur radiance chuter (Fig. 5.28f), du fait de la **formation de nuages**. Des mécanismes de type brises de pentes et ascendances orographiques localisées en sont en toute probabilité à l'origine. Le phénomène se poursuit et s'amplifie fortement à 13h, puis gagne l'ensemble des Hautes Terres autour du Lac Victoria dans l'après-midi (15h). Le lac lui-même apparaît comme une exception notable par rapport aux Hautes Terres environnantes, qui traduit un phénomène de **brises de lac**, initié par un différentiel d'inertie thermique, et donc de température et de pression (Flohn & Fraedrich 1966 ; Kayiranga 1991 ; Ba & Nicholson 1998 ; Anyah & Semazzi 2004 ; Song *et al.* 2004 ; Anyah *et al.* 2006). Une divergence (convergence) est donc observée sur la surface du lac durant le jour (la nuit), durant lequel sa surface est plus froide (chaude) que les terres alentour.

Durant l'après-midi les basses terres de l'est montrent aussi une baisse de radiance, pouvant correspondre à un déclin de la température après le zénith, ou au développement d'un couvert nuageux voire de convection atmosphérique lors des phases les plus pluvieuses de la saison (Fig. 5.23). Sur les Hautes Terres cette seconde hypothèse est privilégiée, car ces mêmes heures de la journée voient très clairement se développer des conditions humides dans les couches atmosphériques moyennes et hautes (canaux WV7.3 et WV6.2, non montrés).

L'**activité convective sur les Hautes Terres** atteint un maximum journalier entre 15h et 17h, avant de décroître à nouveau en intensité entre 19h et 23h. Le refroidissement de la terre (par pertes radiatives durant la nuit, et également par conversion en chaleur latente à l'eau précipitée) est probablement à l'origine des radiances faibles persistantes durant la nuit.

Des cycles diurnes très similaires sont décrits par les canaux vapeur d'eau, confirmant l'implication des phénomènes convectifs dans le signal d'après-midi. Ce constat prévaut tout particulièrement pour les Hautes Terres, autour du lac Victoria. L'humidité des masses d'air, dans les couches hautes et surtout moyennes, apparaît donc très fortement calée sur l'infra-rouge -en accord avec l'hypothèse formulée de déclenchement de la convection atmosphérique.

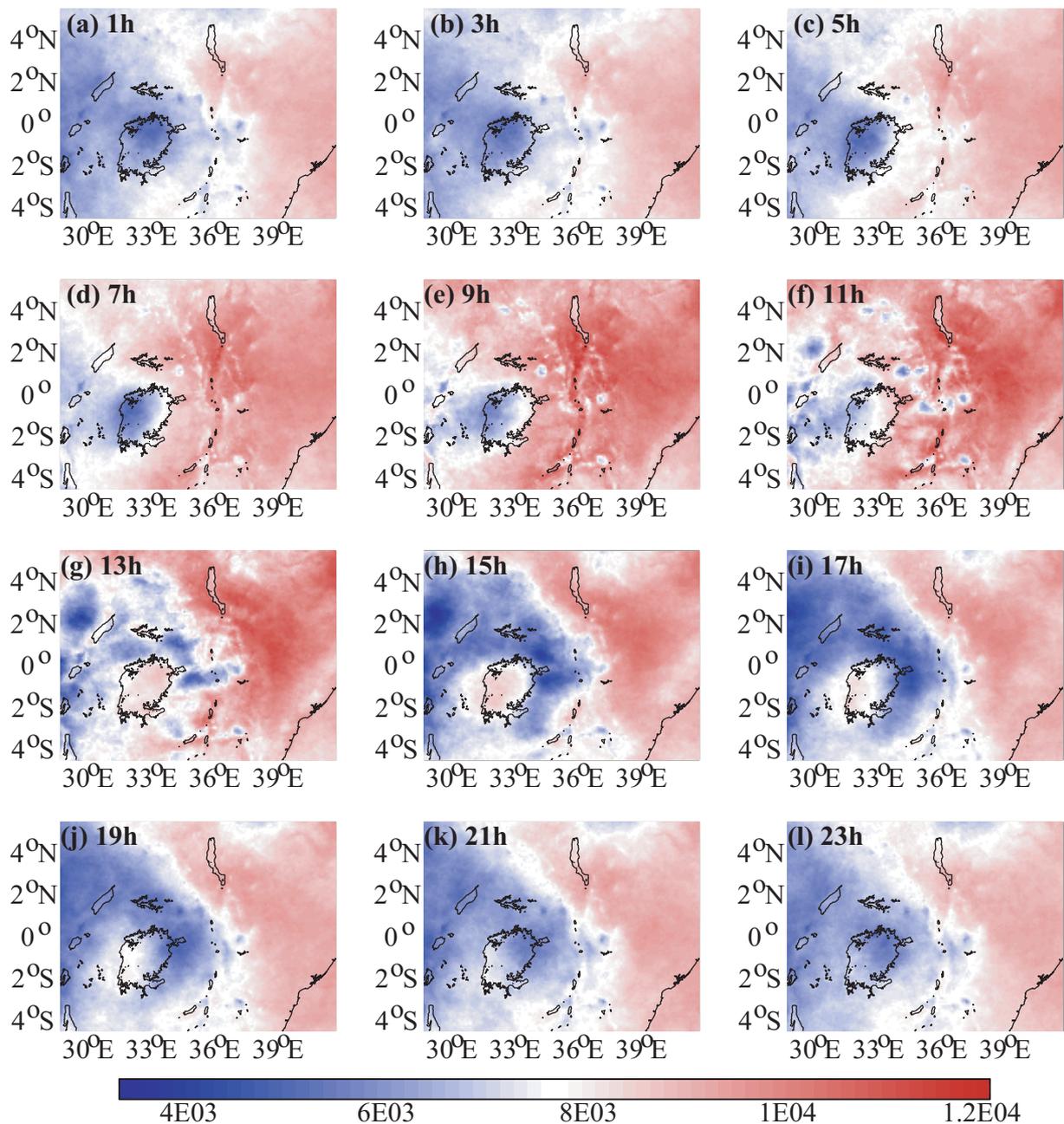


Fig. 5.28 : Cycle diurne moyen du canal IR10.8 ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$). Les heures sont exprimées en temps universel (TU).

5.3.3 Relations entre précipitations et observations satellitales

L'analyse de la variabilité temporelle des champs infra-rouge et vapeur d'eau au-dessus de l'Afrique de l'Est est effectuée en deux temps. L'analyse croisée des relevés pluviométriques quotidiens et des champs MSG va dans un premier temps permettre de détailler la co-variabilité entre ces deux jeux de données. La signature régionale du signal MJO telle qu'elle apparaît aux très hautes résolutions temporelles et spatiales fournies par le satellite sera ensuite documentée.

La Figure 5.29 présente la variance commune entre les indices pluviométriques régionaux (i.e. les scores de l'ACP varimax de la Figure 5.23), et les 3 champs MSG retenus pour cette étude,

agglomérés au pas de temps quotidien sur le trimestre MAM 2005. Il est à noter que pour cette section spécifiquement, les champs MSG ont été moyennés de 6h15 TU à 6h TU en accord avec les recommandations de l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale) concernant les relevés des pluviomètres.

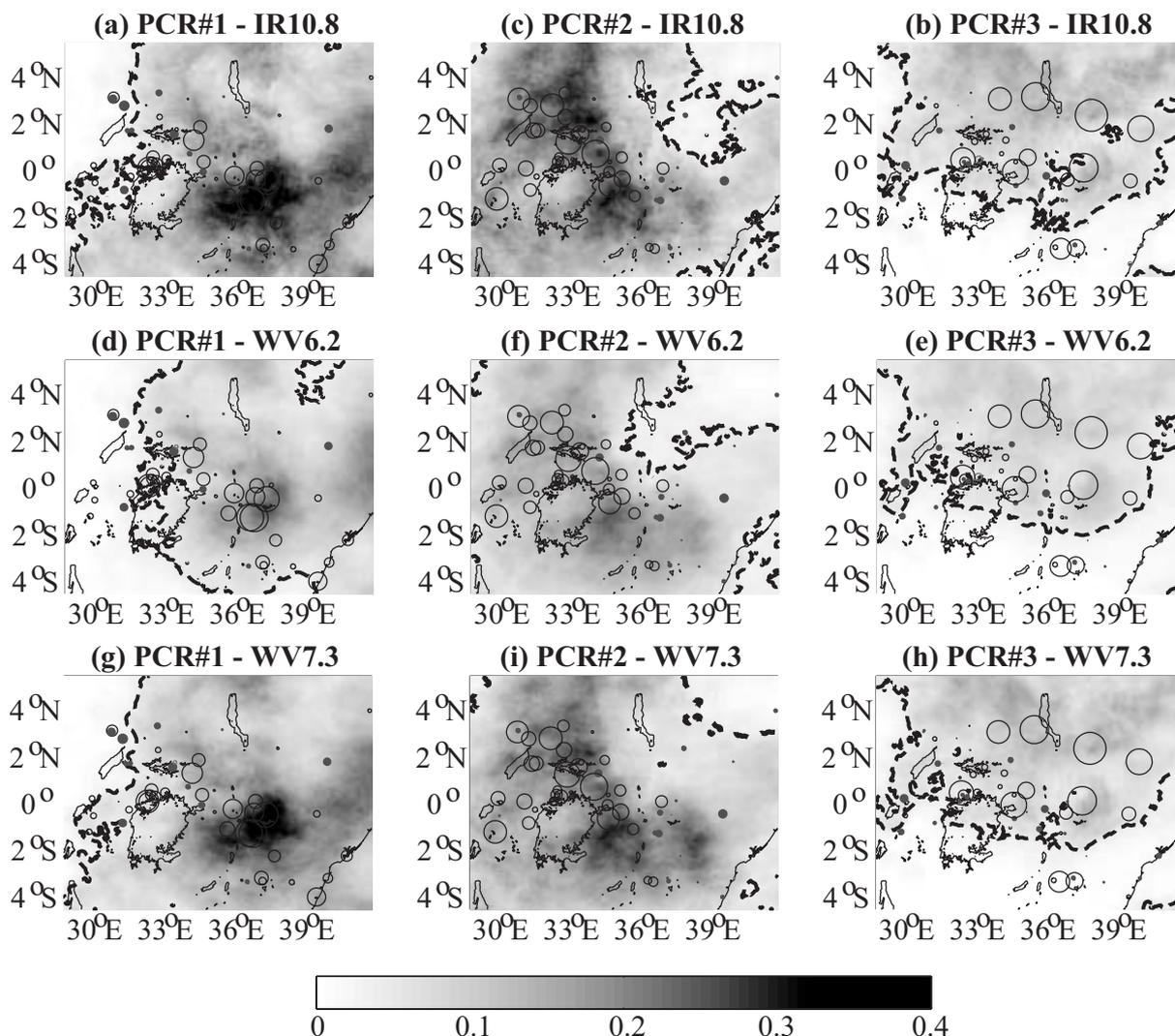


Fig. 5.29 : Variance commune entre les scores de l'ACP de la Figure 5.23 et les champs MSG quotidiens IR 10.8 (a-c), WV6.2 (d-f), WV7.3 (g-i), pour la période MAM 2005. La valeur des grisés est donnée par la légende.

D'une manière générale, **les champs MSG présentent une variance commune relativement élevée (30 à 40%, sur une série temporelle de 92 jours) à la verticale des régions les mieux décrites par chacune des composantes principales.** Ce constat prévaut tout particulièrement pour les PCR#1 et 2, et les champs IR10.8 et WV7.3. La PCR#3 montre un profil sensiblement différent des deux autres, ce qui n'est guère surprenant puisqu'elle décrit avant tout une région sèche (sauf épisode particulier, Fig. 5.23) durant le trimestre étudié.

La forte réponse du champ IR10.8 aux fluctuations journalières des cumuls pluviométriques sur les Hautes Terres semble confirmer qu'une partie significative de ces derniers résulte de

phénomènes convectifs. L'humidité dans les couches moyennes apparaît également comme un paramètre fondamental, qui peut alimenter la convection et favoriser la formation de nuages fortement pluvio-gènes. Ces hypothèses sont en accord complet avec les anomalies enregistrées dans la dynamique atmosphérique (Fig. 5.25).

En bref : les précipitations sur les Hautes Terres d'Afrique de l'Est sont ainsi associées à un signal significatif dans les canaux IR10.8 et WV7.3, respectivement sensibles à la température du sommet des nuages et à la vapeur d'eau des moyennes couches de la troposphère. Ces résultats suggèrent fortement qu'une partie significative de ces pics de pluie résultent de processus pluvio-gènes de type convectif.

5.3.4 Description du cycle MJO

Les Figures 5.30 à 5.32 présentent les anomalies composites des 3 canaux MSG au cours du cycle MJO ; la résolution temporelle des indices du BMRC étant journalière, les analyses portent ici sur des champs agglomérés (moyennés) au pas de temps quotidien, de 0h à 23h.

Les phases π à $3\pi/2$ présentent des anomalies très significatives par rapport à la moyenne saisonnière. Les couches hautes (Fig. 5.31) et surtout moyennes (Fig. 5.32) de la troposphère montrent également des teneurs en vapeur d'eau très supérieures à la moyenne. De l'analyse conjointe de ces 3 canaux, et des propriétés dynamiques de la MJO, il est permis de formuler l'hypothèse que ce signal très net correspond à une **amplification temporaire de la convection atmosphérique** à la verticale de la région. Spatialement, celle-ci se développe dans un premier temps sur l'ouest ($\pi - 5\pi/4$: extrémité orientale de la cuvette congolaise, Hautes Terres Occidentales, bassin du lac Victoria) puis dans un second temps sur l'est ($5\pi/4 - 3\pi/2$: Hautes Terres Orientales, plaines orientales du Kenya).

Ces anomalies convectives sont synchrones au pic de pluie enregistré à cette phase de la MJO par les pluviomètres (Fig. 5.24) ; elles sont également en accord avec les anomalies ascendantes trouvées en moyenne lors de cette phase sur la région (Fig. 4.9), et également enregistrées pendant la saison de 2005 (Fig. 5.25). A l'échelle restreinte de l'Afrique de l'Est, une propagation vers l'est des amas convectifs de large échelle semble donc perceptible. Si l'extension géographique très limitée de la région doit amener à la plus grande prudence quant à la réalité physique de cette propagation, et à son éventuelle imbrication dans des structures de plus large échelle, il est cependant permis d'attendre que la phase MJO montrant l'amplification de la convection la plus importante sera décalée d'un huitième de cycle sur les plaines orientales du Kenya, en comparaison des Hautes Terres Occidentales et du bassin du lac Victoria. Ce point sera discuté dans la section suivante.

La transition entre ces deux phases "humides" et les huitièmes de cycle suivants se fait de manière très brutale. La phase MJO suivante ($3\pi/2 - 7\pi/4$) est en effet caractérisée par le déclin très rapide de ces conditions favorables aux précipitations. Plus généralement, le quart de cycle $3\pi/2 - 2\pi$ assure le rôle d'intermède jusqu'aux phases $0 - 3\pi/4$, durant lesquelles les **conditions défavorables aux pluies** prévalent. Ce constat est vérifié pour le canal IR10.8, mais surtout pour les deux canaux vapeur d'eau. Des anomalies sèches de moyenne et de haute troposphère sont ainsi enregistrées sur une large partie du domaine. Il est enfin à noter que cette phase "sèche"

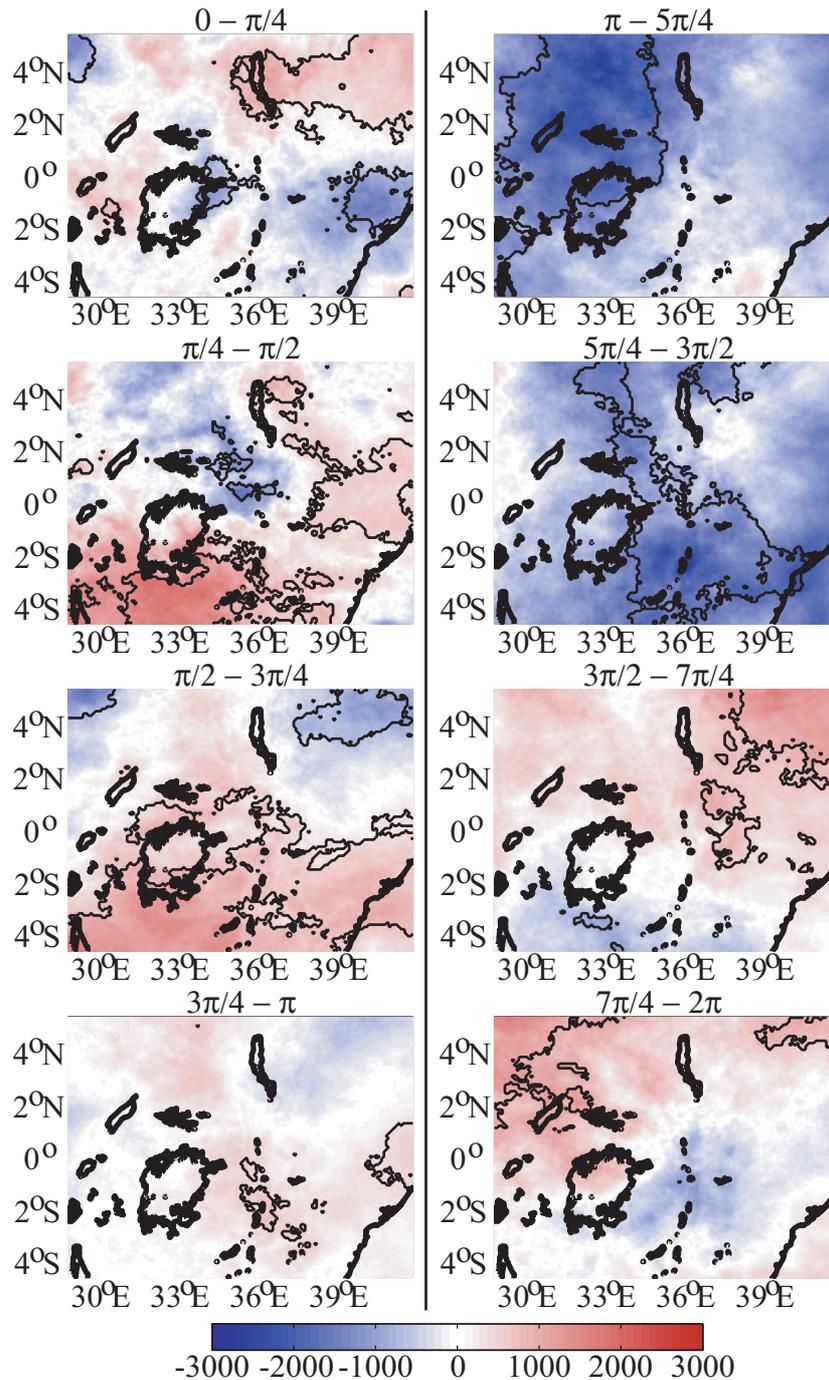


Fig. 5.30 : Anomalies composites du canal IR10.8 ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$) au cours du cycle MJO. Les valeurs significativement différentes (t-test, 95%) de la moyenne saisonnière, calculée sur la période MAM 2005, sont entourées par des lignes noires continues. La valeur des anomalies est donnée par la légende.

survient approximativement en opposition de phase par rapport à la convection renforcée. Le dernier huitième de cycle ($3\pi/4 - \pi$) montre finalement des anomalies très faibles dans les 3 champs, qui n'atteignent pas la significativité statistique. Il s'agit donc d'une nouvelle phase de transition, avant que les conditions "humides" de convection renforcée ne se développent à nouveau à partir de la phase π .

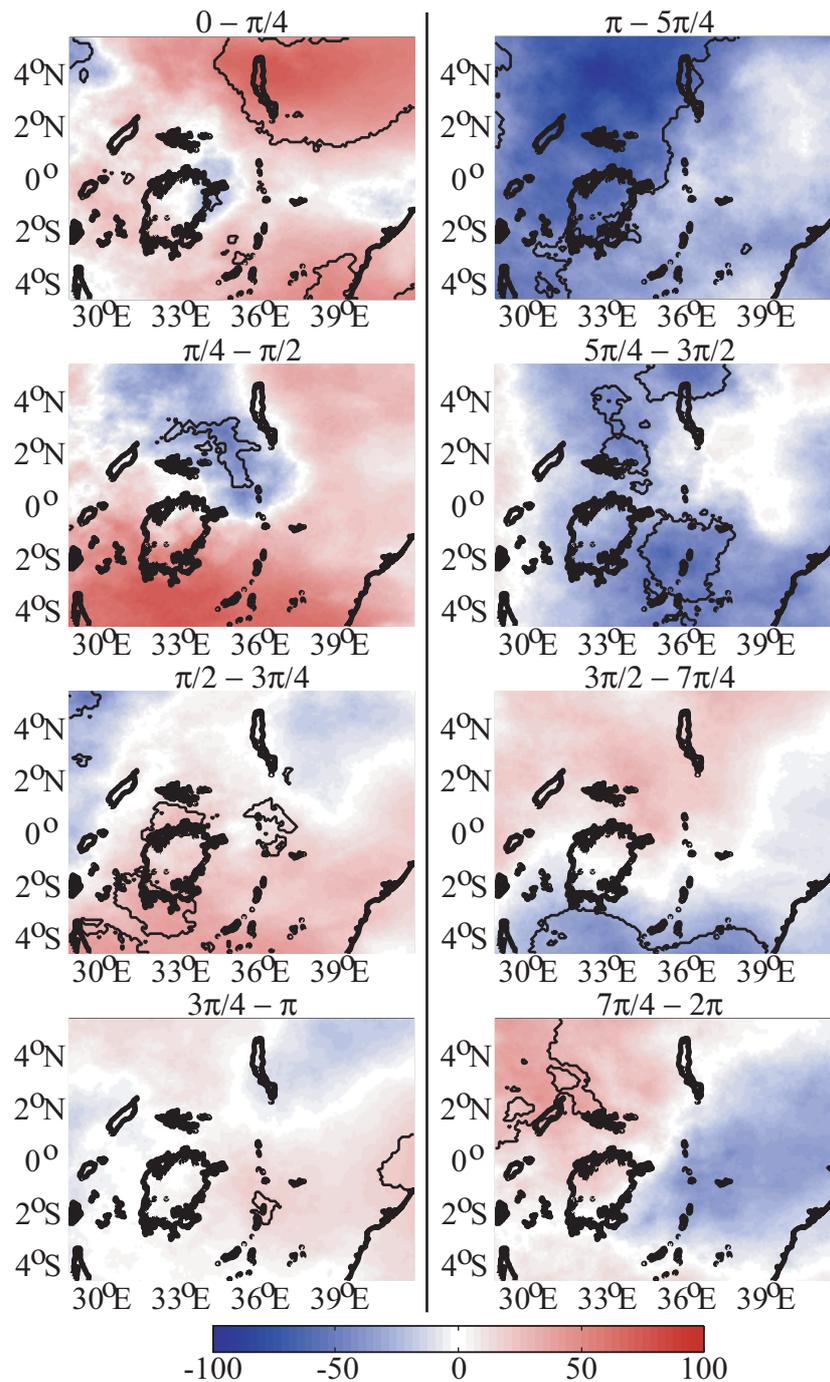


Fig. 5.31 : Comme pour la Figure 5.30 mais pour le canal WV6.2.

A la différence de l'analyse des longues séries de données (section 4.2), **la saison des Long Rains de 2005 ne montre pas un déséquilibre dans la longueur des anomalies pluvieuses et sèches au profit de la phase humide** (cf. Fig. 4.9). De même les épisodes pluvieux au sein de la saison des pluies sont en phase entre les régions E et W. Il ne s'agit pas là de particularités des données MSG, mais apparemment de caractéristiques de la saison de 2005, puisque le même constat peut être effectué à partir des données des pluviomètres (Figs. 5.23 et 5.24). Il est toutefois noté que les signaux de phase convective (π à $\pi/2$), tels qu'ils apparaissent dans les champs MSG, présentent une cohérence spatiale et une intensité des anomalies qui tendent à être supérieures à celles de la phase sèche (0 à $3\pi/4$, cf. Figs. 5.30 à 5.32).

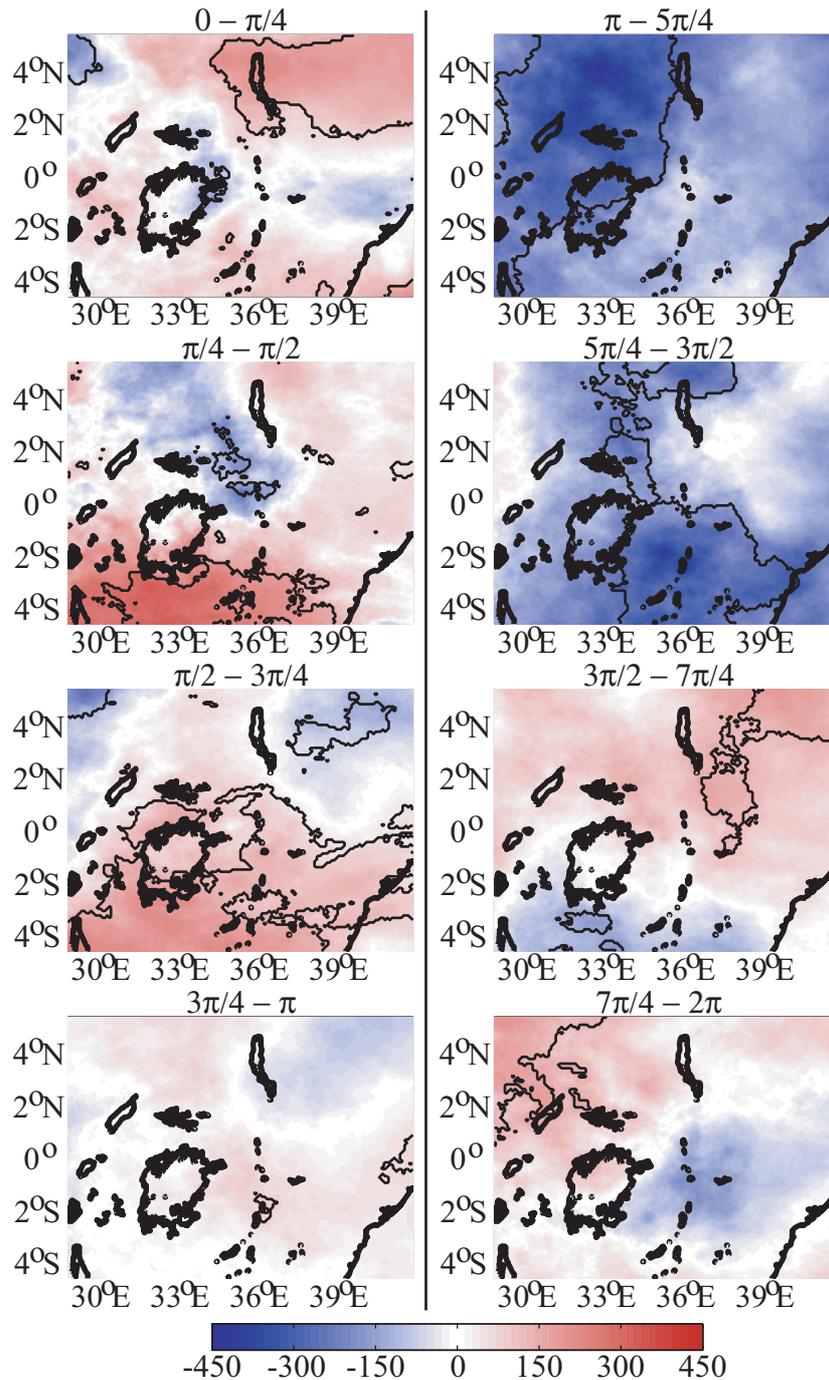


Fig. 5.32 : Comme pour la Figure 5.30 mais pour le canal WV7.3.

La significativité du signal MJO dans les 3 champs MSG est évaluée à l'aide d'une analyse de variance, appliquée d'une manière similaire aux valeurs quotidiennes moyennes de chaque pixel. Les résultats sont montrés par la Figure 5.33. **Les huitièmes de cycle MJO discriminent significativement les fluctuations journalières des 3 canaux sur une majeure partie de l'Afrique de l'Est** (en blanc sur la figure). L'exception la plus notable est le nord-est du Kenya (au sud-est du lac Turkana), où le degré de significativité de 90% n'est généralement pas atteint. Plus localement le lac Victoria présente aussi un comportement particulier, qui peut avoir son origine dans le cycle diurne particulier qui y prévaut (Fig. 5.28). Les résultats sont également

inégaux d'un canal à l'autre : si les champs IR10.8 et WV7.3 montrent des configurations spatiales assez semblables (ce que confirment les Figures 5.30 et 5.32), WV6.2 apparaît globalement moins fortement associé à la MJO. Par ailleurs, les régions sur lesquelles le signal de l'infrarouge est le moins bien discriminé par la MJO tendent à correspondre spatialement avec celles où le maximum convectif d'après-midi est le moins prononcé (Fig. 5.28), confirmant une influence très probable de la MJO sur la convection atmosphérique est-africaine.

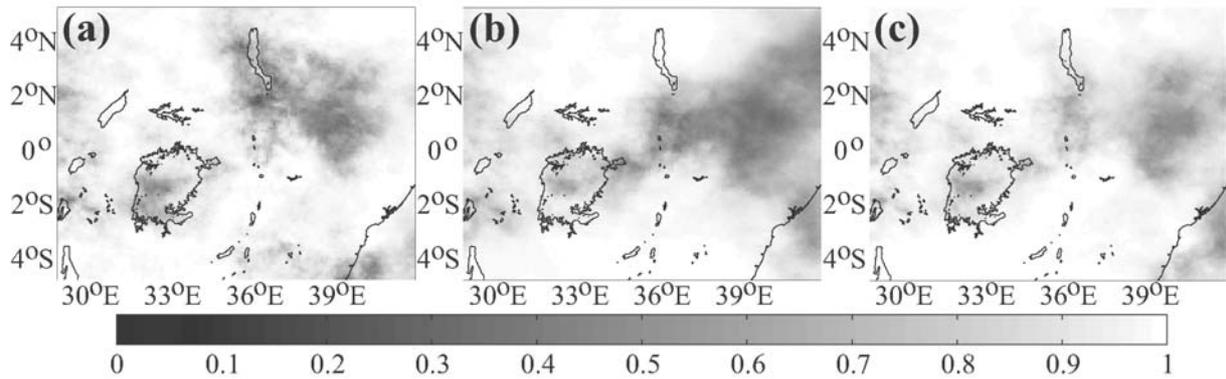


Fig. 5.33 : Analyse de variance croisant phases MJO et valeurs quotidiennes du canal IR10.8 (a), WV6.2 (b), WV7.3 (c), pour la période MAM 2005. Le degré de significativité estimé (test de Fisher-Snedecor) est donné par la légende.

5.3.5 Articulation du cycle diurne et du cycle MJO

Le cycle diurne étant très fortement marqué sur l'Afrique de l'Est (Fig. 5.28), à l'instar de la très grande majorité des régions tropicales, et la MJO étant également associée à des fluctuations intrasaisonniers non négligeables sur la zone d'étude (Figs. 5.30 à 5.32, et section 4.2), la question de l'articulation entre ces deux pas de temps est ici posée. En d'autres termes, **le cycle MJO induit-il seulement une variation dans l'amplitude du cycle diurne, ou modifie-t-il plus profondément son déroulement ?** La résolution spatiale et surtout temporelle des données MSG permet d'apporter des éléments de réponse à cette problématique.

Des indices régionaux sont calculés sur des régions physiquement cohérentes (les plaines côtières, les Hautes Terres orientales et occidentales, le lac Victoria), choisies a priori. La détermination de ces indices prend en compte les caractéristiques physiques de la surface (comme la topographie et la localisation des lacs, Fig. 1.5). A une échelle fine les bornes spatiales des indices sont fixées de manière à disposer de régions cohérentes au pas de temps diurne (Fig. 5.28) et intrasaisonnier (Figs. 5.30 à 5.32). Les Figures 5.34 à 5.37 montrent les résultats, pour chacun des 4 indices régionaux retenus. En raison de la très grande ressemblance entre le canal IR10.8 et le canal WV7.3 (et WV6.2 dans une moindre mesure), ces derniers ne seront pas montrés.

L'indice descriptif des basses terres de l'est (Fig. 5.34) montre un maximum journalier d'infrarouge entre 9 et 12h TU environ (12h - 15h locales), succédant à l'apogée de la course du soleil ; en parallèle ces heures de la journée apparaissent également comme les plus sèches, à la fois dans les couches moyennes et hautes (non montré). Les heures de la nuit (18h TU à 4h TU environ)

montrent au contraire les valeurs les plus basses enregistrées au cours de la journée, pour les 3 canaux. Ces résultats semblent indiquer que **ces valeurs reflètent (en moyenne) la température du sol, en l'absence de nuages convectifs à sommets froids.**

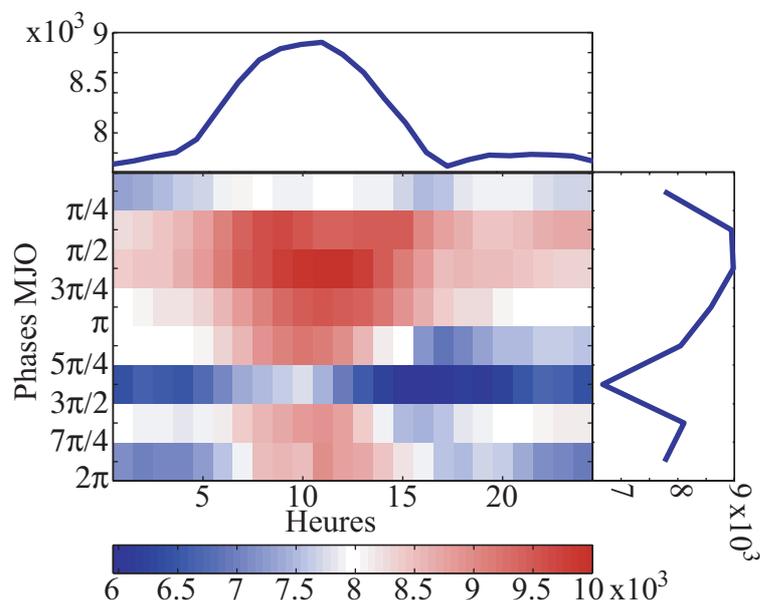


Fig. 5.34 : Analyse composite du canal IR10.8 en fonction des heures de la journée (abscisses) et des phases MJO (ordonnées), sur les plaines côtières d'Afrique de l'Est (4°S - 2°S, 37°E - 39°E), période MAM 2005.

Au pas de temps intrasaisonnier, la phase MJO $5\pi/4 - 3\pi/2$ présente très clairement des valeurs d'infra-rouge thermique très inférieures à celles des autres phases : l'ampleur du signal exclut ici une simple modification de la température surfacique. Les deux canaux vapeur d'eau décrivent par ailleurs des conditions anormalement humides, à la fois dans les couches moyennes et hautes (non montré). Il est donc permis de conclure à un couvert nuageux de haute altitude à cette phase du cycle, probablement de nature cumuliforme. Cette phase semble ainsi matérialiser des **conditions arrosées sur les plaines orientales** : en accord avec les analyses des Figures 5.30 à 5.32, la convection s'y développe un huitième de cycle après les Hautes Terres plus à l'ouest. Conformément aux caractéristiques du cycle diurne tropical, **c'est surtout dans l'après-midi et dans la soirée (13h - 21h TU) que la convection semble la plus active** ; cependant, l'ensemble des heures de la journée sont concernées par le signal, y compris le matin. La MJO est donc à l'origine d'une modification complète du cycle journalier, pendant sa phase "humide" sur la région.

Les cycles diurne et intrasaisonnier s'imbriquent différemment sur les Hautes Terres Orientales (Fig. 5.35) et Occidentales (Fig. 5.36). Conformément aux Figures 5.30 à 5.32, le cycle journalier est dominé par le **déclenchement de la convection atmosphérique en fin d'après-midi**. Les valeurs les plus élevées de l'infra-rouge thermique sont trouvées entre 8h et 12h TU, lorsque le couvert nuageux est encore peu développé et spatialement restreint. Des conditions plutôt sèches sont parallèlement observées en moyenne et haute troposphère (non montré). Au contraire les valeurs les plus basses sont enregistrées entre 15h et 20h TU, en même temps que les conditions les plus humides dans la moyenne et haute troposphère. Ce signal cohérent dans les 3 canaux est probablement un descripteur de la convection atmosphérique profonde, beaucoup plus active sur cette partie de l'Afrique que sur les basses terres du Kenya.

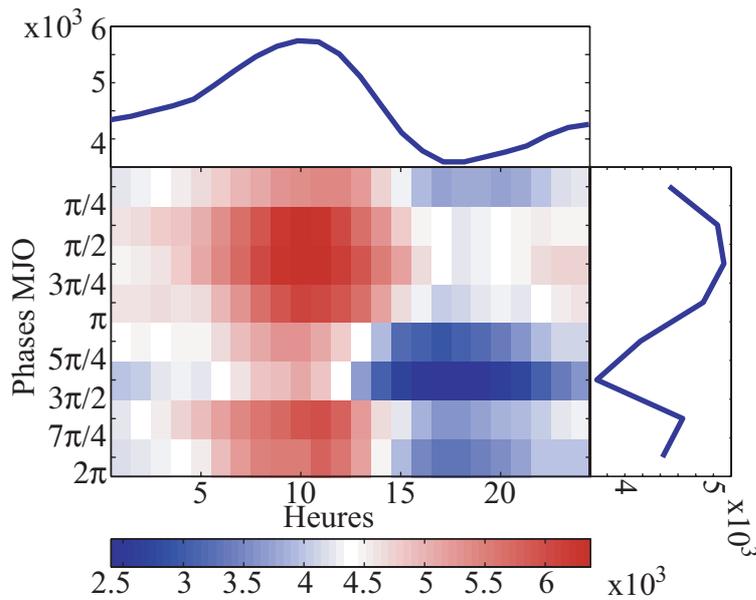


Fig. 5.35 : Comme pour la Figure 5.34, mais pour les Hautes Terres Orientales ($3^{\circ}\text{S} - 0^{\circ}$, $34.5^{\circ}\text{E} - 35.5^{\circ}\text{E}$).

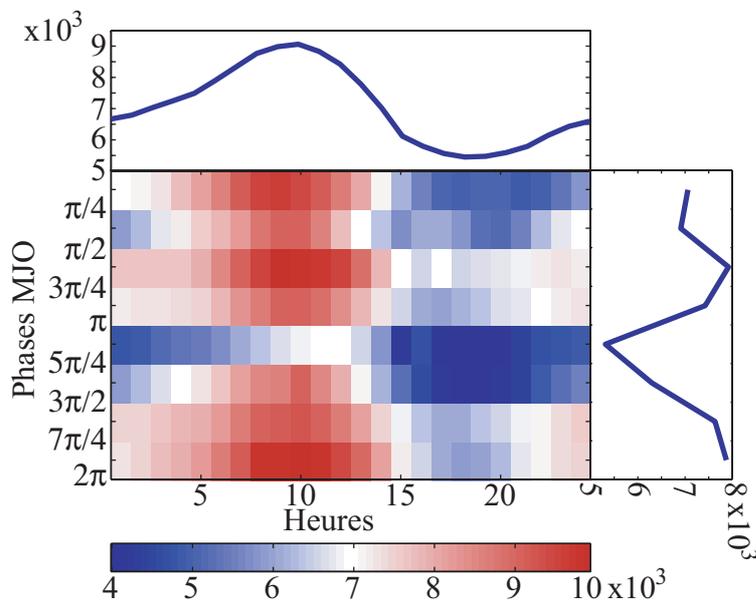


Fig. 5.36 : Comme pour la Figure 5.34, mais pour les Hautes Terres Occidentales ($1^{\circ}\text{N} - 2^{\circ}\text{N}$, $32^{\circ}\text{E} - 35^{\circ}\text{E}$).

Au pas de temps intrasaisonnier cependant, la phase de convection renforcée varie très légèrement entre ces deux régions, en accord une nouvelle fois avec les propriétés du cycle MJO sur la région. La phase $5\pi/4 - 3\pi/2$ reste associée aux anomalies convectives les plus prononcées sur les Hautes Terres Orientales : il y a donc un signal en phase avec celui des plaines côtières plus à l'est. Le huitième suivant apparaît également comme influencé par la phase MJO : dans les deux cas cette dernière semble essentiellement amplifier la convection d'après-midi, plutôt que de modifier en totalité le cycle diurne des journées considérées. Par conséquent, **c'est ici l'amplitude du cycle diurne qui est affectée par la MJO.**

Sur les Hautes Terres Occidentales en revanche, c'est le huitième de cycle MJO précédent ($\pi - 5\pi/4$) qui semble associé à l'activité convective la plus intense. Cette dernière est alors développée durant toutes les heures de la journée (avec une nouvelle fois un maximum de fin d'après-midi).

Le huitième de cycle $5\pi/4 - 3\pi/2$ voit ensuite se développer de nouvelles conditions du type convectif (très faibles valeurs d'infra-rouge thermique et forte humidité des couches moyennes et hautes), mais en après-midi seulement. Si cette phase n'est plus secondairement impliquée dans l'amplification quasi-récurrente de la convection atmosphérique sur l'Afrique de l'Est, la raison principale concerne la durée de l'épisode convectif, plus que son intensité. D'une phase MJO à l'autre, le cycle diurne peut par conséquent montrer des caractéristiques profondément différentes.

Le cas particulier du **lac Victoria** est finalement illustré par la Figure 5.37. Schématiquement, cette région se caractérise avant tout par un **cycle diurne inversé** par rapport aux aires environnantes (et à l'immense majorité des régions équatoriales). Au pas de temps diurne, le minimum (maximum) d'infra-rouge est trouvé le matin (l'après-midi), en lien avec les circulations de brise qui y influent sur le couvert nuageux local (cf. Flohn & Fraedrich 1966 ; Kayiranga 1991 ; Anyah & Semazzi 2004 et sections précédentes). Au pas de temps intrasaisonnier il est intéressant de noter que, si la phase "humide" habituelle $\pi - 5\pi/4$ se démarque une nouvelle fois -lui attribuant de fait un comportement plus proche de l'ouest que de l'est de la région- les heures de la journée au cours desquelles la convection atmosphérique semble la plus fortement amplifiée sont centrées sur 6h TU - 14h TU. A la fin de la nuit et au lever du jour la surface du lac, en raison de l'inertie thermique différentielle avec la surface continentale, est plus chaude que les terres environnantes. Les brises elles-mêmes assurent une convergence des flux dans les basses couches de l'atmosphère, favorables aux ascendances et au développement localisé de nuages.

Tout se passe donc comme si la MJO, à certaines phases de son cycle, est temporairement à l'origine d'une plus grande instabilité atmosphérique (convergence dans les bas niveaux et divergence dans les hautes couches), observée à l'échelle de l'Afrique de l'Est dans son ensemble. L'interaction avec les brises serait alors à l'origine d'une **convection accrue dans la matinée**, avant le réchauffement rapide des étendues terrestres voisines sous l'effet du rayonnement solaire incident.

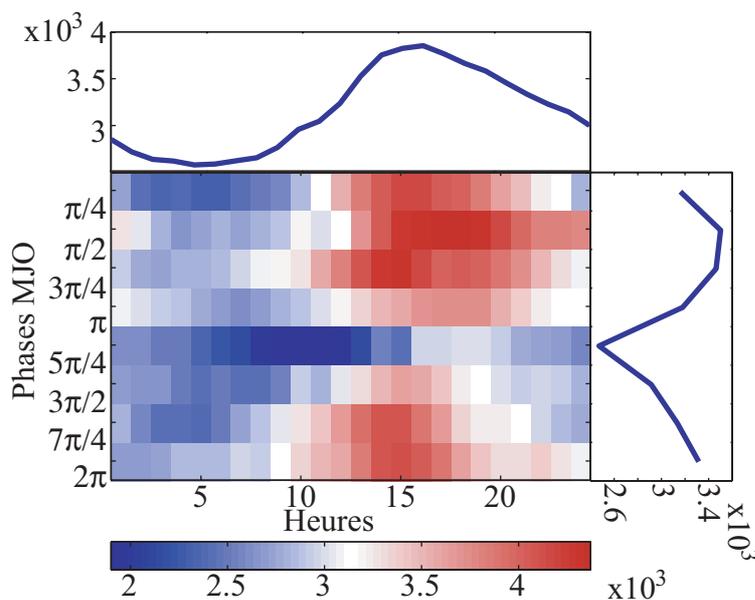


Fig. 5.37 : Comme pour la Figure 5.34, mais pour le lac Victoria ($2^{\circ}\text{S} - 0^{\circ}$, $32^{\circ}\text{E} - 33^{\circ}\text{E}$).

En conclusion à cette partie : les canaux du satellite Météosat-8 détectent un cycle diurne décrivant une activité convective marquée l'après-midi sur les Hautes Terres d'Afrique de l'Est ; un tel comportement n'est pas décelé sur le littoral et les basses plaines kényanes, ni, à une échelle plus localisée, à la verticale du lac Victoria. **Au pas de temps intrasaisonnier la MJO est très distinctement impliquée dans un renforcement quasi-récurrent de la convection atmosphérique profonde sur la région pendant sa phase humide.** Selon les régions concernées, elle peut soit renforcer la convection d'après-midi, soit modifier plus profondément le déroulement du cycle diurne en favorisant l'activité convective durant toutes les heures de la journée. Une interaction avec les circulations de brise du lac Victoria est en outre responsable d'un comportement particulier sur ce bassin, la convection étant alors trouvée durant la première moitié de la journée. Une analyse plus poussée des phénomènes décrits ici et des mécanismes physiques sous-jacents serait sans doute permise par l'utilisation d'un modèle climatique régional (type Méso-NH ou MM5), appliqué sur les champs des réanalyses NCEP-2 (ou leur équivalent). Une telle opération pourrait permettre de mieux prendre en compte des particularités locales (relief, rugosité de la surface, ...), et de disposer de données atmosphériques à une résolution spatiale et temporelles améliorées. Une étude conjointe des canaux MSG et de telles sorties de modèles pourrait donc s'avérer potentiellement très utile pour mener plus avant les investigations entreprises dans cette partie du mémoire.

5.4 Eléments de prévisibilité intrasaisonnaire des Long Rains

La prévisibilité du signal pluviométrique sur le Kenya, en lien avec l'activité MJO, fait l'objet de travaux actuellement menés à l'université de Nairobi (Omeny 2006). Afin d'illustrer une application possible des études de diagnostic climatique de la section 4.2, quelques considérations de prévisibilité des pluies seront concisément présentées dans cette section.

La problématique fixée est d'élaborer un outil de prévision des pluies à moyen terme, facilement utilisable en temps quasi-réel à des fins essentiellement agronomiques. Les conditions d'utilisation de l'outil sur le terrain, dans des pays pauvres où les ressources de calcul sont limitées, interdisent l'utilisation de modèles complexes de prévision de la MJO : la simplicité sera donc ici préférée à l'efficacité. La méthodologie repose sur l'utilisation des indices MJO du BMRC (Wheeler & Hendon 2004), mis à jour en ligne à l'échéance J+1. Cette technique, basée sur la projection des champs journaliers OLR, U850 et U200 sur les 2 composantes principales *RMM1* et *RMM2*, est permise par l'absence de filtrage des champs d'entrée utilisés pour l'ACP (cf. section 2.2.1).

Les années de type El Niño et les années de type La Niña sont ici traitées séparément. Cette distinction répond à deux préoccupations :

- La section 3.1.1 a démontré que la vitesse de propagation de la MJO, et par conséquent sa périodicité, sont statistiquement différentes entre ces deux groupes d'années. En moyenne, les cycles intrasaisonniers tendent à être plus courts (longs) lors des épisodes El Niño (La Niña).

- La Figure 5.12 a montré que, bien que l'ENSO soit finalement assez peu impliqué dans la variabilité interannuelle des Long Rains d'Afrique de l'Est, les pluies et l'activité intrasaisonnière moyenne du trimestre MAM montrent des caractéristiques également assez dissemblables entre les années chaudes et les années froides.

Le partitionnement de la période d'étude (MAM 1979-1995) en deux types d'années est permise par l'utilisation de la valeur saisonnière médiane de l'indice Niño3.4. Sur la période d'étude le seuil correspond à des TSM de 27.7°C sur la région 170°W-120°W, 5°S-5°N (Fig. 1.4). Les indices pluviométrique E et W (Fig. 4.3) sont conservés ; un indice général est-africain, constitué de la moyenne des 27 pluviomètres, est également calculé. Les séries temporelles sont d'abord désaisonnalisées sur la période février - juin en soustrayant pour chaque saison les cycles annuels montrés par la Figure 5.38.

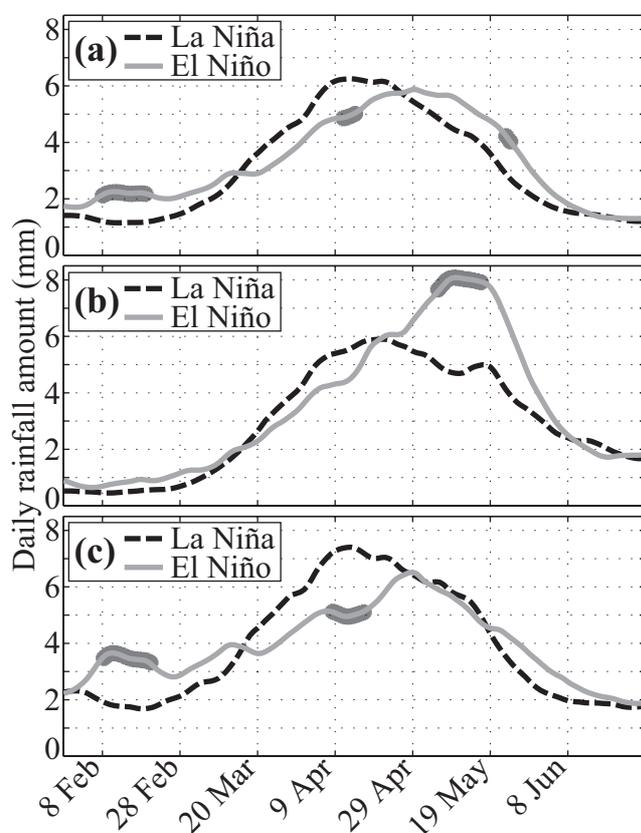


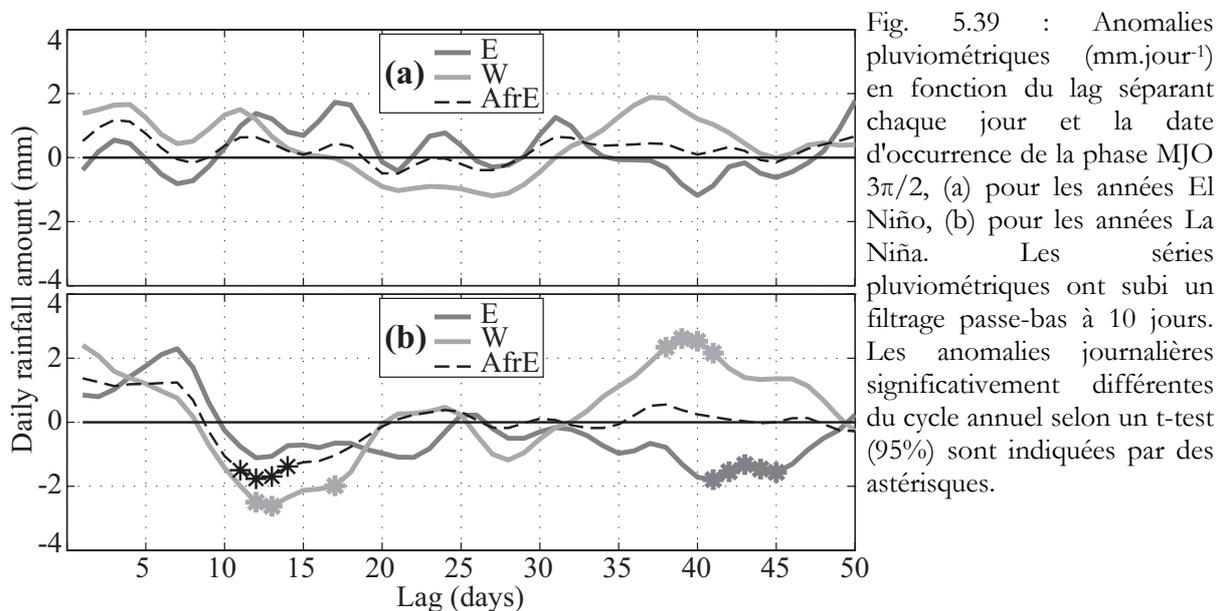
Fig. 5.38 : Cycle annuel de la pluviométrie est-africaine, pour la période février - juin 1979-1995, selon les années El Niño (courbe grise continue) ou La Niña (courbe noire pointillée), (a) pour l'indice W, (b) pour l'indice E, (c) pour l'indice est-africain. Les séries pluviométriques ont subi un filtrage passe-bas à 10 jours. Les parties grisées correspondent aux jours pour lesquels les cumuls sont significativement différents entre les 2 groupes d'années (t-test, 95%).

Bien que le rôle de l'ENSO soit relativement faible sur la variabilité interannuelle des Long Rains (Nicholson 1996 ; Camberlin & Philippon 2002, et qui peut être vue sur la Figure 5.38 comme la différence entre les intégrales des courbes) son influence sur la répartition temporelle des pluies à l'intérieur de la saison apparaît comme non négligeable. **Les saisons tendent en effet à être plus précoces en année El Niño** : ce constat concerne à la fois la date de début, le pic de pluies, et la date de fin de la saison pluvieuse.

Une fois les séries temporelles désaisonnalisées l'on procède à l'analyse de la prévisibilité proprement dite. A partir des indices du BMRC, les **dates d'occurrence des phases MJO $3\pi/2$** (correspondant à une convection active sur le centre est de l'océan Indien, Figs. 2.10 et 4.8) se

produisant dans des conditions d'amplitude modérée à forte (≥ 0.9) sont enregistrées sur la période mi-février à mi-avril. Cette date semble présenter le meilleur potentiel prédictif, puisqu'elle fait suite au pic de pluies sur les Hautes Terres. Un cycle intrasaisonnier complet sépare donc la date extraite (i.e., la phase MJO $3\pi/2$) de la prochaine phase pluvieuse attendue sur les reliefs d'Afrique de l'Est. La sensibilité au choix de la phase extraite sera abordée ci-dessous.

Une **analyse composite des anomalies pluviométriques des jours suivant cette date, avec un décalage temporel pouvant aller jusqu'à 50 jours**, est ensuite calculée (d'où la nécessité de prendre les dates d'occurrence des phases sur une période précédant légèrement la saison des pluies). Sur la période d'étude 1979-1995, 22 événements MJO sont ainsi extraits (10 en année La Niña, 12 en année El Niño). Les incertitudes principales liées à cette méthodologie très simple, outre la taille de l'échantillon, concernent la fluctuation dans la durée des épisodes MJO (entre 30 et 60 jours) et la stabilité temporelle des conditions de forte amplitude MJO (cf. par exemple Maharaj & Wheeler 2005). La distinction entre années chaudes et années froides permet de répondre en partie à la première source d'incertitudes.



La Figure 5.39 présente les anomalies pluviométriques en fonction du décalage temporel (un lag de 0 correspondant à l'occurrence de la phase MJO $3\pi/2$), pour les 2 groupes d'années et les 3 indices pluviométriques. **Des anomalies positives (resp. négatives) de précipitations sont enregistrées sur l'indice pluviométrique W (resp. E) pour une échéance comprise entre J+35 et J+45.** Les anomalies des 2 signes n'atteignent le seuil de significativité qu'en année La Niña. Ces observations sont en accord avec le constat effectué en section 4.2, selon lequel la côte et les Hautes Terres tendent à montrer (sauf en 2005, section 5.3) des pluies en opposition de phase au pas de temps caractéristique de la MJO. Outre ce signal, correspondant au passage de l'onde au-dessus de la région lors de l'évènement intrasaisonnier suivant, une phase sèche est également trouvée sur l'Afrique de l'Est entre J+10 et J+15. Cette échéance, décalée approximativement d'un demi-cycle par rapport à l'occurrence de la phase $3\pi/2$, dénote la phase de convection supprimée au-dessus du fuseau est-africain. Contrairement à la Figure 4.8, les anomalies de l'indice E sont alors faiblement négatives (mais non significatives) ; l'absence de

signal positif pourrait s'expliquer par sa brièveté temporelle (de 2 phases sur la Figure 4.8, contrairement au signal W long de 4 phases MJO consécutives).

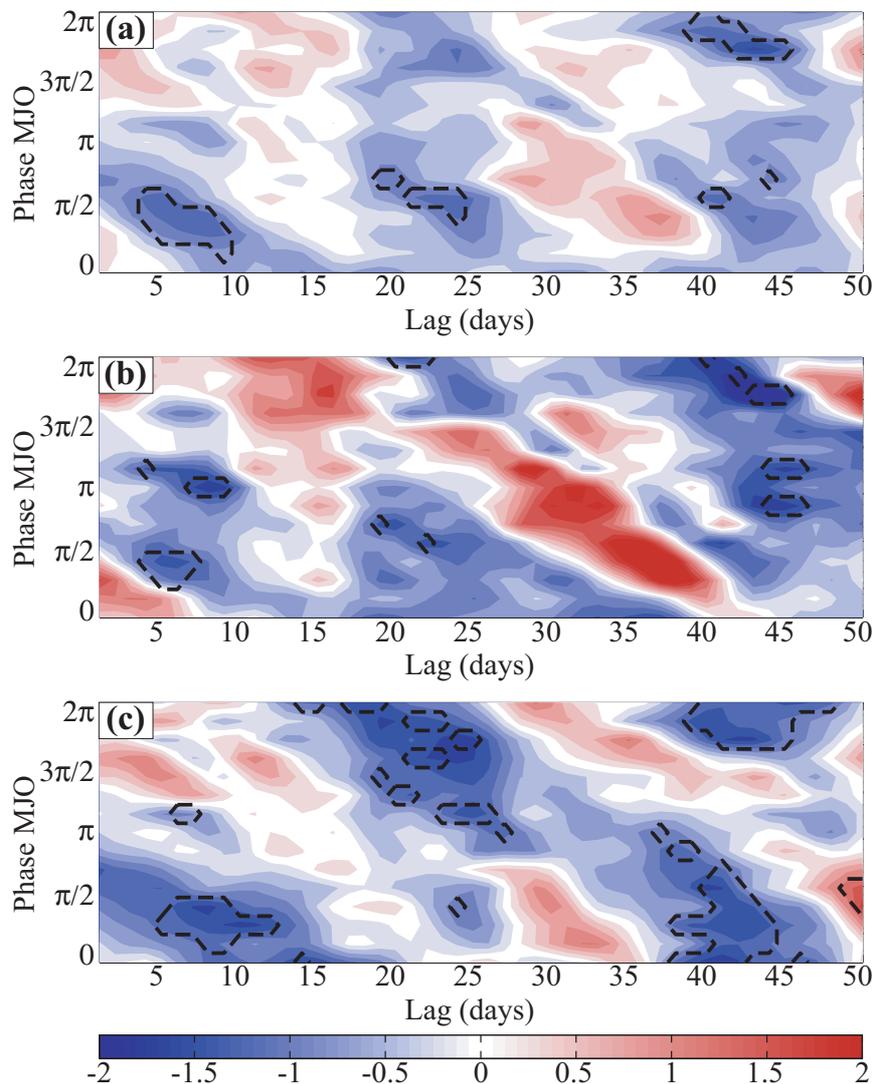


Fig. 5.40 : Diagramme croisant phase MJO extraite et anomalies désaisonnalisées de précipitations ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$) filtrées en passe-bas 10 jours, en fonction du lag, pour les années El Niño et (a) pour la région d'Afrique de l'Est, (b) pour l'indice E, (c) pour l'indice W. Les anomalies significativement différentes de la valeur du cycle annuel (t-test, 95%) ont été entourées d'une ligne noire pointillée.

Du choix de la phase MJO dont les occurrences sont extraites (le "lag 0", qui permet d'initier l'analyse composite et d'appliquer ensuite un décalage temporel), va dépendre **l'échéance** à laquelle la phase pluvieuse va être enregistrée. Une généralisation des courbes de la Figure 5.39 (obtenues pour la seule phase MJO $3\pi/2$) est proposée par les Figures 5.40 et 5.41. **L'échéance de prévision est ici représentée en fonction de la phase MJO qui est extraite pour initier les analyses composites décalées.**

- **En année El Niño (Fig. 5.40), ce sont surtout les phases sèches associées à la MJO qui apparaissent comme significatives, et donc qui semblent prévisibles.** L'opposition de phase entre les indices E et W est par ailleurs retrouvée. La période des événements MJO, telle qu'enregistrée à partir des relevés pluviométriques est-africains, vaut environ 30-35 jours, en accord avec la section 3.1.1.

- En année **La Niña** (Fig. 5.41), les phases pluvieuses sont alors également **significatives**, et par conséquent prévisibles (en particulier sur l'indice W). L'opposition entre littoral et Hautes Terres est confirmée ; la période moyenne des événements MJO est alors évaluée à environ 40-45 jours, ce qui une nouvelle fois correspond aux analyses de la section 3.1.1. La phase $3\pi/2$ utilisée pour la Figure 5.39 montre l'échéance prévisionnelle la plus élevée (un cycle MJO à l'avance, soit une quarantaine de jours). Il apparaît toutefois que, étant donné l'inconstance de la période des cycles, d'autres phases peuvent être utilisées pour obtenir des résultats plus fiables quant à l'occurrence des phases pluvieuses (mais en réduisant l'échéance de prévision). Une extraction de la phase MJO opposée $\pi/2$ permet par exemple de prévoir un pic de pluie très prononcé sur la région W 20 à 25 jours à l'avance.

- Dans les deux cas, les pluies de la région E répondent moins fortement à la MJO, ce qui corrobore les analyses des sections 4.2 et 5.2.

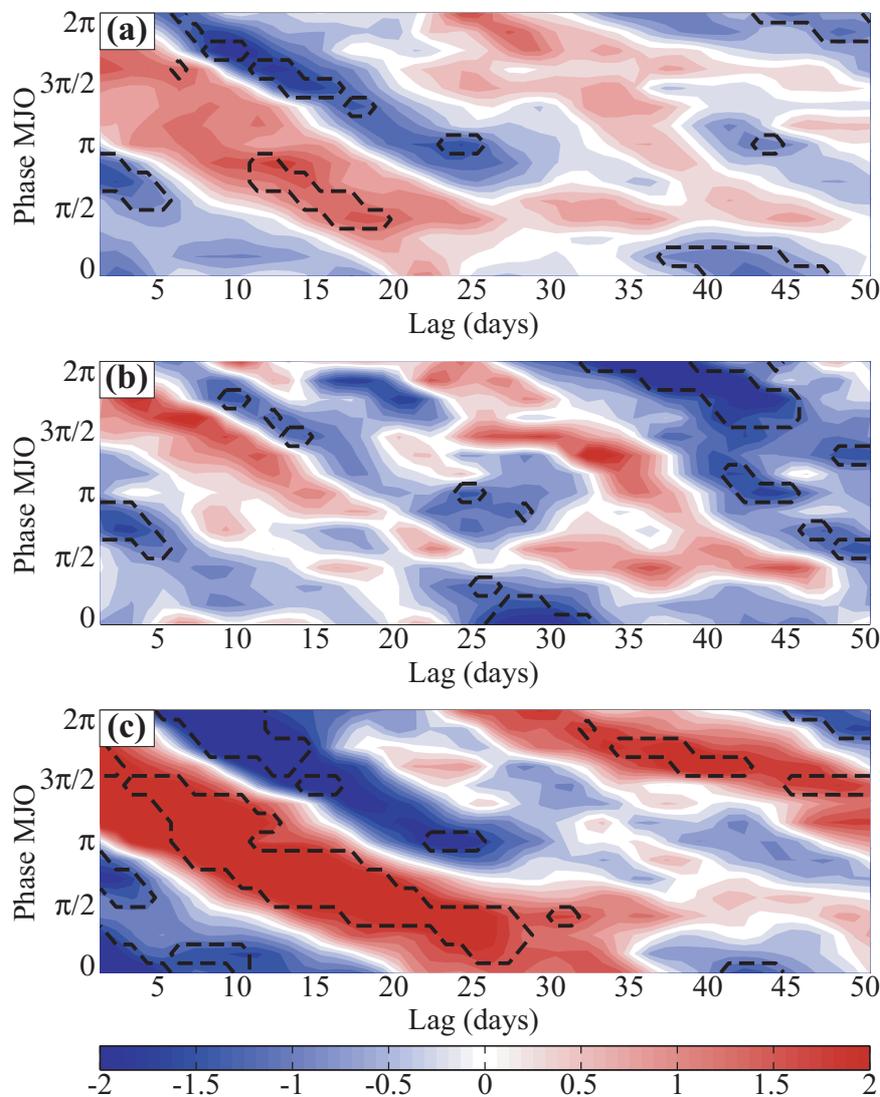


Fig. 5.41 : Comme pour la Figure 5.40 mais pour les années La Niña.

Il semble donc possible de prédire en temps quasi-réel les anomalies négatives (positives) de pluies sur les reliefs est-africains pendant les années El Niño (La Niña), en utilisant un procédé extrêmement simple et dénué de tout calcul sophistiqué.

L'étape suivante porte sur des séries temporelles binaires, prenant la valeur 0 si le cumul journalier est inférieur au cycle saisonnier de l'indice correspondant (Fig. 5.38) et 1 dans le cas contraire. Une même analyse composite, effectuée avec lag à partir des occurrences de phases MJO $3\pi/2$, permet donc d'évaluer la **probabilité de dépasser le cycle annuel en fonction des lags**. Les résultats sont montrés par la Figure 5.42.

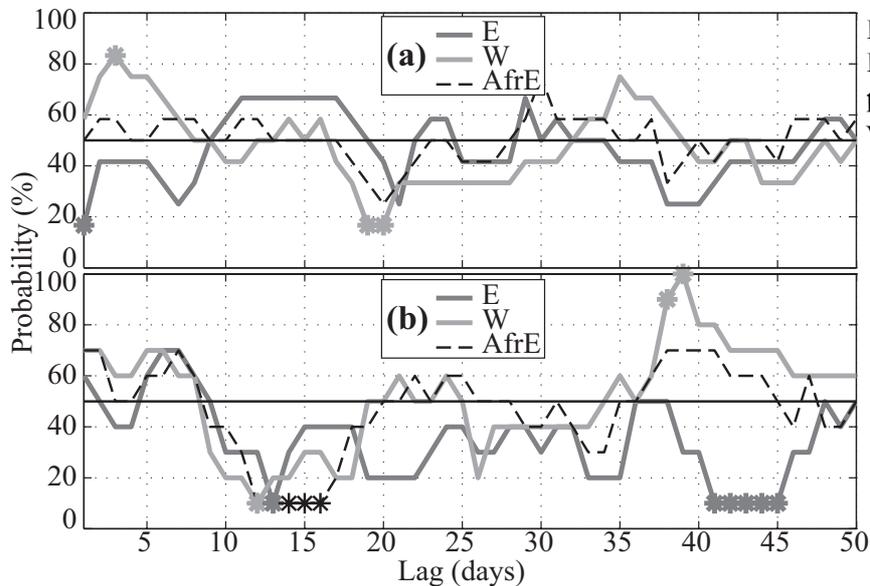


Fig. 5.42 : Comme pour la Figure 5.39 mais pour la probabilité de dépasser la valeur du cycle annuel (%).

Les **conditions sèches** en année La Niña (échéance J+10 à J+15) correspondent à une **probabilité de l'ordre de 10% de dépasser la valeur du cycle annuel, et donc de 90% de rester en deçà**. Les anomalies pluviométriques contrastées entre les régions E et W à échéance J+35 - J+45 traduisent également des pics de probabilité marqués : **les anomalies humides (sèches) dans l'ouest (l'est) sont associées à une probabilité d'environ 90% (10%) de dépasser la valeur du cycle annuel pour les jours considérés**. Les fluctuations des anomalies pluviométriques sont donc imputables à la majorité des cycles intrasaisonniers inclus dans la période d'étude, et non à un nombre limité de valeurs extrêmes. Ces résultats montrent donc une certaine stabilité temporelle du signal intrasaisonnier sur l'Afrique de l'Est. En année El Niño cependant ces résultats ne sont pas significatifs.

Les diagrammes phase-décalage correspondants (Figs. 5.43 et 5.44) confirment que les épisodes secs et pluvieux trouvés ci-dessus (Figs. 5.40 et 5.41) correspondent respectivement à des probabilités très faibles et élevées de dépasser la valeur moyenne du cycle annuel. Si la phase $\pi/2$ est par exemple utilisée comme alternative, la probabilité de dépasser le cycle annuel est de 90% à 23 jours sur la région W, mais de 15% seulement à 10 jours sur la région E.

La **cohérence spatiale** des signaux, à l'intérieur des différents indices régionaux étudiés, est quant à elle documentée par la Figure 5.45. Outre la stabilité des anomalies d'un évènement intrasaisonnier sur l'autre (Fig. 5.42), il s'agit ici de déterminer si les anomalies humides / sèches affectent les régions E, W et est-africaine dans leur totalité (i.e., sur l'ensemble des pluviomètres de la zone), ou en un nombre plus restreint de stations pluviométriques connaissant des cumuls journaliers très élevés.

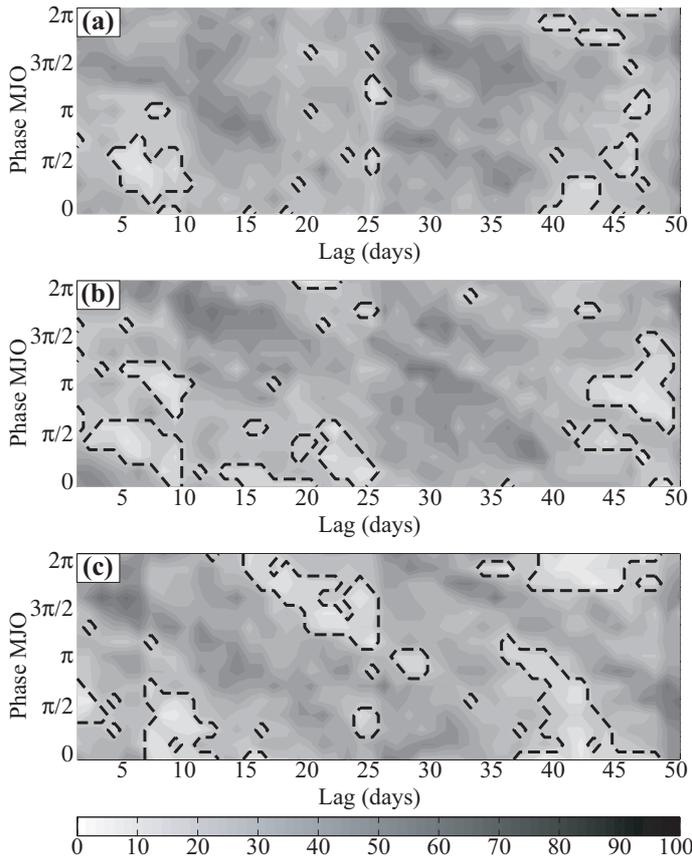


Fig. 5.43 : Comme pour la Figure 5.40 mais pour la probabilité de dépasser la valeur du cycle annuel (%).

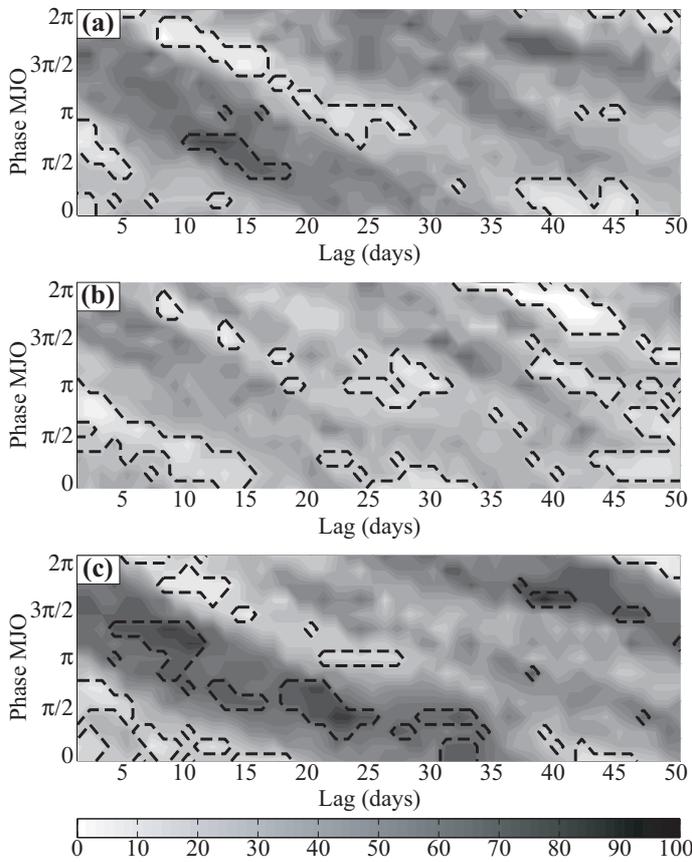


Fig. 5.44 : Comme pour la Figure 5.40 mais pour la probabilité de dépasser la valeur du cycle annuel pendant les années La Niña (%).

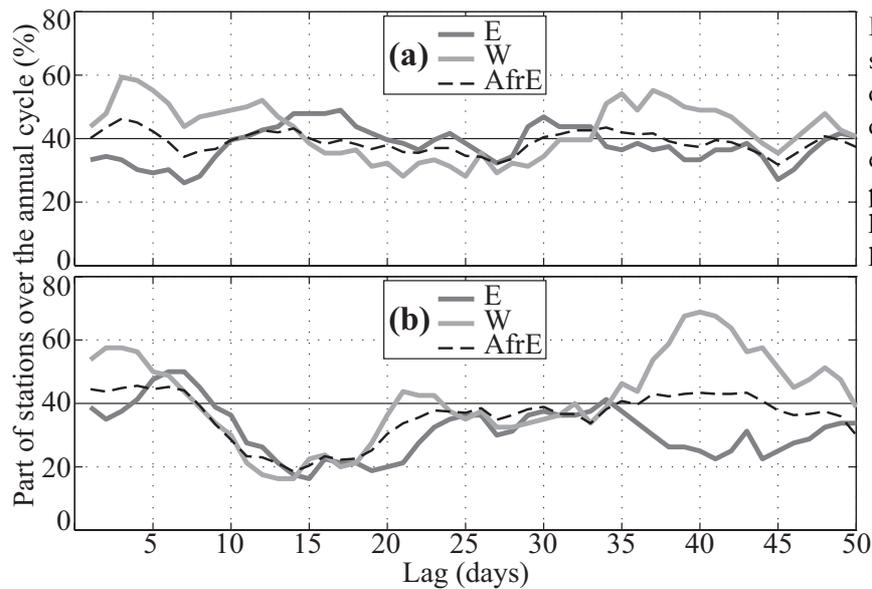


Fig. 5.45 : Pourcentage de stations dépassant la valeur du cycle annuel en fonction du lag séparant chaque jour et la date d'occurrence de la phase MJO $3\pi/2$, (a) pour les années El Niño, (b) pour les années La Niña.

En moyenne, 40% (60%) des pluviomètres environ connaissent des conditions supérieures (inférieures) au cycle annuel. Ces valeurs traduisent le caractère non gaussien de la distribution des cumuls pluviométriques journaliers, avec des épisodes pluvieux extrêmes (section 5.2.1) qui sont à l'origine d'un étalement de la distribution, et d'une dissimilitude entre la médiane et la moyenne (non montré).

Des fluctuations importantes sont également enregistrées sur ce paramètre en fonction des lags, et tout particulièrement en année La Niña. Le signal sec à J+10 - J+15 apparaît comme relativement uniforme spatialement sur les 3 indices régionaux analysés, seuls 20% des pluviomètres dépassant alors le cycle annuel. De J+35 à J+45 l'opposition zonale entre les indices E et W se confirme, 70% (25%) des stations connaissant alors des cumuls journaliers supérieurs au seuil critique dans les Hautes Terres (sur la côte).

La généralisation de ces courbes par de nouveaux diagrammes phase-décalage (Figs. 5.46 et 5.47) décrit un signal très ressemblant à celui des anomalies et des probabilités discuté plus haut. Des conditions sèches (humides) uniformes spatialement sur les régions E et W sont très distinctement observables ; une nouvelle fois elles prévalent essentiellement lors des années La Niña.

En bref : Conformément aux résultats récents de Omeny (2006), **la prévisibilité des pluies à l'échéance intrasaisonnière semble possible en année La Niña par un mode opératoire extrêmement simple**, qui ne nécessite aucun calcul "lourd", et utilisable en temps quasi-réel.

Les phases les plus arrosées des Long Rains qui sont calées avec l'activité MJO de large échelle montrent une prévisibilité potentielle d'une quarantaine de jours ; plus cette échéance est diminuée plus la fiabilité des prévisions s'améliore. **Les épisodes secs / pluvieux correspondent en outre à des probabilités très faibles / élevées de dépasser la valeur du cycle annuel des pluies, et affectent les régions E et W d'Afrique de l'Est de manière très cohérente spatialement.** En année El Niño la prévisibilité des pluies au pas de temps intrasaisonnier semble amoindrie et sujette à plus d'incertitudes.

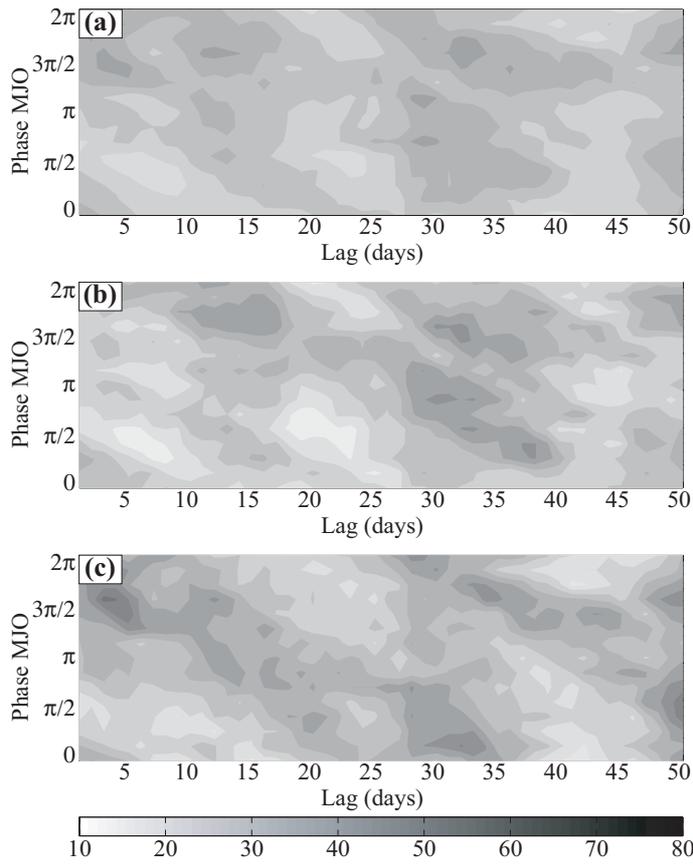


Fig. 5.46 : Comme pour la Figure 5.40 mais pour le pourcentage de stations dépassant la valeur du cycle annuel (%).

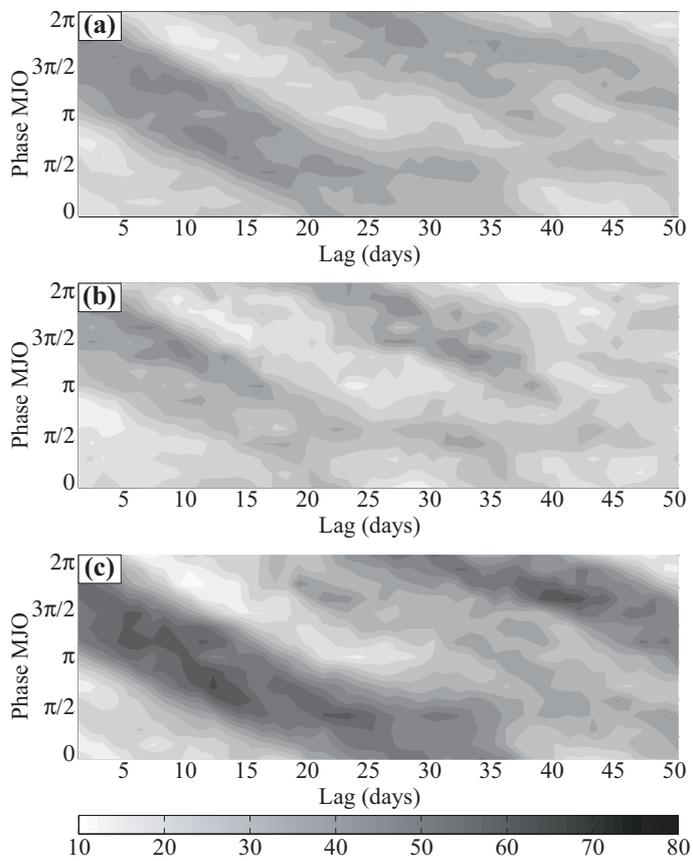


Fig. 5.47 : Comme pour la Figure 5.40 mais pour le pourcentage de stations dépassant la valeur du cycle annuel (%) pendant les années La Niña.

Les résultats restent cependant relativement imprécis (renseignant sur la probabilité de dépasser le cycle annuel, avec des anomalies de pluies de $\pm 2 \text{ mm.jour}^{-1}$ environ). Les faiblesses principales de cette méthodologie concernent d'une part la **variabilité très haute fréquence de l'amplitude MJO**, le signal pouvant passer de très fort à très faible en moins de 40 jours (e.g., Maharaj & Wheeler 2005). **L'inconstance de la période des cycles MJO** est également à l'origine d'un déphasage certain au bout de quelques jours. La séparation en années El Niño et La Niña a cependant permis de résoudre en partie ce problème.

Une évolution future du travail pourrait reposer sur l'utilisation d'algorithmes de prévision de la MJO elle-même en temps réel. Ce type de produits, non encore disponible en ligne, fait actuellement l'objet d'études (Waliser *et al.* 2003b ; Waliser *et al.* 2006).

Synthèse de chapitre

Cette section a permis de détailler comment la MJO, mode de variabilité de périodicité 30-60 jours, interagit avec des pas de temps plus courts (cycle diurne, journalier) et plus longs (saisonnier, interannuel) au sein de la saison pluvieuse des Long Rains d'Afrique de l'Est. Cette saison des pluies, fondamentale pour la région, est responsable d'environ 45% des cumuls pluviométriques annuels. Le chapitre précédent a permis de montrer que la MJO exerce un rôle significatif sur la distribution temporelle des phases humides et des phases sèches au cours de la saison pluvieuse. Les pas de temps plus courts (horaire et journalier) mais aussi plus longs (interannuels) sont ici examinés.

Pour les pas de temps "fins" (de durée inférieure à l'intrasaisonnier), **il a été montré de quelle façon la MJO module la répartition des précipitations au cours de la journée, et d'une journée à l'autre.**

- **Au pas de temps horaire, le cycle diurne de la convection est affecté par la phase de la MJO.** L'analyse des données du satellite Météosat-8 ("MSG") a permis de montrer que les Hautes Terres présentent un pic marqué d'intensité de la convection atmosphérique l'après-midi, entre 16h et 18h TU. Lors de la phase humide de la MJO une très forte activité convective est d'abord enregistrée à presque toutes les heures de la journée. Dans un second temps, une possible amplification de la convection d'après-midi peut également survenir lors du huitième de cycle suivant. Sur la côte le cycle diurne ne montre pas d'activité convective marquée pendant l'après-midi, mais le rôle de la MJO est confirmé lors de sa phase de convection renforcée. L'exemple analysé (la saison des pluies de 2005) étant caractérisé par une forte activité intrasaisonnaire l'opposition de phase entre les Hautes Terres et les plaines littorales, décrite dans le chapitre précédent, n'a pas été observée. Une hypothèse explicative consiste en un "débordement" des amas convectifs de large échelle depuis l'ouest en direction de la côte.

- **Au pas de temps journalier, les événements pluvieux extrêmes** (caractérisés par un cumul journalier très supérieur au cycle annuel moyen) **se projettent très nettement à des phases particulières du cycle intrasaisonnier.** L'analyse de la dynamique atmosphérique

associée suggère des mécanismes de type convectif pour les Hautes Terres, avec des anomalies d'ouest dans les basses couches et de très fortes ascendances observées sur toute l'épaisseur de la troposphère. Sur la région littorale 2 types d'évènements extrêmes sont observables. Les premiers relèvent de processus identiques à ceux des Hautes Terres lorsque la convection atmosphérique s'étend en direction du littoral kenyan. Les seconds montrent au contraire de fortes anomalies d'est dans les basses couches, associées à des ascendances modérées dans la troposphère : un apport d'humidité depuis l'océan Indien, via un flux d'alizés renforcé, peut alors être impliqué dans cette amplification des précipitations.

- **Les dates de début et de fin de la saison pluvieuse** sont fondamentalement dépendantes de l'état de fond du système climatique (avance / retard dans les migrations saisonnières de la ZCIT entre l'été austral et l'été boréal). A un pas de temps plus fin (journalier) ces dates sont également **partiellement dépendantes de la phase de la MJO**. Les dates de début de la saison pluvieuse surviennent ainsi préférentiellement durant les phases associées à des conditions humides sur l'Afrique de l'Est ; la relation est moins marquée pour la fin des pluies.

Aux pas de temps "longs" (de durée supérieure à l'intrasaisonnier), la MJO est apparue à la fois sensible à la variabilité interannuelle du climat, mais aussi, à l'échelle de l'Afrique de l'Est du moins, acteur de cette variabilité.

- **L'influence de la MJO sur la variabilité journalière des précipitations est-africaines, significative en moyenne** (chapitre 4), **est inconstante d'une année à l'autre**. La variabilité interannuelle de l'influence de la MJO n'est pas reliée à l'amplitude intrinsèque de son signal mais se réfère plus spécifiquement à son comportement propagatif. Le passage de la perturbation convective est traditionnellement associé à un refroidissement de la haute troposphère. Il est ici trouvé que les précipitations est-africaines répondent le plus fortement à la MJO lorsque ce refroidissement est anormalement précoce au sein du cycle intrasaisonnier, à la verticale de l'Afrique.

- **Au pas de temps interannuel, l'amplitude saisonnière moyenne du signal MJO en MAM est statistiquement corrélée au cumul pluviométrique total des Long Rains d'Afrique de l'Est**. Spatialement, la relation est très significative sur les Hautes Terres mais proche de 0 sur la côte. La date de démarrage des pluies semble également impliquée dans la relation, cette dernière survenant plus précocement lors des années de forte amplitude du signal MJO. Ces résultats sont potentiellement d'un grand intérêt, les mécanismes de la variabilité interannuelle des Long Rains restant très largement méconnus à cette date.

Ce diagnostic climatique ouvre la voie à une amélioration de la prévision intrasaisonnaire des pluies. A ce titre une série d'analyses a permis de montrer que la phase de la MJO peut être utilisée en temps réel comme prédicteur, jusqu'à une échéance de l'ordre de 40 jours.

Conclusion

Rappel des objectifs

Les questionnements scientifiques qui ont motivé ce travail peuvent être regroupés ainsi :

- **Les oscillations intrasaisonnères de type Madden-Julian ("MJO") exercent-elles une influence significative sur les pluies d'Afrique subsaharienne ?** Les occurrences de phases sèches et de phases arrosées pendant les saisons pluvieuses y sont-elles statistiquement associées ? La MJO joue-t-elle sur l'intensité, et/ou sur la fréquence des occurrences pluvieuses ?
- Quelle est la géographie de la réponse des précipitations à la MJO, et quels sont les facteurs qui l'expliquent ?
- **Les fluctuations pluviométriques enregistrées au cours du cycle de la MJO traduisent-elles un forçage direct, correspondant au passage de l'onde au-dessus de l'Afrique, ou une réponse indirecte régionale, par laquelle les champs atmosphériques répondraient au déclenchement de la convection sur l'océan Indien voisin ?** Plus généralement, quels sont les processus pluviogènes et les mécanismes atmosphériques associés ?
- Aux pas de temps plus courts (horaire, journalier) et plus longs (interannuel), la MJO est-elle susceptible d'exercer une influence sur les pluies, par l'intermédiaire d'interactions d'échelle ?

Description de la MJO sur le bassin indo-pacifique

Afin de répondre à ces questions, il est très rapidement apparu nécessaire de considérer dans un premier temps l'activité intrasaisonnaire dans l'ensemble de la ceinture tropicale. Le calage de phase des pluies africaines par rapport au cycle MJO ne peut en effet être déterminé que par référence à l'activité intrasaisonnaire définie à l'échelle quasi-globale. Des caractéristiques de cette dernière (intensité et période des oscillations, extension géographique des anomalies convectives), vont en outre dépendre les effets enregistrés dans les pluies régionales africaines.

Pour ce faire, les indices en temps réel proposés par Wheeler & Hendon (2004) ont été utilisés ; une définition complémentaire des oscillations intrasaisonnères a été permise par détection des événements individuels à l'aide d'une analyse en modes locaux (LMA : Goulet & Duvel 2000). En raison des questionnements énoncés ci-dessus, les travaux menés à l'échelle des tropiques ont ici porté pour l'essentiel sur **la variabilité temporelle des caractéristiques de la MJO**.

Il a ainsi été établi :

- que **la période temporelle de la MJO est significativement affectée par l'état de l'ENSO**. Les oscillations sont plus courtes (longues) en année El Niño (La Niña). En parallèle,

l'enveloppe longitudinale sur laquelle les anomalies convectives sont décelables est également modulée au pas de temps interannuel, et apparaît très dépendante des conditions surfaciques (TSM). La MJO est statistiquement détectable (dans sa composante convective) sur les eaux chaudes ($\geq 27.5^{\circ}\text{C}$). Les amas convectifs qui lui sont associés parcourent donc une distance plus importante en année El Niño, en lien avec les conditions chaudes qui prévalent alors dans les Tropiques. Ces deux facteurs impliquent une vitesse de propagation plus élevée en année El Niño, la MJO semble en particulier "accélérer" au-dessus du Continent Maritime de l'Indonésie.

- que **l'amplitude de l'activité MJO**, selon les données de réanalyses du NCEP-NCAR (Kalnay *et al.* 1996), **a connu une tendance à la hausse prononcée depuis les années 1950**. Un test de Pettitt a en outre permis de détecter une rupture significative dans le milieu des années 1970 -une date bien ambiguë, parce qu'elle peut soit coïncider avec le basculement de phase de l'oscillation interdécennale Pacifique (Wang 1995 ; Mantua *et al.* 1997 ; Deser *et al.* 2004), soit à une amélioration des jeux de données climatique avec l'introduction des satellites météorologiques (Poccard *et al.* 2000 ; Kanamitsu *et al.* 2002 ; Kinter *et al.* 2004). **Les structures de variabilité interannuelle de la MJO ont néanmoins connu également une modification** à cette période, l'amplitude de son signal étant auparavant corrélée à l'ENSO alors que cela n'est plus le cas depuis cette date (Slingo *et al.* 1999).

- A l'échelle plus fine de la variabilité inter-événement, c'est-à-dire d'un cycle MJO sur l'autre, une classification des événements convectifs intrasaisonniers a été réalisée à l'aide d'une LMA. Cette étude a permis de documenter objectivement la diversité des événements individuels, alors que la plupart des travaux s'étaient jusqu'alors intéressés uniquement au cas moyen. Les facteurs permettant d'expliquer un comportement différent (en termes de caractéristiques propagatives, d'étendue spatiale, de variance totale et dans une moindre mesure de période temporelle des oscillations) sont avant tout la saisonnalité du système climatique. En accord avec les études précédentes (Zhang & Dong 2004 par exemple) **la localisation latitudinale de la MJO dépend de la période de l'année. L'état de l'ENSO joue plus spécifiquement sur la dimension longitudinale, c'est-à-dire qu'il influe sur la localisation zonale de l'activité MJO** (Kessler 2001).

Ces travaux peuvent présenter un intérêt scientifique qui dépasse la seule application au cas africain. Ils ont ainsi contribué à fournir une description plus précise de la MJO, et de la manière dont son signal évolue au cours du temps dans la ceinture tropicale. C'est toutefois dans la perspective d'analyser la manifestation de la MJO sur l'Afrique qu'ils ont été conduits (cette dernière dépendant des conditions de fond du système climatique et de l'activité MJO elle-même, toutes deux définies à l'échelle des Tropiques). Des études plus spécifiques, restreintes au seul fuseau africain, ont donc par la suite été menées.

Effets de la MJO sur l'Afrique subsaharienne

L'extension géographique traditionnelle de la MJO concerne les eaux chaudes de l'océan Indien et du Pacifique ouest, immédiatement à l'est du fuseau africain. Les perturbations convectives associées à l'oscillation y atteignent des amplitudes de 20W.m^{-2} selon une LMA

appliquée sur le fichier d'OLR de la NOAA (cf. Fig. 2.26). Sur le fuseau africain, ces valeurs sont d'une dizaine de $W.m^{-2}$; les perturbations convectives affectent principalement l'Afrique Australe (Equatoriale) en hiver (printemps et automne) boréal. L'été semble montrer une activité intrasaisonnière moindre, à l'instar de la ceinture tropicale dans son ensemble. Le signal est donc très bien calé sur la course méridienne de la ZCIT, ce qui contraint à analyser les effets de la MJO sur les pluies séparément pour l'Afrique Australe, l'Afrique de l'Est Equatoriale et l'Afrique de l'Ouest, chacune étant principalement concernée pendant sa (ses) saison(s) des pluies respective(s).

- En **Afrique de l'Est Equatoriale**, la MJO est associée à une partie non négligeable de la variabilité des cumuls journaliers des pluies pendant les 2 saisons des pluies (Long Rains de MAM, Short Rains d'OND). **Une phase humide, longue et très significative, alterne au cours du cycle intrasaisonnier avec une phase sèche plus courte et d'amplitude moindre.** Les Hautes Terres et les plaines littorales montrent toutefois un comportement différencié en moyenne. Les premières répondent d'une manière directe à l'amplification quasi-récurrente de la convection par la MJO. Elles peuvent aussi présenter un "retard" convectif assez sensible, qui consiste en des conditions humides persistantes une fois que les amas convectifs associés à la MJO se sont propagés sur l'océan Indien central le long de l'équateur. Les secondes présentent un pic de pluie en opposition de phase associé à un renforcement du flux d'est sur le bassin Indien, suspecté de favoriser l'apport d'humidité sur la région. Il s'agit de ce fait d'une réponse régionale indirecte à la MJO.

- En **Afrique Australe** la saison pluvieuse est plus longue (octobre à avril). La région, de par sa localisation, reste soumise fondamentalement aux interactions tropicales - tempérées au pas de temps synoptique. A des pas de temps plus longs, la MJO est également responsable d'intensifications et de péjorations quasi-récurrentes des pluies, qui surviennent lors d'**une phase humide et d'une phase sèches approximativement équilibrées**, à la fois en termes de durée et d'amplitude des anomalies pluvieuses. Un apport d'humidité depuis les latitudes équatoriales semble responsable des phases les plus pluvieuses, via un flux de nord dans les moyennes couches sur l'Afrique ; a contrario un flux de sud est associé à une péjoration pluviométrique. Ces anomalies dans la dynamique atmosphérique répondent à une **modulation intrasaisonnière de l'anticyclone des Mascareignes par la MJO**. Les relations apparaissent significatives sur toute la région à l'exception de son extrémité SW (province du Cap). L'Afrique Australe semble de ce fait se trouver à la limite de l'aire d'influence de la MJO.

- **Sur l'Afrique de l'Ouest l'influence de la MJO semble moins forte que sur les deux autres régions considérées. Un déséquilibre entre phases humide et sèche est à nouveau observé, mais cette fois à la faveur de la phase de convection supprimée.** La MJO semble en particulier impliquée dans une baisse périodique des cumuls pluviométriques pendant la saison de mousson. Bien qu'elle exerce principalement son influence sur les basses latitudes (golfe de Guinée et bande guinéenne), il a été montré qu'elle est également associée à des anomalies sèches (et secondairement humides, mais qui présentent des amplitudes relativement modestes) sur le Sahel. Les excédents de pluie ne semble pas résulter uniquement de phénomènes impliquant la convection profonde : la réponse des champs atmosphériques à la MJO diffère donc sensiblement de l'amplification périodique de la convection décrite dans Matthews (2004b). Mounier (2005) montre au contraire la faiblesse relative du signal convectif associé à la MJO sur

la région, ce qui pourrait en effet s'expliquer par l'implication d'autres types de processus pluviogènes, via une réponse indirecte régionalisée.

Ces résultats confirment donc qu'**une partie significative des fluctuations pluviométriques enregistrées en Afrique subsaharienne au pas de temps intrasaisonnier est attribuable à la MJO**. Le calage de phase constant entre les épisodes secs et arrosés sur l'Afrique d'une part, et la MJO d'autre part, confortent grandement cette hypothèse. De même, des conclusions très voisines sont obtenues par une analyse en modes locaux appliquée sur le domaine africain. Il est en particulier intéressant de noter qu'une analyse basée sur la variance intrasaisonnaire de l'OLR sur ce seul fuseau montre des perturbations convectives assez similaires à celles identifiées à l'aide d'indices globaux, suggérant qu'une majorité de ces fluctuations de la convection atmosphériques sur l'Afrique se projette dans des configurations atmosphériques de plus large échelle.

Les analyses menées suggèrent cependant que **les mécanismes atmosphériques impliqués dans la variabilité pluviométrique associée à la MJO sont le plus souvent** (à l'exception des Hautes Terres d'Afrique de l'Est) **de nature indirecte**, et sont associés à des anomalies dans les champs atmosphériques (notamment les vents et les flux d'humidité) qui dépendent de la localisation des amas convectifs principaux de la MJO sur le bassin indo-pacifique.

Compte tenu de la définition de l'oscillation intrasaisonnaire proposée en introduction et utilisée dans ce travail, il est donc possible de conclure à un effet significatif de la MJO sur les précipitations africaines. Si au contraire la MJO avait été définie au sens strict, et repérée à l'aide de ses seuls amas convectifs équatoriaux, seul un signal extrêmement faible aurait pu être trouvé sur le continent africain, quelle que soit la période de l'année considérée.

Cette remarque soulève le problème plus général d'une **définition consensuelle des oscillations intrasaisonnaire**, dont le manque est à l'origine de confusions sémantiques et parfois même conceptuelles. Si cette difficulté paraît assez anodine sur les eaux chaudes de la Warm Pool, où la MJO est nettement détectable et identifiable sans grande ambiguïté, elle révèle toute son ampleur sur les régions situées à la périphérie plus ou moins immédiate de l'aire d'extension de l'oscillation. L'Afrique en est un exemple ; l'Amérique Latine en est un autre.

La MJO et les interactions d'échelle

La variabilité de la MJO à différentes échelles de temps et les interactions dont elle est à l'origine avec les fréquences plus basses (interannuel, saisonnier) et les plus hautes (journalier, cycle diurne) ont également été abordées. L'Afrique de l'Est, qui montre la réponse la plus nette au cycle intrasaisonnier, a fait l'objet d'un zoom qui a plus précisément concerné la grande saison des pluies (Long Rains, MAM).

- Au pas de temps horaire, **le cycle diurne de la convection atmosphérique est modifié par la phase de la MJO**. La phase "humide" sur l'Afrique montre généralement des conditions de convection active à toutes les heures de la journée sur les Hautes Terres d'Afrique de l'Est, alors qu'habituellement seuls les après-midi sont concernés. Une fois que l'anomalie de forte convection de large échelle associée à la MJO s'est décalée sur l'océan Indien, il a été établi que la

convection peut rester localement active sur les Hautes Terres : il s'agit alors plus spécifiquement d'une amplification de la convection post-méridienne, les matins tendant à présenter des conditions plutôt sèches. L'interaction entre les brises sur le bassin du lac Victoria et la MJO permet d'amplifier localement les conditions humides pendant les heures du matin.

- Au pas de temps journalier, **la date de démarrage de la saison pluvieuse survient majoritairement lors de la phase associée à des conditions humides** (instables) **sur l'Afrique de l'Est**. Les événements pluvieux extrêmes tendent également à se projeter dans les phases "humides" de la MJO, ce qui montre que celle-ci ne module pas seulement la fréquence des jours secs et des jours pluvieux, mais aussi leur intensité. Ces relations apparaissent particulièrement nettes sur les Hautes Terres.

- Au pas de temps interannuel, la variabilité des cumuls saisonniers des Long Rains dépend étroitement de la date de démarrage des pluies (Camberlin & Okoola 2003). Celle-ci est elle-même très corrélée à l'amplitude du signal MJO, l'onset survenant plus précocement les années de forte amplitude MJO. Au final **l'intensité de l'activité MJO se trouve significativement corrélée à la variabilité interannuelle des précipitations de MAM sur l'Afrique de l'Est** dans son ensemble, et plus spécifiquement sur les Hautes Terres. Sur la période 1965-1995 50% de la variabilité interannuelle des Long Rains de cette région sont ainsi expliqués par l'amplitude synchrone de la MJO. Le déséquilibre noté ci-dessus entre la phase "humide", longue et très marquée, et la phase "sèche" plus courte, peut être invoqué pour expliquer le rôle de l'oscillation intrasaisonnière sur les cumuls pluviométriques trimestriels. Les anomalies négatives de pluies au cours du cycle MJO n'équilibrent pas l'excédent pluviométrique associé à la phase humide.

L'Afrique de l'Est, et plus spécifiquement ses reliefs de l'intérieur (Hautes Terres), a été identifiée comme la région d'Afrique manifestant la réponse la plus significative à la MJO. L'influence de cette dernière sur la variabilité des pluies y dépasse le seul pas de temps intrasaisonnier. Le cycle diurne de la convection atmosphérique, la date de début de la saison pluvieuse, les événements pluviométriques extrêmes et la variabilité interannuelle des Long Rains de MAM présentent ainsi des connections avec la MJO, pourtant confinée dans la seule gamme de périodes 30-60 jours. **Du pas de temps horaire à l'interannuel, les effets de la MJO sont décelables par l'intermédiaire de mécanismes d'interactions et d'imbrications d'échelles.**

Limites et perspectives

S'il a permis de répondre en partie aux interrogations qui l'avaient initialement motivé, ce travail en a également soulevé de nouvelles qu'il peut paraître opportun d'examiner par la suite.

En particulier, la question des **processus** (pluviogènes notamment) mériterait clairement de plus amples investigations. Ce travail ne doit être perçu que comme une première analyse, qui a permis de documenter l'incidence moyenne de la MJO sur le climat africain. La complexité de ce forçage de large échelle sur les pluies dans des aires d'extension régionale a cependant bien été mise en évidence.

S'il apparaît significatif en moyenne, le rôle joué par les oscillations intrasaisonniers sur l'alternance de phases sèches et de phases arrosées durant les saisons pluvieuses d'Afrique n'en est pas moins intermittent. Il a ainsi été établi que la tardiveté ou la précocité du refroidissement des hautes couches à la verticale de l'Afrique de l'Est pouvait être à l'origine d'une réponse dissemblable des pluies. Ce constat mériterait sans doute d'être vérifié sur l'Afrique Australe et sur l'Afrique de l'Ouest. Les raisons qui sont à l'origine de cette inconstance pourraient faire l'objet de nouvelles analyses. Plusieurs paramètres peuvent en effet influencer sur l'amplitude des perturbations intrasaisonniers : l'intensité intrinsèque de la MJO, l'extension spatiale de ses amas convectifs (ces deux paramètres dépendant partiellement des conditions de fond du système climatique), mais également la dynamique atmosphérique associée, le sens et la vitesse de propagation de ces anomalies, la manière dont elles se comportent sur la barrière froide de l'Atlantique et sur l'Afrique, le déclenchement d'un éventuel nouveau cycle sur l'océan Indien, ... La diversité des événements MJO, y compris sur le seul domaine africain, est en toute vraisemblance également à l'origine du caractère fortement inconstant du forçage : il est rappelé ici que le cycle intrasaisonnier théorique, tel que décrit pas les méthodes statistiques employées, ne reste avant tout qu'une vue de l'esprit, qui en pratique ne se reproduit jamais à l'identique sur les fuseaux considérés. Chaque événement intrasaisonnier a ainsi un "comportement" et des caractéristiques (spatiales, temporelles, dynamiques, spectrales...) qui lui sont propres. La prise en compte de tous ces paramètres constitue donc un aspect fondamental de la question de l'implication de la MJO dans la variabilité pluviométrique.

Des études régionales approfondies, croisant relevés pluviométriques et champs atmosphériques de large échelle, seraient donc très utiles pour affirmer ou infirmer les hypothèses qui ont été formulées ici. Elles ne peuvent toutefois être réalisées dans le cadre de ce seul travail de thèse.

La question du "transit" de la MJO au-dessus de l'Afrique soulève identiquement de nombreuses interrogations. Dans ce travail cette problématique a été abordée sous l'angle du caractère "direct" ou "indirect" de la réponse des précipitations africaines à la MJO. Ce dernier a été essentiellement déduit des anomalies dans les flux de l'atmosphère (vent, flux d'humidité, ...) et du calage de phase entre les périodes les plus arrosées et l'activité MJO définie à l'échelle de la zone tropicale.

De ce point de vue, seule la convection sur les Hautes Terres d'Afrique semble constituer une réponse "directe" à la MJO, c'est-à-dire synchrone au passage de la perturbation convective de large échelle à la verticale du lieu. Les phases pluvieuses du littoral kenyan et d'Afrique Australe ont a contrario été identifiées comme des réponses régionales, faisant intervenir des processus pluviogènes différents (respectivement un renforcement des alizés indiens et une modulation de l'anticyclone des Mascareignes influant sur les flux d'humidité sur l'Afrique) et plus localisés. Aucune phase de convection profonde amplifiée n'a d'ailleurs été décelée sur l'Afrique de l'Ouest pendant la mousson, la phase "humide" faisant apparemment intervenir des processus n'impliquant pas majoritairement des nuages cumuliformes à sommet froid.

Deux hypothèses peuvent à nouveau être formulées pour expliquer cette "exception" des Hautes Terres. (i) Les régions d'Afrique Australe et d'Afrique de l'Ouest sont respectivement localisées à environ 20°S et 10°N, à la différence des reliefs d'Afrique de l'Est approximativement

situés sous l'équateur. Cette dernière région est donc la seule étudiée ici à traduire le passage de l'onde gravitaire associée à la MJO, qui est "piégée" dans le rail équatorial où la force de Coriolis s'annule. Une telle hypothèse confère à l'onde un rôle majeur dans la propagation du signal et dans l'extension géographique de la zone de convection amplifiée : conceptuellement, elle se rapproche davantage de la théorie dite de l'onde couplée. (ii) Les Hautes Terres d'Afrique pourraient avoir un rôle actif dans la MJO, et être acteur de son initialisation ou de sa réinitialisation sur l'océan Indien, en plus d'en subir seulement les effets. Cette hypothèse rejoint la théorie présentée par Hsu & Lee (2005), qui décrit l'initiation de l'onde par rugosité avec les Hautes Terres d'Afrique, à l'ouest immédiat de la zone centrale de la MJO, puis sa régénération par la friction contre les reliefs d'Indonésie puis contre les Andes.

L'Afrique de l'Est est-elle donc une région passive par rapport à la MJO, ou en est-elle le "berceau" ? Ce questionnement, en l'état actuel des connaissances, ne trouve encore aucune réponse pleinement satisfaisante. Bornons-nous ici à rappeler que nos analyses suggèrent que les anomalies de vent associées à la convection sur les Hautes Terres présentent des caractéristiques cellulaires (sens opposé des anomalies dans les hautes et les basses couches de l'atmosphère). Ces anomalies semblent en moyenne migrer vers l'est à la verticale de l'Afrique Equatoriale, depuis le golfe de Guinée et en direction de l'océan Indien. Ces résultats semblent établir qu'un "continuum" des anomalies de vent peut être trouvé le long de l'équateur, entre les bassins Atlantique et Indien. Ce constat semble a priori incompatible avec la théorie de l'initiation de la MJO sur les Hautes Terres d'Afrique. Si plus à l'est le signal convectif intrasaisonnier gagne grandement en force, la question de l'implication respective des reliefs est-africains et des conditions surfaciques chaudes de l'océan Indien reste, pour l'heure, non résolue.

Des études supplémentaires seraient donc nécessaires afin de clarifier le comportement de la MJO sur les fuseaux Atlantique et africain, une thématique qui rejoint celle, plus générale, de la nature de la propagation vers l'est de la MJO et de ses mécanismes. Des expériences numériques de sensibilité aux conditions de surface (rugosité, topographie, TSM) sont à envisager pour préciser ces hypothèses, à l'aide de l'un des deux modèles de circulation générale (CNRM-CM3 et ECHAM5) répertoriés par Lin *et al.* (2006) comme reproduisant la MJO d'une manière (presque) réaliste. En particulier, des expériences menées en présence et en l'absence du relief terrestre pourraient s'avérer pertinentes pour apporter des éléments de réponse à ces questions. Plus généralement, c'est la question (très vaste) de la reproduction de la MJO dans les modèles numériques de climat qui est posée.

De la compréhension de ces mécanismes atmosphériques et de ces processus dépend au final la fiabilité des prévisions des pluies à moyen terme. La connaissance à l'avance de la chronologie des phases sèches et des phases humides à l'intérieur des saisons pluvieuses pourrait permettre une optimisation des techniques agraires dans la plupart des pays d'Afrique.

Une meilleure anticipation de la variabilité sub-saisonnaire des précipitations permettrait d'une part de caler la date de semis sur le démarrage des pluies, de manière à ce que les plants soient abondamment arrosés, de manière naturelle, dès leur phase de croissance. Elle pourrait d'autre part mener à une utilisation plus rationnelle de l'eau, en adaptant l'intensité de l'irrigation en fonction de la répartition temporelle prévue des précipitations. La gestion des réserves d'eau

pourrait s'en trouver grandement facilitée, les phases humides permettant de recharger les réserves, les phases sèches requérant au contraire l'utilisation de grandes quantités d'eau, qui pourraient être modulées selon la durée estimée des conditions sèches. Sans nul doute la climatologie a-t-elle un rôle fondamental à jouer, pour contribuer in fine à une **augmentation des rendements agricoles dans le monde tropical**. Mais cette problématique dépasse, de très largement, les limites de ce travail.

Bibliographie

- Allan, R., D. Chambers, W. Drosowsky, H. H. Hendon, M. Latif, N. Nicholls, I. Smith, R. C. Stone, & Y. M. Tourre, 2001: Is there an Indian Ocean Dipole, and is it independent of the El Niño-Southern Oscillation. *CLIVAR Exchanges*, **6**, 18-22.
- An, S. I., W. W. Hsieh, & F. F. Jin, 2005: A nonlinear analysis of the ENSO cycle and its interdecadal changes. *Journal of Climate*, **18**, 3229-3239.
- Anderson, J. R., D. E. Stevens, & P. R. Julian, 1984: Temporal variations of the tropical 40-50 day oscillation. *Monthly Weather Review*, **112**, 2431-2438.
- Annamalai, H., K. R. Sperber, & K. I. Hodges, 1999: The mean evolution and variability of the Asian summer monsoon: Comparison of ECMWF and NCEP-NCAR reanalyses. *Monthly Weather Review*, **127**, 1157-1186.
- Annamalai, H. & J. M. Slingo, 2001: Active/break cycles: diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian summer monsoon. *Climate Dynamics*, **18**, 85-102.
- Anyah, R. O. & F. H. M. Semazzi, 2004: Simulation of the sensitivity of Lake Victoria basin climate to lake surface temperatures. *Theoretical and Applied Climatology*, **79**, 55-69.
- Anyah, R. O., F. H. M. Semazzi, & L. Xie, 2006: Physical mechanisms associated with the variability of Lake Victoria basin climate. *14th Conference on Interaction of the Sea and Atmosphere*, Atlanta, GA, American Meteorological Society, P6.10.
- Anyamba, E. K., 1984: On the monthly mean lower tropospheric circulation and the anomalous circulation during the 1961/62 floods in East Africa, Department of Meteorology, University of Nairobi.
- Anyamba, E. K. & B. C. Weare, 1995: Temporal variability of the 40-50-day oscillation in tropical convection. *International Journal of Climatology*, **15**, 379-402.
- Ba, M. B. & S. E. Nicholson, 1998: Analysis of convective activity and its relationship to the rainfall over the Rift Valley lakes of East Africa during 1983-90 using the Meteosat infrared channel. *Journal of Applied Meteorology*, **37**, 1250-1264.
- Bantzer, C. H. & J. M. Wallace, 1996: Intraseasonal variability in tropical mean temperature and precipitation and their relation to the tropical 40-50 day oscillation. *Journal of Atmospheric Sciences*, **53**, 3032-3045.
- Baquero-Bernal, A., M. Latif, & S. Legutke, 2002: Notes and Correspondence: On dipolelike variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean. *Journal of Climate*, **15**, 1358-1368.
- Barlow, M., M. C. Wheeler, B. Lyon, & H. Cullen, 2005: Modulation of daily precipitation over Southwest Asia by the Madden-Julian Oscillation. *Monthly Weather Review*, **133**, 3579-3594.
- Barlow, M. & D. Salstein, 2006: Summertime influence of the Madden-Julian Oscillation on daily rainfall over Mexico and Central America. *Geophysical Research Letters*, **33**, L21708, 10.1029/2006GL027738.
- Barron, J., J. Rockstrom, F. Gichuki, & N. Hatibu, 2003: Dry spell analysis and maize yields for two semi-arid locations in east Africa. *Agricultural and Forest Meteorology*, **117**, 23-37.
- Batstone, C. & H. H. Hendon, 2005: Characteristics of stochastic variability associated with ENSO and the role of the MJO. *Journal of Climate*, **18**, 1773-1789.
- Behera, S. W., J. J. Luo, S. Masson, P. Delecluse, S. Gualdi, A. Navarra, & T. Yamagata, 2005: Paramount impact of the Indian Ocean Dipole on the East African short rains: A CGCM study. *Journal of Climate*, **18**, 4514-4530.
- Belamari, S., 2002: Etude du rôle des coups de vent d'ouest dans le déclenchement d'évènements chauds de type El Niño, université Paul Sabatier, 236.
- Belamari, S., J.-L. Redelsperger, & M. Pontaud, 2003: Dynamic role of a westerly wind burst in triggering an equatorial Pacific warm event. *Journal of Climate*, **16**, 1869-1890.
- Bellenger, H. & J.-P. Duvel, 2006: Intraseasonal convective perturbations related to the seasonal march of the Indo-Pacific monsoons. *Journal of Climate*, **accepted**.
- Beltrando, G., 1990a: Space-time variability of rainfall in april and october-november over East Africa during the period 1932-1983. *International Journal of Climatology*, **10**, 691-702.
- , 1990b: Variabilité interannuelle des précipitations en Afrique Orientale (Kenya, Ouganda, Tanzanie) et relation avec la dynamique de l'atmosphère, Géographie, Aix-Marseille II, 223.
- Beltrando, G. & D. L. Cadet, 1990: Interannual variability of the short rain season in East Africa: relationships with general atmospheric circulation. *Veille Climatologique Satellitaire*, **33**, 19-36.

- Beltrando, G. & P. Camberlin, 1993: Interannual variability of rainfall in the eastern horn of Africa and indicators of atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, **13**, 533-546.
- Beltrando, G. & B. Duchiron, 1996: Relations between monthly October-December rainfall in Eastern Africa and the Austral Oscillation Index. *Veille Climatologique Satellitaire*, **58-59**, 97-110.
- Biello, J. A. & A. J. Majda, 2005: A new multiscale model for the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Atmospheric Sciences*, **62**, 1694-1721.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperatures. *Tellus*, **18**, 820-829.
- , 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **97**, 163-172.
- Black, E., J. Slingo, & K. R. Sperber, 2003: An observational study of the relationship between excessively strong short rains in Coastal East Africa and Indian Ocean SST. *Monthly Weather Review*, **131**, 74-94.
- Bladé, I. & D. L. Hartmann, 1993: Tropical intraseasonal oscillations in a simple nonlinear model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **50**, 2922-2939.
- Bloomfield, P., 2000: *Fourier analysis of time series: An introduction*. 2nd edition ed. Wiley, 288 pp.
- Bretherton, C. S., C. Smith, & J. M. Wallace, 1992: An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, **5**, 541-560.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere in North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 77-90.
- Camberlin, P. & J. Wairoto, 1997: Intraseasonal wind anomalies related to wet and dry spells during the "long" and "short" rainy seasons in Kenya. *Theoretical and Applied Climatology*, **58**, 57-69.
- Camberlin, P., S. Janicot, & I. Pocard, 2001: Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between african rainfall and tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, **21**, 973-1005.
- Camberlin, P. & N. Philippon, 2001: The stationarity of lead-lag teleconnections with East Africa rainfall and incidence on seasonal predictability. *Detecting and modelling regional climate change*, M. Brunet India & D. Lopez Bonillo, Eds., Springer, 291-308 (672 p.).
- Camberlin, P. & M. Diop, 2002: Application of daily rainfall principal component analysis to the assessment of the rainy season characteristics in Senegal. *Climate Research*, **23**, 159-169.
- Camberlin, P. & N. Philippon, 2002: The East African march-may rainy season : Associated Atmospheric Dynamics and Predictability over the 1968-1997 period. *Journal of Climate*, **15**, 1002-1019.
- Camberlin, P. & R. E. Okoola, 2003: The onset and cessation of the "long rains" in eastern Africa and their interannual variability. *Theoretical and Applied Climatology*, **75**, 43-54.
- Cane, M. A., 1995: Tropical Pacific ENSO models: ENSO as a mode of the coupled system. *Climate System Modeling*, K. E. Trenberth, Ed., Cambridge University Press, 583-614.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones, & B. Liebmann, 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, **17**, 88-108.
- Chang, C. P., 1977: Viscous internal gravity waves and low-frequency oscillations in the tropics. *Journal of Atmospheric Sciences*, **34**, 901-910.
- Chen, T.-C. & M. Murakami, 1988: The 30-50 day variation of convective activity over the western Pacific Ocean with the emphasis on the northwestern region. *Monthly Weather Review*, **116**, 892-906.
- Cook, K. H., 2000: The South Indian Convergence Zone and interannual rainfall variability over Southern Africa. *Journal of Climate*, **13**, 3789-3804.
- , 2003: Reply to "Comments on "The South Indian Convergence Zone and interannual rainfall variability over Southern Africa" and the question of ENSO's influence on Southern Africa"". *Journal of Climate*, **16**, 563-565.
- Cooley, C. W. & J. W. Tuckey, 1965: An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of Computation*, **19**, 297-301.
- Cronin, M. F. & M. J. McPhaden, 2002: Barrier layer formation during westerly wind bursts. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 8020, doi:10.1029/2001JC001171.
- Der Mègréditchian, G., 1992: *Le traitement statistique des données multi-dimensionnelles: application à la météorologie, Tome I*. Vol. 8, *Cours et manuels de l'ENM*, 287 pp.
- Deser, C., A. S. Phillips, & J. W. Hurrell, 2004: Pacific interdecadal climate variability: linkages between the Tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *Journal of Climate*, **17**, 3109-3124.
- Diedhiou, A., S. Janicot, A. Viltard, & P. de Felice, 1998: Evidence of two regimes of easterly wave over West Africa and the tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, **25**, 2805-2808.

- Diedhiou, A., S. Janicot, A. Viltard, & H. Laurent, 1999: Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: Results from NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamics*, **15**, 795-822.
- Donald, A., H. Meinke, B. Power, A. de H. N. Maia, M. C. Wheeler, N. White, R. C. Stone, & J. Ribbe, 2006: Near-global impact of the Madden-Julian Oscillation on rainfall. *Geophysical Research Letters*, **33**, L09704, doi:10.1029/2005GL025155.
- Donald, A. M., 2004: The application of the real-time multivariate Madden-Julian Oscillation index to intraseasonal rainfall forecasting in the mid-latitudes, Department of Climatology, university of Southern Queensland, 138p.
- Drosowsky, W. & L. E. Chambers, 2001: Near-global sea surface temperature anomalies as predictors of Australian seasonal rainfall. *Journal of Climate*, **14**, 1677-1687.
- Duvel, J.-P., 1990: Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. Part II: modulation by easterly waves. *Monthly Weather Review*, **118**, 1855-1868.
- Duvel, J.-P., R. Roca, & J. Vialard, 2004: Ocean mixed layer temperature variations induced by intraseasonal convective perturbations over the Indian Ocean. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 1004-1023.
- Duvel, J.-P. & J. Vialard, 2006: Climatology of sea surface temperature perturbations associated with the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, **accepted**.
- Dyer, T. G. J., 1979: Rainfall along the east coast of Southern Africa, the Southern Oscillation and the latitude of the subtropical high pressure belt. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **105**, 445-451.
- Emanuel, K. A., 1987: An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. *Journal of Atmospheric Sciences*, **44**, 2324-2340.
- Fauchereau, N., 2004: Transport, bilan et cycle de l'eau atmosphérique en Afrique Australe : mise en relation avec la variabilité de la température de surface de mer dans l'hémisphère sud, Département de Géographie, Université de Bourgogne, 199p.
- Fink, A. & P. Speth, 1997: Some potential forcing mechanisms of the year-to-year variability of the tropical convection and its intraseasonal (25-70 day) variability. *International Journal of Climatology*, **17**, 1513-1534.
- Flatau, M., P. J. Flatau, P. Phoebus, & P. P. Niiler, 1997: The feedback between equatorial convection and local radiative and evaporative processes: The implications for intraseasonal oscillations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **54**, 2373-2386.
- Flohn, H. & K. Fraedrich, 1966: Tagersperiodische Zirkulation und Niederschlagsverteilung am Viktoria-See (Ostafrika). *Meteorologische Rundschau*, **19**, 157-165.
- Folland, C. K., T. N. Palmer, & D. E. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985. *Nature*, **320**, 602-607.
- Folland, C. K., J. Owen, M. N. Ward, & A. W. Colman, 1991: Investigation of seasonal rainfall in the Sahel region using empirical and dynamical methods. *Journal of Forecasting*, **10**, 21-56.
- Foltz, G. R. & M. J. McPhaden, 2004: The 30-70 day oscillations in the tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, **31**, doi:10.1029/2004GL020023.
- Fontaine, B., S. Trzaska, & S. Janicot, 1998: Evolution of the relationship between near global Atlantic SST modes and the rainy season in West Africa: statistical analyses and sensitivity experiments. *Climate Dynamics*, **14**, 353-368.
- Gadgil, S., 1990: Poleward propagation of the ITCZ: Observations and theory. *Mausam*, **41**, 285-290.
- Gatebe, C. K., P. D. Tyson, H. Annegarn, S. Piketh, & G. Helas, 1999: A seasonal air transport climatology for Kenya. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 14,237-14,244.
- Gill, A. E., 1982: Studies of moisture effects in simple atmospheric models: the stable case. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, **19**, 119-152.
- Goddard, L. & N. E. Graham, 1999: Importance of the Indian Ocean for simulating rainfall anomalies over eastern and southern Africa. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 19099-19116.
- Goff, J. A. & S. Gratch, 1946: Low-pressure properties of water from -160 to 212 F. *52nd annual meeting of the American society of heating and ventilation engineers*, New York City, 95-122.
- Goswami, B. N. & R. S. Ajayamohan, 2001: Intraseasonal oscillations and interannual variability of the Indian summer monsoon. *Journal of Climate*, **14**, 1180-1198.
- Goswami, B. N. & P. K. Xavier, 2003: Potential predictability and extended range prediction of Indian summer monsoon breaks. *Geophysical Research Letters*, **30**, 10.1029/2003GL017810.

- Goulet, L., 1997: Une nouvelle approche pour détecter et caractériser des modes oscillatoires intermittents : Application à l'analyse de l'Oscillation de Madden-Julian, université de Paris VI, 288p.
- Goulet, L. & J.-P. Duvel, 2000: A new approach to detect and characterize intermittent atmospheric oscillations: Application to the intraseasonal oscillations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 2397-2416.
- Graham, N. E. & T. P. Barnett, 1987: Observations of sea surface temperatures, convection and surface wind divergence over tropical oceans. *Science*, **238**, 657-659.
- Gray, B. M., 1988: Seasonal frequency variations in the 40-50 day oscillation. *Journal of Climatology*, **8**, 511-519.
- Griffiths, J. F., 1959: The variability of annual rainfall in East Africa. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **40**, 361-362.
- Grodsky, S. A. & J. A. Carton, 2001: Coupled land/atmosphere interactions in the West African monsoon. *Geophysical Research Letters*, **28**, 1503-1506.
- Gruber, A. & A. F. Krueger, 1984: The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **65**, 958-962.
- Gruber, A., X. Su, M. Kanamitsu, & J. Schemm, 2000: The comparison of two merged rain gauge-satellite precipitation datasets. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**, 2631-2644.
- Gunn, B. W., J. L. McBride, G. J. Holland, T. D. Keenan, N. E. Davidson, & H. H. Hendon, 1989: The Australian summer monsoon circulation during AMEX Phase II. *Monthly Weather Review*, **117**, 2554-2574.
- Han, W., D. M. Lawrence, & P. J. Webster, 2001: Dynamical response of equatorial Indian Ocean to intraseasonal winds: zonal flow. *Geophysical Research Letters*, **28**, 4215-4218.
- Harries, J. E., J. E. Russel, J. A. Hanafin, H. Brindley, J. Futyran, J. Rufus, S. Kellock, G. Matthews, R. Wrigley, A. Last, J. Mueller, R. Mossavati, J. Ashmall, E. Sawyer, D. Parker, M. Caldwell, P. M. Allan, A. Smith, M. J. Bates, B. Coan, B. C. Stewart, D. R. Lepine, L. A. Cornwall, D. R. Corney, M. J. Ricketts, D. Drummond, D. Smart, R. Cutler, S. Dewitte, N. Clerbaux, L. Gonzalez, A. Ipe, C. Bertrand, A. Joukoff, D. Crommelynck, N. Nelms, D. T. Llewellyn-Jones, G. Butcher, G. L. Smith, Z. P. Szewczyk, P. E. Mlynzack, A. Slingo, R. P. Allan, & M. A. Ringler, 2005: The geostationary Earth radiation budget project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **86**, 945-960.
- Harrison, D. E. & N. K. Larkin, 1996: The COADS sea level pressure: A near-global El Niño composite and time-series view, 1946-1993. *Journal of Climate*, **9**, 3025-3055.
- , 1998: The ENSO surface temperature and wind signal: a near-global composite and time-series view. *Reviews of Geophysics*, **36**, 353-399.
- Harrison, M. S. J., 1984: A generalized classification of South African rain-bearing synoptic systems. *Journal of Climatology*, **4**, 547-560.
- , 1986: A synoptic climatology of South African rainfall variations, Department of Geography, University of Witwatersrand, 341.
- Hartmann, D. L. & M. L. Michelsen, 1989: Intraseasonal periodicities in Indian rainfall. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**, 2838-2862.
- Hastenrath, S., A. Nicklis, & L. Greishar, 1993: Atmospheric-hydrospheric mechanisms of climate anomalies in the Western equatorial Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 219-235.
- Hastenrath, S., 2000: Zonal Circulations over the equatorial Indian Ocean. *Journal of Climate*, **13**, 2746-2756.
- Hendon, H. H. & B. Liebmann, 1990a: A composite study of onset of the Australian summer monsoon. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47**, 2227-2239.
- , 1990b: The intraseasonal (40-50 day) oscillation of the Australian summer monsoon. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47**, 2909-2923.
- Hendon, H. H., B. Liebmann, & J. D. Glick, 1998: Oceanic Kelvin waves and the Madden-Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **55**, 88-101.
- Hendon, H. H., C. Zhang, & J. D. Glick, 1999: Interannual variation of the Madden-Julian Oscillation during Austral Summer. *Journal of Climate*, **12**, 2538-2550.
- Hendon, H. H., 2003: Indonesian rainfall variability: Impacts on ENSO and local air-sea interaction. *Journal of Climate*, **16**, 1775-1790.
- , 2005: Air-sea interaction. *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*, W. K. M. Lau & D. E. Waliser, Eds., Springer, 223-242.

- Hendon, H. H., M. C. Wheeler, & C. Zhang, 2007: Seasonal dependence of the MJO-ENSO relationship. *Journal of Climate*, **20**, 531-543.
- Hodges, K. I. & C. D. Thorncroft, 1997: Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP METEOSAT imagery. *Monthly Weather Review*, **125**, 2821-2837.
- Horel, J. D., 1984: Complex principal component analysis: theory and examples. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, 1660-1673.
- Hsu, H.-H. & C.-H. Weng, 2001: Northwestward propagation of the intraseasonal oscillation in the western North Pacific during the boreal summer: Structure and mechanisms. *Journal of Climate*, **14**, 3834-3850.
- Hsu, H.-H., C.-H. Weng, & C.-H. Wu, 2004: Contrasting characteristics between the northward and eastward propagation of the intraseasonal oscillation during the boreal summer. *Journal of Climate*, **17**, 727-743.
- Hsu, H.-H. & M.-Y. Lee, 2005: Topographic effects on the eastward propagation and initiation of the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, **18**, 795-809.
- Hung, C.-W. & M. Yanai, 2004: Factors contributing to the onset of the Australian summer monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**, 739-758.
- Hurrell, J. W. & K. E. Trenberth, 1999: Global sea-surface temperature analyses: multiple problems and their implications for climate analysis, modelling and analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 2661-2678.
- Indeje, M., F. H. M. Semazzi, & L. J. Ogallo, 2000: ENSO signals in East African rainfall seasons. *International Journal of Climatology*, **20**, 19-46.
- Inness, P. M. & J. M. Slingo, 2003: Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a coupled general circulation model. Part I: Comparison with observations and an atmosphere-only GCM. *Journal of Climate*, **16**, 345-364.
- Inness, P. M., J. M. Slingo, E. Guilyardi, & J. Cole, 2003: Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a coupled general circulation model. Part II: The role of the basic state. *Journal of Climate*, **16**, 365-382.
- Janicot, S., 1992a: Spatio-temporal variability of West African rainfall. Part I: regionalizations and typings. *Journal of Climate*, **5**, 489-497.
- , 1992b: Spatio-temporal variability of West African rainfall. Part II: associated surface and air mass characteristics. *Journal of Climate*, **5**, 499-511.
- Janicot, S. & B. Fontaine, 1993: L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*, **1**, 28-49.
- , 1996: Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters*, **23**, 515-518.
- Janicot, S., A. Harzallah, B. Fontaine, & V. Moron, 1998: West African monsoon dynamics and Eastern Equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970-88). *Journal of Climate*, **11**, 1874-1882.
- Janicot, S. & B. Sultan, 2001: Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophysical Research Letters*, **28**, 523-526.
- Janicot, S., S. Trzaska, & I. Pocard, 2001: Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Climate Dynamics*, **18**, 303-320.
- Jiang, X.-A. & T. Li, 2005: Reinitiation of the boreal summer intraseasonal oscillation in the tropical Indian Ocean. *Journal of Climate*, **18**, 3777-3795.
- Johnson, D. H. & H. T. Mörth, 1960: Forecasting research in East Africa. *Tropical Meteorology in Africa*, Nairobi, 56-137.
- Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, & W. H. Schubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection. *Journal of Climate*, **12**, 2397-2418.
- Jones, C., D. E. Waliser, & C. Gautier, 1998: The influence of the Madden-Julian Oscillation on ocean surface heat fluxes and sea surface temperature. *Journal of Climate*, **11**, 1057-1072.
- Jones, C., D. E. Waliser, J.-K. E. Schemm, & K. M. Lau, 2000: Prediction skills of the Madden-Julian Oscillation in dynamical extended range forecasts. *Climate Dynamics*, **16**, 273-289.
- Jones, C., L. M. V. Carvalho, R. W. Higgins, D. E. Waliser, & J.-K. E. Schemm, 2004a: A statistical forecast model of tropical intraseasonal convective anomalies. *Journal of Climate*, **17**, 2078-2095.
- Jones, C., D. E. Waliser, K. M. Lau, & W. Stern, 2004b: Global occurrences of extreme precipitation and the Madden-Julian Oscillation: Observations and predictability. *Journal of Climate*, **17**, 4575-4589.
- Jury, M. R., 1992: A climatic dipole governing the interannual variability of convection over the SW Indian Ocean and SE Africa region. *Trends in Geophysics*, **1**, 165-172.

- , 1997: Inter-annual climate modes over Southern Africa from satellite clouds OLR 1975-1994. *Theoretical and Applied Climatology*, **57**, 155-164.
- , 1999: Intra-seasonal convective variability over Southern Africa: Principal Component Analysis of pentad outgoing-longwave radiation departures 1976-1994. *Theoretical and Applied Climatology*, **62**, 133-146.
- Kabanda, T. A. & M. R. Jury, 2000: Synoptic evolution of composite wet spells over Northern Tanzania. *Climate Research*, **15**, 239-248.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, & D. Joseph, 1996: The NCEP-NCAR 40 year reanalyses project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437-471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, & G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP II reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1631-1643.
- Kapala, A., K. Born, & H. Flohn, 1994: Monsoon anomaly or an El Niño event at the equatorial Indian Ocean? Catastrophic rains 1961/62 in East Africa and their teleconnections. *International Conference on Monsoon variability and prediction*, Trieste, Italy, 9-13May, 119-126.
- Kayiranga, T., 1991: Observation of convective activity from satellite data over the Lake Victoria region in April 1985. *Veille Climatologique Satellites*, **37**, 44-55.
- Kemball-Cook, S. R. & B. C. Weare, 2001: The onset of convection in the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, **14**, 780-793.
- Kessler, W. S., M. J. McPhaden, & K. M. Weickmann, 1995: Forcing of intraseasonal Kelvin waves in the equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 10,613-10,631.
- Kessler, W. S. & R. Kleeman, 2000: Rectification of the Madden-Julian Oscillation into the ENSO cycle. *Journal of Climate*, **13**, 3560-3575.
- Kessler, W. S., 2001: Notes and correspondence, EOF representation of the Madden-Julian Oscillation and its connection with ENSO. *Journal of Climate*, **14**, 3055-3061.
- Khalsa, S. J. S. & E. J. Steiner, 1988: A TOVS dataset for study of the tropical atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, **27**, 851-862.
- Kijazi, A. L. & C. J. C. Reason, 2005: Relationships between intraseasonal rainfall variability of coastal Tanzania and ENSO. *Theoretical and Applied Climatology*, **82**, 153-176.
- Kiladis, G. N. & K. M. Weickmann, 1997: Horizontal structure and seasonality of large-scale circulations associated with submonthly tropical convection. *Monthly Weather Review*, **125**, 1997-2013.
- Kiladis, G. N., K. H. Straub, & P. T. Haertel, 2005: Zonal and vertical structure of the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Atmospheric Sciences*, **62**, 2790-2809.
- Kinter, J. L., M. J. Fennessy, V. Krishnamurthy, & L. Marx, 2004: An evaluation of the apparent interdecadal shift in the tropical divergent circulation in the NCEP-NCAR reanalysis. *Journal of Climate*, **17**, 349-361.
- Klein, S. A., B. J. Soden, & N. G. Lau, 1999: Remote sea-surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, **12**, 917-932.
- Knutson, T. R. & K. M. Weickmann, 1987: 30-60 day atmospheric oscillations: composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Monthly Weather Review*, **115**, 1407-1436.
- Krishnamurthy, V. & J. Shukla, 2000: Intraseasonal and interannual variability of rainfall over India. *Journal of Climate*, **13**, 4366-4377.
- Krishnamurti, T. N. & D. Subrahmanyam, 1982: The 40-50-day mode at 850 mb during MONEX. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**, 2088-2095.
- Kutzbach, J. E., 1967: Empirical eigenvectors of sea-level-pressure, surface temperature and precipitations complexes over North America. *Journal of Applied Meteorology*, **6**, 791-802.
- Laing, A. G. & J. M. Fritsch, 1993: Mesoscale convective complexes in Africa. *Monthly Weather Review*, **121**, 2254-2263.
- Lamb, P. J., 1983: West African water variations between recent contrasting Sub-Saharan droughts. *Tellus*, **35**, 198-212.
- Latif, M., D. Dommenges, M. Dima, & A. Grötzner, 1999: The role of Indian Ocean sea surface temperature in forcing East African rainfall anomalies during December-January 1997/1998. *Journal of Climate*, **12**, 3497-3504.
- Lau, K. M. & P. H. Chan, 1986a: The 40-50 day oscillation and the ENSO: a new perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **67**, 533-536.

- , 1986b: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing long-wave radiation. *Monthly Weather Review*, **114**, 1354-1367.
- Lau, K. M. & L. Peng, 1987: Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. I. Basic theory. *Journal of Atmospheric Sciences*, **44**, 950-972.
- Lau, K. M. & P. H. Chan, 1988: Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between the 40-50 day oscillation and ENSO? *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 506-521.
- Lau, K. M., L. Peng, C. H. Sui, & T. Nakazawa, 1989: Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 30-60 day oscillations and ENSO: An unified view. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **67**, 205-219.
- Lau, K. M. & C. Sui, 1997: Mechanism for short-term sea surface temperature regulation: Observations during TOGA COARE. *Journal of Climate*, **10**, 465-472.
- Lawrence, D. M. & P. J. Webster, 2001: Interannual variations of the intraseasonal oscillation in the South Asian summer monsoon. *Journal of Climate*, **14**, 2910-2922.
- , 2002: The boreal summer intraseasonal oscillation: relationship between northward and eastward movement of convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 1593-1606.
- Lebart, J., A. Morineau, & J.-P. Fénelon, 1982: *Traitement des données statistiques, méthodes et programmes*. Dunod, 510 pp.
- Leroux, M., 1980: Le climat de l'Afrique tropicale, Département de Géographie, Université de Bourgogne, 636p.
- Levey, K. M. & M. R. Jury, 1996: Composite intraseasonal oscillations of convection over Southern Africa. *Journal of Climate*, **9**, 1910-1920.
- Li, T. & B. Wang, 1994: The influence of sea surface temperature on the tropical intraseasonal oscillation: A numerical study. *Monthly Weather Review*, **122**, 2349-2362.
- Li, Z. X., 2001: Influence of tropical Pacific El Niño on the SST of the Southern Hemisphere through atmospheric bridge. *Geophysical Research Letters*, **27**, 3505-3509.
- Liebmann, B. & C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 1275-1277.
- Liebmann, B., G. N. Kiladis, J. A. Marengo, T. Ambrizzi, & J. D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, **12**, 1877-1891.
- Lin, J.-L., G. N. Kiladis, B. E. Mapes, K. M. Weickmann, K. R. Sperber, W. Lin, M. C. Wheeler, S. D. Schubert, A. Del Genio, L. J. Donner, S. Emori, J.-F. Guérémy, F. Hourdin, P. J. Rasch, E. Roeckner, & J. F. Scinocca, 2006: Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals. *Journal of Climate*, **19**, 2665-2690.
- Lindesay, J. A., 1988a: The Southern Oscillation and atmospheric circulation changes over southern Africa, University of the Witwatersrand, 283 p.
- , 1988b: South African rainfall, the Southern Oscillation and a southern hemisphere semi-annual cycle. *Journal of Climatology*, **8**, 17-30.
- Lindesay, J. A. & C. H. Vogel, 1990: Historical evidence for Southern Oscillation-Southern African rainfall relationships. *International Journal of Climatology*, **10**, 679-689.
- Lo, F. & H. H. Hendon, 2000: Empirical extended-range prediction of the Madden-Julian oscillation. *Monthly Weather Review*, **128**, 2528-2543.
- Lorenz, E. N., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction, 48 pp.
- Lough, J. M., 1986: Tropical Atlantic sea surface temperature and rainfall variations in Subsaharan Africa. *Monthly Weather Review*, **114**, 561-570.
- Lynch, S. D., 2003: *Development of a RASTER database of annual, monthly and daily rainfall for Southern Africa*. WRC report N 1156/1/03, 78 pp.
- Lyons, S. W., 1991: Origins of convective variability over Equatorial Southern Africa during Austral Summer. *Journal of Climate*, **4**, 23-39.
- Madden, R. A. & P. R. Julian, 1971: Description of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28**, 702-708.
- , 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 1109-1123.
- Madden, R. A., 1986: Seasonal variations of the 40-50 day oscillation in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43**, 3138-3158.

- Madden, R. A. & P. R. Julian, 1994: Observations of the 40-50 day tropical oscillation - A review. *Monthly Weather Review*, **122**, 814-837.
- Maes, C., J. Picaut, & S. Belamari, 2002: Salinity barrier layer and onset of El Niño in a Pacific coupled model. *Geophysical Research Letters*, **29**, 2206, doi:10.1029/2002GL016029.
- , 2005: Importance of the salinity barrier layer for the buildup of El Niño. *Journal of Climate*, **18**, 104-118.
- Maharaj, E. A. & M. C. Wheeler, 2005: Forecasting an index of the Madden-Julian Oscillation. *International Journal of Climatology*, **25**, 1611-1618.
- Majda, A. J. & J. A. Biello, 2004: A multiscale model for tropical intraseasonal oscillations. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **101**, 4736-4741.
- Makarau, A. & M. R. Jury, 1997: Seasonal cycle of convective spells over Southern Africa during austral summer. *International Journal of Climatology*, **17**, 1317-1332.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, & R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on Salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 1069-1079.
- Mapande, A. T. & C. J. C. Reason, 2005: Links between rainfall variability on intraseasonal and interannual scales over western Tanzania and regional circulation and SST patterns. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **89**, 215-234, 10.1007/s00703-005-0130-2.
- Mason, S. J., 1995: Sea-surface temperature - South African rainfall associations, 1910-1989. *International Journal of Climatology*, **15**, 119-135.
- Matarira, C. H. & M. R. Jury, 1992: Contrasting meteorological structure of intra-seasonal wet and dry spells in Zimbabwe. *International Journal of Climatology*, **12**, 165-176.
- Mathon, V. & H. Laurent, 2001: Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 377-406.
- Matthews, A. J., B. J. Hoskins, J. M. Slingo, & M. Blackburn, 1996: Development of convection along the SPCZ within a Madden-Julian Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **122**, 669-688.
- Matthews, A. J. & J. Lander, 1999: Physical and numerical contributions to the structure of Kelvin wave-CISK modes in a spectral transform model. *Journal of Atmospheric Sciences*, **56**, 4050-4058.
- Matthews, A. J., 2000: Propagating mechanisms for the Madden-Julian oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 2637-2652.
- , 2004a: Atmospheric response to observed intraseasonal tropical sea surface temperature anomalies. *Geophysical Research Letters*, **31**, L14107, doi:10.1029/2004GL020474.
- , 2004b: Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *Journal of Climate*, **17**, 2427-2440.
- Matthews, A. J. & H. Y. Y. Li, 2005: Modulation of station rainfall over the western Pacific by the Madden-Julian Oscillation. *Geophysical Research Letters*, **32**, L14827, G. 10.
- McPhaden, M. J., X. Zhang, H. H. Hendon, & M. C. Wheeler, 2006: Large scale dynamics and MJO forcing of ENSO variability. *Geophysical Research Letters*, **33**, L16702, doi:10.1029/2006GL026786.
- Meehl, G. A., R. Lukas, G. N. Kiladis, K. M. Weickmann, A. J. Matthews, & M. C. Wheeler, 2001: A conceptual framework for time and space scale interactions in the climate system. *Climate Dynamics*, **17**, 753-775.
- Menz, G., 1997: Regionalization of precipitation models in East Africa using Meteosat data. *International Journal of Climatology*, **17**, 1011-1027.
- Minja, W. E. S., 1985: A comparative investigation of weather anomalies over East Africa during the 1972 drought and 1977-78 wet periods, Department of Meteorology, University of Nairobi.
- Misra, V., 2002: The influence of Pacific SST variability on the precipitation over Southern Africa. *Journal of Climate*, **16**, 2408-2418.
- Mitchell, T. P. & J. M. Wallace, 1996: ENSO seasonality: 1950-76 versus 79-92. *Journal of Climate*, **9**, 3149-3161.
- Mo, K. C., 2000: Intraseasonal modulation of summer precipitation over North America. *Monthly Weather Review*, **128**, 1490-1505.
- Mo, K. C. & J. N. Paegle, 2005: Pan-America. *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*, W. K. M. Lau & D. E. Waliser, Eds., Springer, 95-121.
- Moore, A. M. & R. Kleeman, 1999: Stochastic forcing of ENSO by the intraseasonal oscillation. *Journal of Climate*, **12**, 1199-1220.

- Moron, V., 1995: Variability of the African convection centre as viewed by Outgoing Longwave Radiation records and relationships with surface temperature patterns. *Journal of Climatology*, **15**, 25-34.
- Mounier, F., 2005: La variabilité intra-saisonnière de la mousson de l'Afrique de l'Ouest et Centrale, Océanologie, Météorologie et Environnement, Ecole Polytechnique, 270p.
- Mpeta, E. J. & M. R. Jury, 2001: Intra-seasonal convective structure and evolution over tropical East Africa. *Climate Research*, **17**, 83-92.
- Murtugudde, R., J. P. Mac Creary Jr, & A. J. Busalacchi, 2000: Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997-1998. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 3295-3306.
- Mutai, C. C., N. Ward, & A. W. Colman, 1998: Towards the prediction of the East African short rains based on sea-surface temperature-atmosphere coupling. *International Journal of Climatology*, **18**, 975-997.
- Mutai, C. C. & M. N. Ward, 2000: East African rainfall and the tropical circulation/convection on intraseasonal to interannual timescales. *Journal of Climate*, **13**, 3915-3939.
- Nakamura, K., 1968: Equatorial westerlies over East Africa and their climatological significance. *Geographical Reports, Tokyo Metropolitan University*, **3**, 43-61.
- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **66**, 823-839.
- , 1995: Intraseasonal oscillations during the TOGA-COARE IOP. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **73**, 305-319.
- Neelin, J. D., I. M. Held, & K. H. Cook, 1987: Evaporation-wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, **44**, 2341-2348.
- Nicholson, S. E., 1996: A review of climate dynamics and climate variability in Eastern Africa. *The limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*, T. C. Johnson & E. O. Odada, Eds., Gordon and Breach, 25-56.
- Nicholson, S. E. & J. Kim, 1997: The relationship of the El Niño-Southern Oscillation to African rainfall. *International Journal of Climatology*, **17**, 117-135.
- Nicholson, S. E., 2003: Comments on "The South Indian Convergence Zone and interannual rainfall variability over Southern Africa" and the question on ENSO's influence on Southern Africa. *Journal of Climate*, **16**, 555-562.
- North, G. R., T. L. Bell, R. F. Cahalan, & F. J. Moeng, 1982: Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, **110**, 699-706.
- Ogalo, L. J., 1988: Relationship between seasonal rainfall in East Africa and the Southern Oscillation. *Journal of Climatology*, **9**, 31-43.
- Ogalo, L. J., J. Janowiak, & M. S. Halpert, 1988: Teleconnection between seasonal rainfall over East Africa and global sea-surface temperature anomalies. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **66**, 807-822.
- Okoola, R. E., 1998: Spatial evolutions of the active convective patterns across the Equatorial East Africa region during northern hemisphere spring season using outgoing longwave radiation records. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **66**, 51-63.
- , 1999a: A diagnostic study of the eastern Africa monsoon circulation during the northern hemisphere spring season. *International Journal of Climatology*, **19**, 143-168.
- , 1999b: Midtropospheric circulation patterns associated with extreme dry and wet episodes over Equatorial Eastern Africa during the Northern Hemisphere Spring. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 1161-1169.
- Omeny, P. A., 2006: East African rainfall variability associated with the Madden-Julian Oscillation, Department of Meteorology, University of Nairobi, 86 pp.
- Paegle, J. N., L. A. Byerle, & K. C. Mo, 2000: Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. *Monthly Weather Review*, **128**, 837-850.
- Palmer, T. N., 1986: The influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall. *Nature*, **322**, 251-253.
- Pettitt, A. N., 1979: A non parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, **28**, 126-135.
- Philippon, N., 2002: Une nouvelle approche pour la prévision statistique des précipitations saisonnières en Afrique de l'Ouest et de l'Est : méthodes, diagnostics (1968-1998) et applications (2000-2001), Département de Géographie, Université de Bourgogne, 241p.

- Philipps, J. & B. McIntyre, 2000: ENSO and interannual variability in Uganda: Implications for agricultural management. *International Journal of Climatology*, **20**, 171-182.
- Picaut, J., C. Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix, & M. J. McPhaden, 1996: Mechanism of the zonal displacements of the Pacific warm pool: implications for ENSO. *Science*, **274**, 1486-1489.
- Poccard, I., S. Janicot, & P. Camberlin, 2000: Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa. *Climate Dynamics*, **16**, 897-915.
- Pohl, B., P. Camberlin, & P. Roucou, 2005: Typology of pentad circulation anomalies over the Eastern Africa - Western Indian Ocean region, and their relationship with rainfall. *Climate Research*, **29**, 111-127.
- Rasmusson, E. M., X. Wang, & C. F. Ropelewski, 1990: The biennial component of ENSO variability. *Journal of Marine Systems*, **1**, 71-96.
- Rayner, N. A., E. B. Horton, D. E. Parker, C. K. Folland, & R. B. Hackett, 1996: *Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set, 1903-1994*. Vol. 74, *technical note*, 21 pp.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, & A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 4407, doi:10.1029/2002DJ002670.
- Reason, C. J. C. & H. Mulenga, 1999: Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the South Indian ocean. *International Journal of Climatology*, **23**, 377-393.
- Reason, C. J. C., R. J. Allan, J. A. Lindesay, & T. J. Ansell, 2000: ENSO and climatic signals across the Indian Ocean basin in the global context: Part I, Interannual composite patterns. *International Journal of Climatology*, **20**, 1285-1327.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, & E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, **105**, 317-333.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, & W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, **15**, 1609-1625.
- Richard, Y., 1994: Variabilité pluviométrique en Afrique du Sud-Est. *La Météorologie 8^e série*, **8**, 11-22.
- Richard, Y., S. Trzaska, P. Roucou, & M. Rouault, 2000: Modification of the Southern African rainfall variability/El Niño Southern Oscillation relationship. *Climate Dynamics*, **16**, 883-895.
- Richard, Y., N. Fauchereau, I. Poccard, M. Rouault, & S. Trzaska, 2001: XXth century droughts in Southern Africa: spatial and temporal variability, teleconnections with oceanic and atmospheric conditions. *International Journal of Climatology*, **21**, 873-885.
- Richmann, M. B., 1986: Rotation of principal components. *Journal of Climatology*, **6**, 293-335.
- Riehl, H. & J. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysica*, **6**, 503-538.
- Roundy, P. E. & W. M. Frank, 2004: A climatology of waves in the equatorial region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 2105-2132.
- Rowell, D. P., J. M. Ininda, & M. N. Ward, 1994: The impact of sea-surface temperature patterns on seasonal rainfall in East Africa. *International conference on monsoon variability and prediction*.
- Rowell, D. P., C. K. Folland, K. Maskell, & M. N. Ward, 1995: Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906-1992): observations and modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **121**, 669-704.
- Rowell, D. P., 2001: Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 1683-1706.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. Vinayachandran, & Y. Toshio, 1999: The dipole mode event: Indian Ocean's coupled instability phenomenon. *Nature*, **401**, 360-363.
- Saji, N. H. & T. Yamagata, 2003: Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode on global climate. *Climate Research*, **25**, 151-169.
- Salby, M. L. & H. H. Hendon, 1994: Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 2207-2224.
- Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, & A. Ratier, 2002a: SEVIRI calibration. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, ES52-ES53.
- , 2002b: Radiometric performance of SEVIRI. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, ES50-ES51.
- , 2002c: An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 977-992.

- Schumacher, C. & R. A. Houze, 2003a: Stratiform rain in the Tropics as seen by the TRMM precipitation radar. *Journal of Climate*, **16**, 1739-1756.
- , 2003b: The TRMM precipitation radar's view of shallow, isolated rain. *Journal of Applied Meteorology*, **42**.
- Sengupta, D., B. N. Goswami, & R. Senan, 2001: Coherent intraseasonal oscillations of ocean and atmosphere during the Asian summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, **28**, 4127-4130.
- Shinoda, T., H. H. Hendon, & J. D. Glick, 1998: Intraseasonal variability of surface fluxes and sea surface temperature in the tropical western Pacific and Indian Oceans. *Journal of Climate*, **11**, 1685-1702.
- Singh, S. V., R. H. Kripalani, & D. R. Sikka, 1992: Interannual variability of the Madden-Julian Oscillations in Indian summer monsoon rainfall. *Journal of Climate*, **5**, 973-978.
- Slingo, J., K. R. Sperber, J. S. Boyle, J.-P. Ceron, M. Dix, B. Dugas, W. Ebisuzaki, J. Fyfe, D. Gregory, J.-F. Gueremy, J. Hack, A. Harzallah, P. Inness, A. Kitoh, W. K. M. Lau, B. McAvaney, R. Madden, A. J. Matthews, T. N. Palmer, C. K. Park, D. Randall, & N. Renno, 1996: Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP diagnostic subproject. *Climate Dynamics*, **12**, 325-357.
- Slingo, J., D. P. Rowell, K. R. Sperber, & F. Nortley, 1999: On the predictability of the interannual behaviour of the Madden-Julian Oscillation and its relationship with El Niño. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**, 583-609.
- Slingo, J. M., P. M. Inness, & K. R. Sperber, 2005: Modeling. *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*, W. K. M. Lau & D. E. Waliser, Eds., Springer, 361-383.
- Song, Y., F. H. M. Semazzi, L. Xie, & L. J. Ogallo, 2004: A coupled regional climate model for the Lake Victoria basin of East Africa. *International Journal of Climatology*, **24**, 57-75.
- Sperber, K. R. & T. N. Palmer, 1996: Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the Atmospheric Model Intercomparison Project. *Journal of Climate*, **9**, 2727-2750.
- Streten, N. A., 1973: Some characteristics of satellite-observed bands of persistent cloudiness over the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, **101**, 486-495.
- Sud, Y. C., G. K. Walker, & W. E. Smith, 1991: Analysis of a general circulation model simulation of the atmospheric response to the observed sea surface temperatures anomalies of January and February 1983. *Journal of Climate*, **4**, 107-115.
- Sultan, B. & S. Janicot, 2000: Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, **27**, 3353-3356, doi:10.1029/1999GL011285.
- 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. Applications à la sensibilité des rendements agricoles, Environnement : milieux, techniques, sociétés, université de Paris VII, 283p.
- Sultan, B. & S. Janicot, 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: the "preonset" and "onset" of the summer. *Journal of Climate*, **16**, 3407-3427.
- Sultan, B., S. Janicot, & A. Diedhiou, 2003: The West African monsoon dynamics. Part I: documentation of intraseasonal variability. *Journal of Climate*, **16**, 3389-3406.
- Sun, L., F. H. M. Semazzi, P. Giorgi, & L. J. Ogallo, 1999: Application of the NCAR regional climate model to Eastern Africa. 2. Simulation of the interannual variability of the Short Rains. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 6549-6562.
- Tanaka, M., B. C. Weare, A. R. Navato, & R. E. Newell, 1975: Recent african rainfall patterns. *Nature*, **255**, 201-203.
- Thompson, B. W., 1957: Some reflection on equatorial and tropical forecasting. *East African Meteorological Department, Technical Memorandum*, **7**, 14.
- Todd, M. & R. Washington, 1999: Circulation anomalies associated with tropical-temperate troughs in southern Africa and the south west Indian Ocean. *Climate Dynamics*, **15**, 937-951.
- Todd, M. C., R. Washington, & P. I. Palmer, 2004: Water vapour transport associated with tropical-temperate trough systems over Southern Africa and the southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, **24**, 555-568.
- Torrence, C. & G. P. Compo, 1998: A practical guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 61-78.
- Trenberth, K. E., D. P. Stepaniak, & J. W. Hurrell, 2001: Quality of reanalyses in the tropics. *Journal of Climate*, **14**, 1499-1510.
- Trewartha, C., 1961: *The Earth's problem climate*. university of Wisconsin press, 334 pp.

- Trzaska, S., 2002: Impacts des anomalies de TSO globales sur l'atmosphère tropicale dans la région péri-Atlantique dans ARPEGE-Climat. Application à la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest et en Afrique Australe, Département de Géographie, université de Bourgogne, 379p.
- Trzaska, S., N. Fauchereau, I. Pocard, P. Camberlin, Y. Richard, & N. Philippon, 2002: Stability of the relationship between regional rainfall in Africa and ENSO. *25th AMS Conference on Hurricane and Tropical Meteorology*, San Diego, 78-79.
- Van Heerden, J., D. E. Terblanche, & G. C. Schulze, 1988: The Southern Oscillation and south African summer rainfall. *Journal of Climatology*, **8**, 577-597.
- Venegas, S., 2001: *Statistical methods for signal detection in climate*. DCESS report #2, 96 pp.
- Vialard, J. & P. Delecluse, 1998a: An OGCM study for the TOGA decade. Part I: Role of salinity in the physics of the Western Pacific fresh pool. *Journal of Physical Oceanography*, **28**, 1071-1088.
- , 1998b: An OGCM study for the TOGA decade. Part II: Barrier layer formation and variability. *Journal of Physical Oceanography*, **28**, 1089-1106.
- Vincent, C. E., T. D. Davies, & A. K. C. Beresford, 1979: Recent changes in the level of lake Naivasha, Kenya, as an indicator of equatorial westerlies over East Africa. *Climatic Change*, **2**, 175-189.
- Vincent, D. G., A. Fink, J. M. Schrage, & P. Speth, 1998: High- and low-frequency intraseasonal variance of OLR on annual and ENSO timescales. *Journal of Climate*, **11**, 968-986.
- Von Storch, H. & F. W. Zwiers, 1999: *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, 484 pp.
- Waliser, D. E. & C. Gautier, 1993: A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, **6**, 2162-2174.
- Waliser, D. E., 1996: Formation and limiting mechanisms for very high sea surface temperature: linking the dynamics and the thermodynamics. *Journal of Climate*, **9**, 161-188.
- Waliser, D. E., C. Jones, J.-K. E. Schemm, & N. E. Graham, 1999: A statistical extended-range tropical forecast model based on the slow evolution of the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, **12**, 1918-1939.
- Waliser, D. E., Z. Zhang, K. M. Lau, & J.-H. Kim, 2001: Interannual sea surface temperature variability and the predictability of tropical intraseasonal variability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58**, 2596-2615.
- Waliser, D. E., K. Jin, I.-S. Kang, W. F. Stern, S. D. Schubert, M. L. Wu, K. M. Lau, M. I. Lee, J. Shukla, V. Krishnamurthy, A. Kitoh, G. A. Meehl, V. Y. Galin, V. Satyan, S. K. Mandke, G. Wu, Y. Liu, & C. K. Park, 2003a: AGCM simulations of intraseasonal variability associated with the Asian summer monsoon. *Climate Dynamics*, **21**, 423-446.
- Waliser, D. E., K. M. Lau, W. Stern, & C. Jones, 2003b: Potential predictability of the Madden-Julian Oscillation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **84**, 33-50.
- Waliser, D. E., W. Stern, S. D. Schubert, & K. M. Lau, 2003c: Dynamic predictability of intraseasonal variability associated with the Asian summer monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **129**, 2897-2925.
- Waliser, D. E., 2005: Predictability and forecasting. *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*, W. K. M. Lau & D. E. Waliser, Eds., Springer, 389-418.
- Waliser, D. E., K. M. Weickmann, R. Dole, S. D. Schubert, O. Alves, C. Jones, M. Newman, H.-L. Pan, A. Roubicek, S. Saha, C. A. Smith, H. Van des Dool, F. Vitart, M. C. Wheeler, & J. Whitaker, 2006: The Experimental MJO Prediction Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **87**, 425-431, DOI:10.1175/BAMS-87-4-425.
- Walker, N. D., 1990: Links between South African summer rainfall and temperature variability of the Agulhas and Benguela system. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 3297-3319.
- Wallace, J. M. & R. E. Dickinson, 1972: Empirical orthogonal representation of time series in the frequency domain. Part I: Theoretical considerations. *Journal of Applied Meteorology*, **11**, 887-900.
- Wallace, J. M., C. Smith, & Q. Jiang, 1990: Spatial patterns of ocean-atmosphere interaction in the northern winter. *Journal of Climate*, **3**, 990-998.
- Wang, B. & H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975-1985. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **44**, 43-61.
- Wang, B., 1995: Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. *Journal of Climate*, **8**, 267-285.
- Wang, B. & X. Xie, 1997: A model for the boreal summer intraseasonal oscillations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **54**, 72-86.

- Wang, B. & X. Xu, 1997: Northern Hemisphere summer monsoon singularities and Climatological Intraseasonal Oscillation. *Journal of Climate*, **10**, 1071-1085.
- Wang, B. & X. S. Xie, 1998: Coupled modes of the warm pool climate system. Part I: The role of air-sea interaction in maintaining Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, **11**, 2116-2135.
- Wang, B., 2005: Theory. *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*, W. K. M. Lau & D. E. Waliser, Eds., Springer, 307-351.
- Ward, J. H., 1963: Hierarchical grouping to potimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, **58**, 236-244.
- Ward, M. N., 1992: Provisionnally corrected surface wind data, worldwide ocean-atmosphere surface fields and sahelian rainfall variability. *Journal of Climate*, **5**, 454-475.
- Washington, R. & M. Todd, 1999: Tropical-temperate links in southern Africa and southwest Indian Ocean satellite-derived daily rainfall. *International Journal of Climatology*, **19**, 1601-1616.
- Weare, B. C. & J. S. Nasstrom, 1982: Example of extended empirical functions. *Monthly Weather Review*, **110**, 481-485.
- Webster, P. J., A. M. Moore, J. P. Loschnigg, & R. R. Leben, 1999: Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian ocean during 1997-1998. *Nature*, **401**, 356-360.
- Wheeler, M. C. & H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, **132**, 1917-1932.
- Wheeler, M. C. & J. L. McBride, 2005: Australian-Indonesian monsoon. *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system*, W. K. M. Lau & D. E. Waliser, Eds., Springer, 125-168.
- Whitaker, J. & K. M. Weickmann, 2001: Subseasonal variations of tropical convection and week-2 prediction of wintertime western North American rainfall. *Journal of Climate*, **14**, 3279-3288.
- Woolnough, S. J., J. M. Slingo, & B. J. Hoskins, 2000: The relationship between convection and sea surface temperature on intraseasonal timescale. *Journal of Climate*, **13**, 2086-2104.
- Wu, L., Z. Liu, R. Gallimore, R. Jacob, D. Lee, & Y. Zhong, 2003: Pacific decadal variability: the tropical Pacific mode and the north Pacific mode. *Journal of Climate*, **16**, 1101-1120.
- Wu, L., D. E. Lee, & Z. Liu, 2005: The 1976/77 North Pacific climate regime shift: the role of subtropical ocean adjustment and coupled ocean-atmosphere feedbacks. *Journal of Climate*, **18**, 5125-5140.
- Wu, M.-L. C., S. D. Schubert, & N. E. Huang, 1999: The development of the South Asian summer monsoon and the intraseasonal oscillation. *Journal of Climate*, **12**, 2054-2075.
- Wu, M.-L. C., S. D. Schubert, M. J. Suarez, P. J. Pegion, & D. E. Waliser, 2006: Seasonality and meridional propagation of the MJO. *Journal of Climate*, **19**, 1901-1921.
- Xie, P. & P. Arkin, 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2539-2558.
- Xie, P., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, R. Adler, A. Gruber, R. Ferraro, G. J. Huffman, & S. Curtis, 2003: GPCP pentad precipitation analysis: an experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate*, **16**, 2197-2214.
- Xie, S.-P., H. Annamalai, F. Schott, & J. P. McCreary Jr, 2002: Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *Journal of Climate*, **15**, 864-878.
- Yang, G.-Y. & J. Slingo, 2001: The diurnal cycle in the Tropics. *Monthly Weather Review*, **129**, 784-801.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **57**, 227-242.
- , 1980: A quasi-stationary appearance of the 30-40-day period in cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **58**, 223-229.
- , 1981: Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-day period. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **59**, 336-354.
- Yu, L. & M. M. Rienecker, 1998: Evidence for an extratropical atmospheric influence during the onset of the 1997-1998 El Niño. *Geophysical Research Letters*, **25**, 3537-3540.
- Zavala-Garay, J., C. Zhang, A. M. Moore, & R. Kleeman, 2005: The linear response of ENSO to the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, **18**, 2441-2459.
- Zhang, C. & H. H. Hendon, 1997: Propagating and standing components of the intraseasonal oscillation in tropical convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **54**, 741-752.
- Zhang, C. & J. Gottschalck, 2002: SST anomalies of ENSO and the Madden-Julian Oscillation in the Equatorial Pacific. *Journal of Climate*, **15**, 2429-2445.

- Zhang, C. & S. R. Anderson, 2003: Sensitivity of intraseasonal perturbations in SST to the structure of the MJO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**, 2196-2207.
- Zhang, C. & M. Dong, 2004: Seasonality in the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*, **17**, 3169-3180.
- Zhang, C., 2005: Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, **43**, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.
- Zhang, Y., J. M. Wallace, & D. S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of Climate*, **10**, 1004-1020.

Liste des Figures

Introduction

- Fig. 1 : Diagramme schématique illustrant les échelles spatiales et temporelles de divers phénomènes du système climatique. Les flèches représentées sur la figure se réfèrent plus particulièrement à la thématique des interactions d'échelle entre phénomènes. *Adapté de Meehl et al. (2001).* 10
- Fig. 2 : Amplitude moyenne des fluctuations de l'OLR (infra-rouge sortant, descripteur de la convection atmosphérique, $W.m^{-2}$) dans la région tropicale entre $40^{\circ}N$ et $40^{\circ}S$, période 1974-1986. Les valeurs chiffrées correspondent à la racine carrée de la variance totale de l'OLR filtré dans les gammes de fréquence indiquées, sur l'ensemble du domaine d'étude. Les premiers chiffres indiqués dans les crochets correspondent à la période estivale (mai - octobre), les seconds à la période hivernale (novembre - avril). *Adapté de Lau & Chan (1988).* 10

Chapitre 1

- Fig. 1.1 : Localisation des 27 pluviomètres de la base de données est-africaine (Kenya et Tanzanie). 17
- Fig. 1.2 : Localisation des 7665 pluviomètres de la base de données SAWRC sur l'Afrique Australe, disponibles sur la période 1970-1999 (points noirs). Les cercles gris correspondent au second groupe de 72 stations extrait sur la période 1970-1989. 18
- Fig. 1.3 : (a) Localisation des 118 pluviomètres de la base FRIEND-AOC de l'IRD sur l'Afrique de l'Ouest (Sénégal, Mali et Burkina). (b) Distribution des valeurs manquantes dans la période d'étude. Les grisés correspondent au pourcentage de pluviomètres renseignés pour chaque jour (sur le total des 118 stations). La valeur des grisés est donnée par la légende. 19
- Fig. 1.4 : Cartographie des indices de températures de surface de la mer descripteurs de l'état d'El Niño. 22
- Fig. 1.5 : (a) Topographie de l'Afrique (modèle numérique de terrain de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$). (b) Topographie de l'Afrique de l'Ouest (MNT de $5' \times 5'$). (c) Comme (b) mais pour l'Afrique de l'Est. (d) Comme (b) mais pour l'Afrique Australe. La valeur des grisés est donnée par la légende. 23
- Fig. 1.6 : Cumul annuel moyen de précipitations (mm) selon le fichier CMAP, période 1979-2005. 25
- Fig. 1.7 : (a) : Champ moyen de TSM ($^{\circ}C$) selon le fichier HadISST, sur la période novembre-avril 1950-2005. (b) Comme (a) mais pour la saison mai-octobre. 26
- Fig. 1.8 : Circulation atmosphérique annuelle moyenne ($m.s^{-1}$) selon les réanalyses NCEP2 sur la période novembre - avril 1979-2005, (a) à 850hPa, (b) à 700hPa, (c) à 200hPa. 27
- Fig. 1.9 : Comme pour la Figure 1.8, mais pour la période mai - octobre 1979-2005. 29
- Fig. 1.10 : Diagramme temps-latitude de l'OLR moyen ($W.m^{-2}$) sur le fuseau africain ($15^{\circ}E - 30^{\circ}E$) au cours du cycle annuel, période 1979-2005. 30
- Fig. 1.11 : Courbe noire : cycle annuel moyen (cumul pluviométrique journalier moyen dans les 27 pluviomètres, période 1971-1995). Pointillés : courbe du 5^{ème} et du 95^{ème} percentile du cumul journalier, pour chacun des jours de l'année, sur la période 1971-1995. 31
- Fig. 1.12 : Cumul mensuel moyen dans les 7665 pluviomètres de la base de donnée sud-africaine, période 1970-1999. 32
- Fig. 1.13 : Anomalies de TSM ($^{\circ}C$) sur la période octobre à mars 1950-2005 (a) en conditions type El Niño (33^{ème} percentile de l'indice saisonnier SOI), (b) en conditions type La Niña (66^{ème} percentile de l'indice saisonnier SOI). Les lignes noires entourent les anomalies significativement différentes de la moyenne, calculée toutes années confondues (t-test, 95%). 35
- Fig. 1.14 : Représentation schématique des conditions océaniques et atmosphériques sur le Pacifique équatorial (a) en condition froides ("La Niña"), (b) en année normale, (c) en conditions chaudes ("El Niño"). *Adapté de Cane (1995).* 37
- Fig. 1.15 : Résultats d'une ACP avec rotation varimax appliquée sur le champ de pluie en Afrique subsaharienne, au pas de temps annuel. Période d'étude 1951-2000. Seuls les loadings supérieurs à 0.5 sont représentés, avec un rond (resp. un carré et une croix) pour l'Afrique de

- l'Ouest (resp. l'Afrique Australe et l'Afrique de l'Est). Les chroniques représentent les scores sur chacune des 3 premières CP. *Adapté de Trzaska (2002).* 38
- Fig. 1.16 : Téléconnexions (corrélations linéaires) entre l'ENSO (indice saisonnier MEI) et les cumuls mensuels de précipitations (fichier GPCP) sur le domaine africain, sur la période 1979-2004 : (a) pour la saison OND, (b) pour MAM, (c) pour JAS, (d) pour NDJF. Les corrélations linéaires significatives au seuil de 95% par un test de Bravais-Pearson ont été grisées. Les données CMAP fournissent des résultats comparables (non montré). 39

Chapitre 2

- Fig. 2.1 : Représentation schématique des anomalies de vent zonal, convection atmosphérique et pression au niveau de la mer au cours du cycle MJO. *Reproduit de Madden & Julian (1994).* 49
- Fig. 2.2 : (a) Grisé : écart-type du champ OLR filtré en bande passante 30-60 jours ($W.m^{-2}$, cf. légende pour les niveaux de gris), période novembre-avril 1979-2005. Contours : TSM moyennes au-dessus du seuil de $27.5^{\circ}C$ durant la même période. L'écart entre 2 isothermes successives est de $0.5^{\circ}C$. (b) Comme (a) mais pour la saison mai-octobre. 50
- Fig. 2.3 : (Gauche) Amplitude de la racine carrée de l'OLR élevé au carré ($(W.m^{-2})^2$) puis filtré par une moyenne mobile de un an. Les valeurs ont été calculées le long de l'équateur ($5^{\circ}N - 5^{\circ}S$) sur la période 1980-1998. (Droite) Ligne continue : valeur moyenne de l'amplitude de l'OLR moyenné spatialement sur le centre du Pacifique ($5^{\circ}N - 5^{\circ}S, 150^{\circ}E - 180^{\circ}E$). Ligne pointillée : valeur correspondante de l'indice SOI. *Reproduit de Kessler (2001).* 55
- Fig. 2.4 : Structures spatiales des deux premières CP des champs combinés U850, U200 et OLR, tels que décrits dans la section 2.2.1. *Reproduit de Wheeler & Hendon (2004).* 59
- Fig. 2.5 : Analyse en spectre de puissance de RMM1 et RMM2, calculée sur la période 1974-2003. La surface sous les courbes de puissance est égale à la variance, pour chaque fréquence du spectre. La superficie totale sous chaque courbe de puissance égale la part de variance totale expliquée par la CP correspondante. La fraction de variance expliquée dans la gamme de fréquence 30-80 jours est indiquée sur les figures. Les courbes pointillées indiquent le seuil de significativité à 95% calculé selon un procédé de bruit rouge qui prend en compte l'autocorrélation de rang 1 des séries. *Reproduit de Wheeler & Hendon (2004).* 59
- Fig. 2.6 : Cohérence carrée et phase entre RMM1 et RMM2. Le niveau de significativité pour l'hypothèse nulle de non association entre les CP est de 0.23 au seuil de confiance de 99.9%. La cohérence carrée moyenne dans la gamme de fréquence 30-80 jours est indiquée. Pour la phase, une relation de 90° signifie que RMM1 précède RMM2 d'un quart de cycle. *Reproduit de Wheeler & Hendon (2004).* 60
- Fig. 2.7 : Corrélation décalée de RMM1 avec elle-même (trait plein), et avec RMM2 (pointillé) pour toutes les saisons. Période d'étude : 1979-2001. *Reproduit de Wheeler & Hendon (2004).* 60
- Fig. 2.8 : Coordonnées dans le plan factoriel (RMM1, RMM2) pour tous les jours de la période DJF 1974-2003. 8 phases du cycle MJO ont été indiquées, ainsi que le positionnement des points durant les périodes de faible activité intrasaisonnière. La localisation approximative des amas convectifs de la MJO a également été indiquée (par exemple, sur l'océan Indien pour les phases 2 et 3). La rotation préférentielle des séquences de jours est indiquée par les flèches grises. *Adapté de Wheeler & Hendon (2004).* 61
- Fig. 2.9 : (a) Histogramme de l'amplitude A du signal MJO pour tous les jours de la période 1974-2005. L'amplitude médiane est indiquée par un trait pointillé vertical. (b) Représentation polaire (A, α) de la MJO, pour la période du 1^{er} Décembre 1987 au 1^{er} Avril 1988. Cette période (2.5 évènements MJO environ) est caractérisée par une forte activité intrasaisonnière (Matthews 2000). L'équivalence avec les phases de Wheeler & Hendon (2004), le sens de rotation antihoraire et la localisation approximative des maxima convectifs le long de l'équateur ont été indiquées sur le graphique. Le cercle intérieur délimitant le seuil de faible activité MJO a été indiqué : la valeur limite correspond à la valeur médiane trouvée sur l'histogramme de la Figure 2.9a. (c) Cycle annuel de l'amplitude A du signal MJO, moyenné sur tous les jours de la période 1974-2005. 63
- Fig. 2.10 : Anomalies d'OLR ($W.m^{-2}$) après retrait du cycle annuel, pour les 8 phases du cycle MJO montrées sur la Figure 2.7, et pour tous les jours d'amplitude MJO modérée à forte de la

- période novembre-avril 1979-2005. Les zones qui apparaissent en bleu (en rouge) montrent des anomalies significativement inférieures (supérieures) à la moyenne selon un test de Student au seuil de 95%. 64
- Fig. 2.11 : Comme pour la Figure 2.10 mais pour la saison d'été boréal (mai-octobre). 65
- Fig. 2.12 : (a) Analyse de variance entre les phases MJO (identiques à la Figure 2.9) et les anomalies d'OLR après retrait du cycle annuel, calculée sur tous les jours d'amplitude MJO modérée à forte ($A \geq 0.9$) de la période novembre-avril 1979-2005. Les aires apparaissant en gris clair (resp. gris foncé) dénotent une discrimination des valeurs quotidiennes d'OLR par les phases MJO significative au seuil de 95% (resp. 99%) selon le test de Fisher-Snedecor. (b) Comme pour (a) mais pour la saison mai-octobre. 66
- Fig. 2.13 : Comme pour la Figure 2.12 mais entre les phases MJO et le champ pluviométrique CMAP, (a) pour la période novembre-avril 1979-2005, (b) pour la saison mai-octobre. 68
- Fig. 2.14 : Diagrammes de Hovmöller des anomalies dans le vent zonal ($m.s^{-1}$), moyennées entre $2.5^{\circ}N$ et $2.5^{\circ}S$, (a) à 850hPa, (b) à 200hPa, après retrait du cycle annuel et pour tous les jours d'amplitude MJO modérée à forte ($A \geq 0.9$) de la période 1979-2005. Les contours pleins (resp. pointillés) représentent les anomalies positives (resp. négatives) dans U, c'est-à-dire, par convention, les anomalies d'est (resp. d'ouest). Les anomalies qui ne sont pas significatives au test de Student (95%) ont été cachées par un masque blanc. Les lignes noires pointillées représentent la localisation approximative du maximum convectif (obtenu de la Figure 2.10). 69
- Fig. 2.15 : (a) Loadings (champs de corrélations) associés à la première composante principale de l'ACP de la section 2.2.3. Les traits pointillés dénotent des corrélations négatives. (b) Comme (a) mais pour la seconde composante principale. 71
- Fig. 2.16 : Cohérence carrée et phase (en radians) entre CP1 et CP2 (a) et CP1 et CP3 (b). Les lignes pointillées indiquent le niveau de significativité au seuil de 95% obtenu par 1000 séries temporelles aléatoires obtenues par permutations de la série originelle, et avec la même autocorrélation de rang 1. 71
- Fig. 2.17 : Corrélations décalées entre les CP1 et 2 de l'ACP de la section 2.2.3, pour les périodes 1950-1975 (courbe noire continue) et 1976-2005 (courbe grise continue). Autocorrélation de CP1 pour les périodes 1950-1975 (courbe noire pointillée) et 1976-2005 (courbe grise pointillée). La significativité au seuil de 95% (test de Bravais-Pearson) est donnée par les droites horizontales. 72
- Fig. 2.18 : (a) Corrélations décalées entre *RMM1* et : CP1 (trait continu), CP2 (trait pointillé) pour la période MAM 1974-2005. La significativité au seuil de 95% (test de Bravais-Pearson) est donnée par les droites horizontales. (b) Comme (a) mais pour *RMM2*. (c) Comme (a) mais pour la période OND 1974-2005. (d) Comme (c) mais pour la période OND 1979-2005. (e) Nuage de points de l'amplitude MJO saisonnière moyenne calculée à partir de la paire (CP1, CP2) (abscisses) et (*RMM1*, *RMM2*) (ordonnées), pour la période MAM 1974-2005. (f) Comme (e) mais pour la période OND 1974-2005. 73
- Fig. 2.19 : Composite d'anomalies d'OLR après retrait du cycle annuel pour chaque quart de cycle MJO durant la saison JAS, basée sur (a)-(d) les indices (*RMM1*, *RMM2*) ; (e)-(h) les indices NCEP vent zonal calculés sur toute l'année, (i)-(l) les indices NCEP vent zonal calculés sur JAS. L'équidistance des contours est de $10 W.m^{-2}$. Les contours noirs dénotent les anomalies d'OLR positives (convection supprimée). Les régions ne présentant pas d'anomalies significatives apparaissent en blanc. 74
- Fig. 2.20 : Cycle annuel de l'amplitude MJO selon les indices (*RMM1*, *RMM2*) sur la période 1979-2005, et selon les indices (CP1, CP2) sur les périodes 1950-1975 et 1976-2005. 74
- Fig. 2.21 : Courbe de la fonction des poids de Welch, calculée pour une fenêtre mobile de 120 jours. 79
- Fig. 2.22 : Série temporelle des 144 modes locaux extraits par une LMA appliquée sur l'OLR du domaine $0^{\circ} - 200^{\circ}E$, $30^{\circ}N - 30^{\circ}S$, sur la période 1979-2005. (a) Variance des modes locaux dans l'OLR ($(W.m^{-2})^2$). (b) Variance commune entre les modes locaux et les champs d'entrée de la LMA sur la fenêtre de 120 jours correspondante : OLR (courbe pleine), U200 (courbe tiretée), U850 (courbe pointillée). (c) Période (jours) des modes locaux. 83
- Fig. 2.23 : (a) Répartition des modes locaux par mois d'appartenance. La date à laquelle un mode local est assigné correspond à celle du maximum de variance de l'OLR dans le domaine

- spectral intrasaisonnier (20-120 jours). (b) Histogramme de la variance des modes locaux dans l'OLR ($W.m^{-2}$). (c) Graphique en moustaches de la période des modes locaux pour chaque mois de l'année. Les boîtes ont des marqueurs horizontaux au premier quartile, à la médiane et au dernier quartile des valeurs mensuelles. Les moustaches s'étendent jusqu'aux valeurs extrêmes pour montrer l'amplitude de la distribution statistique. (d) Comme (c) mais pour la variance des modes locaux. 84
- Fig. 2.24 : Mode propagatif moyen (cf. section 2.3.3 pour détails) calculé à partir des 144 modes locaux de la période 1979-2005. (a) Pattern propagatif dans l'OLR. L'amplitude de la perturbation convective pour chaque point de grille est donnée par la longueur des vecteurs, et la date à laquelle la perturbation maximale survient dans chaque point de grille est donnée par l'orientation des vecteurs. La propagation de la perturbation est décrite par la rotation horaire des vecteurs au cours du temps (par exemple, une propagation vers l'est est décrite par des vecteurs tournant dans le sens horaire en direction de l'est). (b) Comme (a) mais dans le vent zonal à 200hPa (U200). (c) Comme (a) mais dans le vent zonal à 850hPa (U850). 85
- Fig. 2.25 : (a) Grisés : amplitude du mode moyen de la Figure 2.24 dans l'OLR ($W.m^{-2}$). Contours : températures de surface de la mer moyennées sur la période 1979-2005. La première isotherme est à $27.5^{\circ}C$, puis l'équidistante entre deux isothermes est de $0.5^{\circ}C$. (b) Cohérence de l'OLR sur la période 1979-2005 : part de la variance totale de l'OLR dans la fenêtre mobile de 120 jours expliquée en moyenne par les modes locaux. Une cohérence de 0.4 s'interprète comme 40% de variance commune en moyenne entre l'OLR et les modes locaux extraits sur la période considérée. (c) Comme (b) mais pour U200. (d) Comme (b) mais pour U850. 87
- Fig. 2.26 : Diagramme temps-latitude de l'amplitude moyenne des modes locaux au cours du cycle annuel, moyennée sur les fuseaux : (a) africain ($15^{\circ}E - 40^{\circ}E$), (b) indien ($70^{\circ}E - 90^{\circ}E$), (c) indonésien - australien ($115^{\circ}E - 140^{\circ}E$), pacifique central ($175^{\circ}E - 200^{\circ}E$). La colonne de gauche montre l'amplitude des fluctuations dans l'OLR ($W.m^{-2}$), celles du milieu et de droite resp. dans le vent zonal à 850 et 200 hPa ($m.s^{-1}$). 89

Chapitre 3

- Fig. 3.1 : Activité MJO du 1^{er} Décembre 1987 au 1^{er} Avril 1988 décomposée en phase (traits pleins, axe des ordonnées de gauche) et en amplitude (trait pointillé, axe des ordonnées de droite). La phase π a été indiquée par un trait noir continu. 94
- Fig. 3.2 : Graphique en moustaches de la période MJO (en jours) pour chaque mois de l'année. Les boîtes ont des marqueurs horizontaux au premier quartile, à la médiane et au dernier quartile des valeurs mensuelles. Les moustaches s'étendent jusqu'aux valeurs extrêmes pour montrer l'amplitude de la distribution statistique. La taille de l'échantillon utilisé pour le calcul est indiquée pour chaque mois, sous l'axe des abscisses. 95
- Fig. 3.3 : (a) Corrélations simultanées entre la période MJO moyennée sur 3 mois et l'indice Niño4, sur la période 1979-2004. Le niveau de significativité à 95% est montré par les lignes pointillées. (b) Nuage de points entre la période MJO moyennée sur 3 mois et l'indice Niño4 pour la saison MAM. (c) Comme (b) mais pour la saison OND. 96
- Fig. 3.4 : Corrélations entre la période moyenne de la MJO moyennée sur les 3 mois de MAM (a) et OND (b), et les TSM moyennes durant les mêmes saisons. La valeur des grisés est donnée par la légende. Les contours solides (resp. pointillés) indiquent les corrélations positives (resp. négatives) qui dépassent le seuil de significativité de 95%. 97
- Fig. 3.5 : (a) Haut : diagramme phase-longitude des anomalies moyennes l'OLR ($W.m^{-2}$) le long de l'équateur ($5^{\circ}N - 5^{\circ}S$) en année El Niño, après retrait du cycle annuel, période MAM 1979-2005. La valeur médiane de l'indice Niño4 a été utilisée pour isoler les années correspondantes. Les anomalies significativement différentes du cycle annuel (t-test, 95%) sont entourées par un trait noir continu. Bas : TSM moyennes synchrones le long de l'équateur ($5^{\circ}N - 5^{\circ}S$). Le seuil de $27.5^{\circ}C$ a été indiqué par une ligne horizontale pointillée. (b) Comme (a) mais pour les années La Niña (années inférieures à la médiane de l'indice Niño4). (c) Différence d'OLR et de TSM le long de l'équateur ($5^{\circ}N - 5^{\circ}S$) entre les deux

groupes d'années précédents. Les différences significatives (t-test, 95%) sont indiquées par des lignes plus épaisses.	98
Fig. 3.6 : Temps moyen (en nombre de jours) passé dans chaque seizième de cycle MJO en année El Niño (gris clair) et La Niña (gris foncé), pour les saisons (a) MAM, (b) OND.	99
Fig. 3.7 : (a) Amplitude MJO annuelle (gris foncé) et indice Niño4 annuel (gris clair). Les séries temporelles ont été standardisées pour permettre leur comparaison. (b) Statistique du test de Pettitt pour les séries temporelles de (a). Les seuils de significativité à 90% et 95% sont représentés par les lignes horizontales.	101
Fig. 3.8 : Cycle annuel des corrélations entre l'indice trimestriel moyen Niño4 et l'amplitude MJO pour 1950-1975 (ligne continue) et 1976-2005 (barres). La significativité à 95% est montrée pour les 2 périodes par les lignes pointillées.	102
Fig. 3.9 : Champ de corrélations entre l'amplitude MJO saisonnière pour NDJ et les points de grille TSM correspondants, (a) pour 1950-2005, (b) 1950-1975, (c) 1976-2005. Les lignes continues (resp. pointillées) correspondent aux corrélations positives (resp. négatives) significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson.	103
Fig. 3.10 : Comme Figure 3.9 mais pour la saison JAS.	103
Fig. 3.11 : Corrélations décalées entre l'amplitude MJO trimestrielle moyenne et l'indice Niño4 trimestriel moyen, (a) pour 1950-1975, (b) pour 1976-2005. L'intervalle des isolignes est de 0.1 et les corrélations significatives apparaissent en pointillés. Les zones grisées dénotent des corrélations significatives au seuil de 95% par un test de Bravais-Pearson. Les corrélations synchrones sont repérées par une ligne diagonale continue.	105
Fig. 3.12 : Dendrogramme de la Classification Hiérarchique Ascendante appliquée aux patterns propagatifs spatiaux des modes locaux de la Figure 2.22. Les grisés montrent les partitions en 2 et 8 types, retenues pour la suite du travail.	109
Fig. 3.13 : Partition en 2 types. (a) Type A. Vecteurs : pattern propagatif de l'OLR. Isolignes : cohérence dans l'OLR. Les contours sont à 0.25 et 0.5. (b) Distribution saisonnière du type A (en nombre d'occurrences pour chaque mois de l'année). (c) Comme (a) mais pour le type B. (d) Comme (b) mais pour le type B.	109
Fig. 3.14 : Type 1 (28 modes locaux). (a) Vecteurs : pattern propagatif de l'OLR (utilisé pour établir les classes). Isolignes : cohérence dans l'OLR. Les contours sont à 0.25 et 0.5. Plages colorées : TSM moyennes pendant les occurrences du type. La première isotherme est à 27.5°C puis l'équidistance entre deux contours successifs est de 0.5°C. (b) Projection dans U200. Vecteurs : pattern propagatif, isolignes : cohérence. (c) Comme (b) mais pour U850. (d) Anomalies de TSM durant les occurrences du type, calculées après retrait du cycle annuel. Les lignes continues (pointillées) entourent les anomalies positives (négatives) qui sont significatives selon un test de Student (95%).	112
Fig. 3.15 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 2 (11 modes locaux).	113
Fig. 3.16 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 3 (15 modes locaux).	115
Fig. 3.17 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 4 (15 modes locaux).	117
Fig. 3.18 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 5 (27 modes locaux).	119
Fig. 3.19 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 6 (12 modes locaux).	120
Fig. 3.20 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 7 (13 modes locaux).	121
Fig. 3.21 : Comme pour la Figure 3.14 mais pour le type 8 (23 modes locaux).	122
Fig. 3.22 : Distribution saisonnière et interannuelle des 8 types. Les pixels noirs correspondent à une occurrence du type.	123
Fig. 3.23 : Histogrammes de la distance normalisée (Eq. 2) entre chaque paire de modes locaux pour l'échantillon total, et pour chaque type. La valeur moyenne est indiquée pour chaque type sur la figure.	125
Fig. 3.24 : Histogrammes de la distance normalisée (Eq. 2) entre chaque mode local et le mode moyen de chaque type. La valeur moyenne est indiquée pour chaque type sur la figure.	126
Fig. 3.25 : (a) Graphique en moustache de la période des modes locaux pour les 8 types. (b) Comme (a) mais pour la variance des modes locaux.	127

Chapitre 4

- Fig. 4.1 : Ecart de dates (en nombre de jours) entre les modes locaux détectés par LMA sur la fenêtre indo-pacifique (0° - 200° E, 30° N- 30° S) et le mode local le plus proche détecté sur la fenêtre africaine (40° W- 60° E, 30° N- 30° S). 131
- Fig. 4.2 : (a) Mode moyen de l'OLR sur l'Afrique, période NDJFMA 1979-2001. (b) Comme (a) mais pour la période MJJASO 1979-2001. 132
- Fig. 4.3 : Carte d'Afrique de l'Est Equatoriale montrant la localisation des 27 pluviomètres de l'étude (carrés) et la topographie (coloration continue). Les indices pluviométriques est (E) et ouest (W), tels que définis dans la section 4.2.2, sont également délimités. Les signes + indiquent le centre des points de grille OLR utilisés pour l'étude. 134
- Fig. 4.4 : Cumuls pluviométriques pentadaires à Kisumu (Kenya, indice W : ligne continue, axe de gauche) et phase MJO correspondante selon les indices MJO (*RMM1*, *RMM2*) (ligne pointillée, axe de droite) pour les Long Rains de 1979, 1980 et 1981. Les astérisques dénotent les phases MJO du pic de pluie. 134
- Fig. 4.5 : Analyse en Composantes Principales appliquée sur les précipitations pentadaires des pluviomètres non filtrés après retrait du cycle annuel, période MAM+OND 1979-1995. (a) Loadings pour la CP#1 (carte, haut) et distribution, au cours du cycle MJO, des scores les plus élevés (supérieurs au percentile 80, milieu) et les plus faibles (inférieurs au percentile 20, bas). (b) Comme (a) mais pour la CP#2. 136
- Fig. 4.6 : Analyses en spectre de puissance et crosspectrales des composantes principales de pluies est-africaines (CP#1 et CP#2) et de l'indice *RMM1* de Wheeler & Hendon (2004). Toutes les analyses sont appliquées sur la période MAM+OND, avec les autres mois ramenés à 0. (a) Analyse en spectre de puissance de la CP#1 des pluies (ligne noire continue) et *RMM1* (ligne grise continue). Les pointillés indiquent le niveau de significativité au seuil de 95% obtenu par 1000 séries temporelles aléatoires obtenues par permutations de la série originelle, et avec la même autocorrélation de rang 1. (b) Comme (a) mais pour la CP#2. (c) Crosspectrale de CP#2 avec *RMM1*. Ligne grise continue : cohérence carrée ; pointillés : significativité à 95% estimée comme pour (a). Ligne noire continue avec signes + : relation de phase (en radians). 137
- Fig. 4.7 : Corrélations décalées entre les scores de la CP#2 des pluies, filtrés sur la gamme 20-75 jours, et la composante zonale du vent à 200hPa (haut) et 850hPa (bas) le long de l'équateur (moyenne 2.5° N - 2.5° S), sur la période MAM+OND 1979-1995. Les contours continus (resp. pointillés) dénotent des corrélations positives (resp. négatives). Le méridien est-africain a été noté sur les figures. Avec un nombre de degrés de liberté équivalent de 329 (en prenant en compte l'autocorrélation des séries filtrées) les corrélations supérieures en valeur absolue à 0.11 sont statistiquement significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson. 139
- Fig. 4.8 : Anomalies pluviométriques et convectives moyennes pour chaque phase MJO. (a) Indices de pluie et d'OLR de la région W telle que définie sur la Figure 4.3. Les anomalies sont calculées après retrait du cycle annuel et ont été standardisées pour permettre leur comparaison ; elles n'ont subi aucun filtrage. Les anomalies d'OLR ont été multipliées par -1 pour examiner leurs relations avec les cumuls de pluie. Les valeurs brutes extrêmes de pluie et d'OLR (en mm.jour⁻¹ et W.m⁻²) ont également été indiquées pour les phases correspondantes. Les astérisques montrent les anomalies de pluie (gris) et d'OLR (noir) qui sont statistiquement différentes du cycle annuel selon un t-test au seuil de confiance de 95%. 140
- Fig. 4.9 : Coupes verticales à l'équateur (2.5° N - 2.5° S) des anomalies verticales (ω , $-1 \times \text{Pa.s}^{-1}$) et zonales (U, m.s⁻¹) du vent, après retrait du cycle annuel, pour chaque phase MJO. Les aplats indiquent les anomalies significatives au seuil de 95% selon un test t^2 de Hotelling. Les profils noirs correspondent à la topographie de l'Afrique Equatoriale telle qu'elle apparaît dans les mailles du modèle NCEP. Le nombre de pentades incluses dans chaque huitième de phase est indiqué sur la figure (leur total correspondant aux 435 pentades d'amplitude supérieure à 0.9 sur la période MAM+OND 1979-1995). 143
- Fig. 4.10 : Configurations atmosphériques moyennes durant les phases MJO $\pi/2$ - $3\pi/4$ (gauche) et $5\pi/4$ - $3\pi/2$ (droite). Toutes les anomalies sont calculées après retrait du cycle annuel. (a) Anomalies de pression moyenne au niveau de la mer (Pa). Les grisés clairs (foncés) dénotent des anomalies négatives (positives) selon un t-test au seuil de 95%. (b) Coupe verticale le long de l'équateur (2.5° N - 2.5° S) des anomalies de hauteur géopotentielle (m). La

- significativité est testée et représentée comme pour (a). (c) Anomalies de vent à 700hPa ($m.s^{-1}$). Les pointillés indiquent les anomalies significatives (test t^2 de Hotelling, 95%). (d) Anomalies d'OLR ($W.m^{-2}$). Les pointillés indiquent les anomalies significatives (t-test, 95%). 145
- Fig. 4.11 : Anomalies moyennes d'OLR, après retrait du cycle annuel, durant la phase MJO $3\pi/2 - 7\pi/4$. Les pointillés indiquent les anomalies significatives (t-test, 95%). 147
- Fig. 4.12 : Mode moyen sur l'Afrique, période MAM 1979-2001. (a) Mode propagatif moyen dans l'OLR. (b) Amplitude moyenne de l'OLR. (c) Cohérence de l'OLR. (d) Comme (a) mais pour CMAP. (e) Comme (b) mais pour CMAP. (f) Comme (c) mais pour CMAP. 149
- Fig. 4.13 : Comme pour la Figure 4.12 mais pour la période OND 1979-2001. 150
- Fig. 4.14 : Cartes composites des anomalies d'OLR ($W.m^{-2}$), calculées après retrait du cycle annuel, sur l'Afrique Australe durant la période ONDJFMA 1974-1999. L'équidistance des isolignes est de $1 W.m^{-2}$. Les aplats bleus (resp. rouges) indiquent les anomalies négatives (resp. positives) qui sont significatives au seuil de 95% selon un t-test. 153
- Fig. 4.15 : (a) Analyse de variance entre les points de grille de l'OLR et les huitièmes de cycle MJO de la Figure 4.14, ONDJFMA 1974-1999. Les grisés clairs (resp. foncés) identifient les régions où la variance de l'OLR est significativement discriminée par les phases de la MJO au seuil de confiance de 95% (resp. 99%) selon le test de Fisher-Snedecor. Les cadres correspondent aux indices régionaux d'OLR d'Afrique Australe Tropicale ($17.5^{\circ}E - 32.5^{\circ}E$, $15^{\circ}S - 22.5^{\circ}S$) et d'Afrique Australe Subtropicale ($20^{\circ}E - 27.5^{\circ}E$, $25^{\circ}S - 30^{\circ}S$). (b) Comme (a) mais appliquée aux séries individuelles non filtrées des 7665 pluviomètres de la région subtropicale, ONDJFMA 1970-1999. Médaillon : pluviomètres qui ne sont PAS discriminés significativement par les phases MJO au seuil de 95%. 154
- Fig. 4.16 : Comme pour la Figure 4.12 mais pour la période ONDJFMA 1979-2001. 155
- Fig. 4.17 : Téléconnexions entre les indices régionaux d'amplitude des modes locaux de l'OLR sur les régions AAT (Fig. 4.17a) et AAS (Fig. 4.17b), et le champ de TSM synchrone après retrait du cycle annuel, ONDJFMA 1974-1999. La valeur des grisés est donnée par la légende. Les corrélations positives (resp. négatives) qui sont significatives au seuil de 95% selon un test de Monte-Carlo sont entourées par une ligne noire continue (resp. pointillée). Ce test prend en compte la possible autocorrélation des séries temporelles. 157
- Fig. 4.18 : Composites d'anomalies pluviométriques désaisonnalisées au cours du cycle MJO pour les 5 indices pluviométriques de la région AAS (courbes noires) et pourcentage de stations dépassant la valeur du cycle annuel (en %) pour chaque phase MJO et dans chaque indice (courbes grises). Les astérisques identifient les anomalies significativement différentes de la moyenne (indiquée par une ligne pointillée), au seuil de 95% et selon les résultats d'un t-test. Les cumuls pluviométriques bruts (i.e. sans retrait préalable du cycle annuel) à l'échelle de l'indice pluviométrique ont été indiqués sur la figure, pour les phases extrêmes humides et sèches (en $mm.jour^{-1}$). Les cartes extérieures montrent la localisation des pluviomètres constituant chaque indice régional. 159
- Fig. 4.19 : Analyse en spectre de puissance des 5 indices pluviométriques régionaux de la région AAS. Les séries ont été normalisées, et la saison sèche a été complétée par des 0 pour obtenir une série continue. Les pointillés indiquent le niveau de significativité au seuil de 95% obtenu par 1000 séries temporelles aléatoires obtenues par permutations de la série originelle, et avec la même autocorrélation de rang 1. 160
- Fig. 4.20 : Analyses crosspectrales des indices régionaux normalisés des pluies sud-africaines et de l'indice RMM1 de Wheeler & Hendon (2004). Toutes les analyses sont appliquées sur la période ONDJFMA 1974-1999, les autres mois ont été complétés 0. Significativité testée et représentée comme pour la Figure 4.19. Ligne noire continue avec signes + : relation de phase (en radians). 161
- Fig. 4.21 : Comme pour la Figure 4.19 mais pour la région AAT. 163
- Fig. 4.22 : Humidité spécifique moyenne à 700hPa ($g.kg^{-1}$) pour la période ONDJFMA 1979-1999. La valeur des couleurs est donnée par la légende. Les flèches montrent les flux d'humidité moyens à 700hPa ($m.s^{-1}.g.kg^{-1}$) pendant la même période d'étude. Les indices Nord (N) et Sud (S) utilisés pour calculer l'Indice Dipolaire (ID) sont indiqués sur la figure. 164
- Fig. 4.23 : Anomalies composites d'humidité spécifique à 700hPa ($g.kg^{-1}$) après retrait du cycle annuel au cours du cycle MJO. L'équidistance des isolignes est de $0.2 g.kg^{-1}$. Les aplats bleus (resp. rouges) indiquent les anomalies négatives (resp. positives) qui sont significatives au

- seuil de 95% selon un t-test. Les flèches montrent les anomalies dans les flux d'humidité à 700hPa ($m.s^{-1}.g.kg^{-1}$) après retrait du cycle annuel. Seules les anomalies significatives au seuil de 95% selon un test t^2 de Hotelling ont été représentées sur la figure. 165
- Fig. 4.24 : (a) Analyse composite de l'Indice Dipolaire de l'OLR ($W.m^{-2}$) au cours du cycle MJO, période ONDJFMA 1979-1999. Les astérisques dénotent des anomalies significativement différentes de la valeur moyenne selon un t-test au seuil de 95%. (b) Analyse spectrale de l'Indice Dipolaire normalisé, période ONDJFMA 1979-1999. Les jours de la saison sèche ont été complétés par des 0. La ligne pointillée indique le niveau de significativité au seuil de 95% selon un test de Monte-Carlo. 167
- Fig. 4.25 : Période moyenne (en jours) des modes locaux sur la période NDJFMA 1979-2001. Les indices Nord (N) et Sud (S) utilisés pour calculer l'Indice Dipolaire (ID) sont indiqués sur la figure. 167
- Fig. 4.26 : CP1 de l'ACP sur l'OLR d'Afrique de l'Ouest, période JAS 1979-2005. (a) Carte des loadings. Les lignes noires épaisses indiquent les corrélations statistiquement significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson. Les isolignes continues (pointillées) indiquent des corrélations positives (négatives) avec la CP. (b) Analyse crosspectrale entre la CP1 et l'indice MJO *RMM1*. Ligne grise continue : cohérence carrée ; ligne continue avec signes + : relation de phase (en radians). La ligne pointillée indique le niveau de significativité au seuil de 95% obtenu par 1000 séries temporelles aléatoires obtenues par permutations de la série originelle, et avec la même autocorrélation de rang 1. 170
- Fig. 4.27 : Comme pour la Figure 4.26 mais pour la CP2. 171
- Fig. 4.28 : Comme pour la Figure 4.26 mais pour la CP3. 172
- Fig. 4.29 : Anomalies d'OLR ($W.m^{-2}$) après retrait du cycle annuel au cours du cycle MJO, et pour tous les jours d'amplitude MJO modérée à forte de la période JAS 1979-2005. Les zones qui apparaissent en blanc ne sont pas significatives selon un test de Student au seuil de 95% ; les anomalies positives (en rouge) ont été entourées par des contours noirs. L'équidistance des contours est de $1W.m^{-2}$. 173
- Fig. 4.30 : Analyse de variance entre les valeurs quotidiennes de l'OLR et les huitièmes de cycle MJO, JAS 1979-2005. Les grisés clairs (resp. foncés) identifient les régions où la variance de l'OLR est significativement discriminée par les phases de la MJO au seuil de confiance de 95% (resp. 99%) selon le test de Fisher-Snedecor. 174
- Fig. 4.31 : (a) Analyse en spectre de puissance de l'indice OLR sahélien ($12.5^{\circ}N-15^{\circ}N, 10^{\circ}W-10^{\circ}E$, reporté sur la Figure 4.30), JAS 1979-2005. Les points de grille, après retrait du cycle annuel, ont été moyennés spatialement puis standardisés par année, les autres mois ont été comblés par des 0. La ligne pointillée indique le niveau de significativité au seuil de 95% obtenu par 1000 séries temporelles aléatoires obtenues par permutations de la série originelle, et avec la même autocorrélation de rang 1. (b) Analyse crosspectrale entre l'indice précédent et l'indice MJO *RMM1*. Ligne grise continue : cohérence carrée ; la significativité est testée et représentée comme pour (a). Ligne continue avec signes + : relation de phase (en radians). (c) Comme (a) mais pour l'indice OLR du golfe de Guinée ($0^{\circ}-7.5^{\circ}N, 0^{\circ}-12.5^{\circ}E$). (d) Comme (b) mais pour l'indice OLR du golfe de Guinée. 175
- Fig. 4.32 : Anomalies de pluies ($mm.jour^{-1}$) selon les estimations CMAP pour les phases MJO $\pi/4-3\pi/4$ et $5\pi/4-3\pi/2$, période JAS 1979-2005. La valeur des grisés est donnée par la légende. Les points de grille qui apparaissent en blanc ne sont pas significatifs selon un test de Student au seuil de 95%. Les anomalies négatives ont été entourées par des contours noirs. 176
- Fig. 4.33 : Gauche : cartographie des indices pluviométriques obtenus par ACP varimax. Les pluviomètres constitutifs de chaque indice sont représentés par des ronds. Droite : analyse composite des anomalies pluviométriques ($mm.jour^{-1}$), pour chacun des indices pluviométriques, sur la période JAS 1950-1990. Les astérisques indiquent les anomalies significatives selon un test de Student au seuil de 95%. 177
- Fig. 4.34 : Analyse de variance croisant phases MJO et cumuls journaliers de pluie dans les 118 pluviomètres d'Afrique de l'Ouest pour la période JAS 1950-1990. Les pluviomètres dont les valeurs quotidiennes ne sont pas significativement discriminées par les phases MJO au seuil de 90% selon le test de Fisher-Snedecor apparaissent en médaillon ; ceux dont les séries sont resp. discriminées aux seuils de 90%, 95% et 99% apparaissent avec des niveaux croissants de gris. 178

- Fig. 4.35 : Humidité spécifique moyenne intégrée entre la surface et 850hPa (g.kg^{-1}) pour la période JAS 1979-2005. La valeur des grisés est donnée par la légende. Les flèches montrent les flux d'humidité moyens intégrés entre la surface et 850hPa ($\text{m.s}^{-1}.\text{g.kg}^{-1}$) pendant la même période d'étude. 179
- Fig. 4.36 : Anomalies composites d'humidité spécifique intégrées entre la surface et 850hPa (g.kg^{-1}) après retrait du cycle annuel au cours du cycle MJO. Les anomalies non significatives (t-test, 95%) apparaissent en blanc. Les flèches montrent les anomalies dans les flux d'humidité intégrés entre la surface et 850hPa ($\text{m.s}^{-1}.\text{g.kg}^{-1}$) après retrait du cycle annuel. Seules les anomalies significatives au seuil de 95% selon un test t^2 de Hotelling ont été représentées. 180
- Fig. 4.37 : Coupes verticales de l'atmosphère sur la région guinéenne ($2.5^\circ\text{N} - 7.5^\circ\text{N}$) des anomalies verticales (ω , $-1 \times \text{Pa.s}^{-1}$) et zonales (U , m.s^{-1}) du vent au cours du cycle MJO, après retrait du cycle annuel, période JAS 1979-2005. Les aplats indiquent les anomalies significatives au seuil de 95% selon un test t^2 de Hotelling. Les profils noirs correspondent à la topographie de l'Afrique Equatoriale telle qu'elle apparaît dans les mailles du modèle NCEP. 181
- Fig. 4.38 : Comme pour la Figure 4.37 mais pour la région sahélienne ($12.5^\circ\text{N} - 17.5^\circ\text{N}$). 182
- Fig. 4.39 : Anomalies de pression moyenne au niveau de la mer (Pa), après retrait du cycle annuel, au cours du cycle MJO. Les anomalies non significatives selon un t-test au seuil de 95% apparaissent en blanc. 184
- Fig. 4.40 : Mode moyen sur l'Afrique, période JAS 1979-2001. (a) Mode propagatif moyen dans l'OLR. (b) Amplitude moyenne de l'OLR (W.m^{-2}). (c) Cohérence de l'OLR. (d) Période moyenne des modes locaux pour chaque point de grille. (e-h) Comme (a-d) mais pour CMAP (mm.jour^{-1}). 186

Chapitre 5

- Fig. 5.1 : Corrélations interannuelles entre l'amplitude MJO moyenne saisonnière et l'OLR moyen saisonnier pour la période 1979-2005 et les saisons : (a) MAM, (b) JJAS, (c) OND, (d) NDJF. Les valeurs positives (resp. négatives) significatives (test de Bravais-Pearson, 95%) sont entourées par un contour continu (resp. pointillé). 192
- Fig. 5.2 : (a) Coupe verticale de l'atmosphère le long de l'équateur ($2.5^\circ\text{N} - 2.5^\circ\text{S}$) durant les événements pluviométriques extrêmes sur les Hautes Terres. Les anomalies significatives apparaissent en couleur (test t^2 de Hotelling, 95%). La topographie de l'Afrique équatoriale telle qu'elle apparaît dans les grilles NCEP est montrée. (b) Distribution des événements pluviométriques extrêmes (+) dans le cycle MJO (défini selon les indices $RMM1$, $RMM2$). La localisation estimée de la convection active est indiquée. Le cercle intérieur délimite les jours de faible activité MJO ($\text{Amp} < 0.9$). 195
- Fig. 5.3 : Comme pour la Figure 5.2 mais pour les événements extrêmes sur la côte. 196
- Fig. 5.4 : (a) Projection des dates d'onset dans le cycle MJO pour la région d'Afrique de l'Est, période 1975-77, 79-95. (b) Comme (a) mais pour la région E. (c) Comme (a) mais pour la région W. 199
- Fig. 5.5 : (a) Téléconnexions entre la date d'onset des Long Rains sur l'Afrique de l'Est et les TSM moyennes de janvier-février, période 1975-77, 79-95. Les contours noirs continus (resp. pointillés) correspondent aux corrélations positives (resp. négatives) au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson. (b) Comme (a) mais pour la région E. (c) Comme (a) mais pour la région W. 199
- Fig. 5.6 : Corrélations entre les vents moyens de janvier-février à 850hPa sur la période 1971-1995, et la date d'onset des Long Rains (a) pour la région d'Afrique de l'Est, (b) pour la région E, (c) pour la région W. Les lignes pointillées entourent les corrélations significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson. 200
- Fig. 5.7 : (a) Projection des dates de cessation dans le cycle MJO pour la région d'Afrique de l'Est, période 1975-77, 79-95. (b) Comme (a) mais pour la région E. (c) Comme (a) mais pour la région W. 202
- Fig. 5.8 : (a) Téléconnexions entre la date de cessation des Long Rains sur l'Afrique de l'Est et les TSM de mai, période 1975-77, 79-95. Les contours noirs continus (resp. pointillés) correspondent aux corrélations positives (resp. négatives) au seuil de 95% selon un test de

- Bravais-Pearson. (b) Comme (a) mais pour la région E. (c) Comme (a) mais pour la région W. 203
- Fig. 5.9 : (a) Comme pour la Figure 5.8a mais avec les TSM de juin. (b) Comme pour la Figure 5.8a mais avec les TSM de juillet. 203
- Fig. 5.10 : Différence d'énergie statique humide le long de l'équateur (2.5°N - 2.5°S) entre les années à "r² élevé" et les années à "r² faible" (définies dans la Table 5.5), par rapport à l'indice W, et pendant la phase MJO $5\pi/4-7\pi/4$. Les différences significatives positives (resp. négatives) selon un test de Student au seuil de 95% apparaissent en gris foncé (resp. gris clair). 206
- Fig. 5.11 : Diagramme phase - longitude des anomalies de température de l'air (K) au cours du cycle MJO à 250hPa le long de l'équateur (2.5°N - 2.5°S). Période d'analyse : MAM 1979-1995. Les anomalies significatives au seuil de 95% selon un test de Student sont montrées par les lignes pointillées. Le méridien est-africain est reporté (ligne grise verticale), de même que la localisation estimée de la convection associée à la MJO dans la bande tropicale (ligne pointillée blanche). 207
- Fig. 5.12 : Nuage de points croisant amplitude MJO saisonnière et cumul pluviométrique saisonnier, calculés sur la période MAM 1979-1995. L'équation de régression et le coefficient de détermination ont été indiqués. Les 6 années avec un SOI saisonnier anormalement faible (resp. élevé) apparaissent avec un astérisque et en italique (resp. en gras et souligné). 211
- Fig. 5.13 : Variance commune (r², %) entre l'amplitude MJO moyenne sur MAM et les cumuls pluviométriques des indices AEE, E et W, calculés sur une fenêtre glissante de 17 ans. Les années reportées sur l'axe des abscisses correspondent à la première année de la fenêtre mobile. Le niveau de significativité au seuil de 95% est montré par une ligne pointillée noire. Les astérisques montrent la période d'étude 1979-1995. 211
- Fig. 5.14 : Distribution journalière des pluies en AEE durant les 3 années avec la plus faible (1983, 1984, 1993) et la plus forte (1981, 1988, 1990) activité MJO sur la période 1979-1995, (a) pour la côte, (b) pour les Hautes Terres. Les séries ont été lissées avec un filtre passe-bas à 20 jours de Butterworth pour éliminer les événements haute fréquence. 212
- Fig. 5.15 : Récapitulatif des relations statistiques entre les Long Rains d'Afrique de l'Est et la MJO. Gauche : distribution intrasaisonnière des pluies. Droite : variabilité interannuelle des cumuls trimestriels sur MAM. Les flèches pointillées dénotent une modulation récurrente de ces relations au pas de temps correspondant. 214
- Fig. 5.16 : Localisation des pluviomètres disponibles sur l'Afrique de l'Est pour l'année 2005. 215
- Fig. 5.17 : Activité MJO pour la saison MAM 2005. (a) Tracé en coordonnées polaires. (b) Décomposition en séries temporelles de phase et d'amplitude. Les traits continus noirs indiquent le seuil de faible amplitude MJO de 0.9. 216
- Fig. 5.18 : Mode local du 13 avril 2005. (a) Pattern propagatif. Les vecteurs indiquent la propagation des perturbations convectives de large échelle. Les contours représentent le champ d'OLR moyen (W.m⁻²) pendant l'occurrence du mode. (b) Amplitude (W.m⁻²). (c) Cohérence. 217
- Fig. 5.19 : Séries temporelles d'OLR (W.m⁻²), MAM 2005, moyennées sur les points de grille des indices régionaux E et W de la Figure 4.3 (axe des ordonnées de gauche). La phase MJO correspondante apparaît en pointillés (axe des ordonnées de droite). 217
- Fig. 5.20 : (a) Composite des séries temporelles d'OLR de la Figure 5.19 (W.m⁻²) au cours du cycle MJO. Les valeurs significativement différentes (t-test, 95%) de la moyenne saisonnière, calculée sur la période MAM 2005, sont marquées par un astérisque. (b) Analyse de variance croisant phases MJO et OLR MAM 2005. Les aires apparaissant en gris clair (resp. gris foncé) dénotent une discrimination des valeurs quotidiennes d'OLR par les phases MJO significative au seuil de 95% (resp. 99%) selon le test de Fisher-Snedecor. Les indices régionaux d'OLR E et W ont été reportés sur la figure. 218
- Fig. 5.21 : Analyse composite des relevés pluviométriques d'Afrique de l'Est au cours du cycle MJO (mm.jour⁻¹). L'échelle des grisés donne la valeur moyenne des cumuls journaliers, pour chaque pluviomètre et pour chaque phase MJO. 219
- Fig. 5.22 : Analyse de variance croisant phases MJO et cumuls journaliers de pluie dans les 68 pluviomètres d'Afrique de l'Est pour la période MAM 2005. Les pluviomètres dont les valeurs quotidiennes ne sont pas significativement discriminées par les phases MJO au seuil

- de 90% selon le test de Fisher-Snedecor apparaissent en blanc ; ceux dont les séries sont resp. discriminées aux seuils de 90%, 95% et 99%, apparaissent avec des niveaux croissants de gris. 220
- Fig. 5.23 : ACP varimax des pluies est-africaines de MAM 2005. Haut : loadings de chacun des pluviomètres sur les 3 PC. L'intensité des corrélations linéaires est proportionnelle à la surface des cercles, les corrélations positives (négatives) apparaissent en blanc (noir). Milieu : scores associés aux PC. La phase MJO correspondante apparaît en pointillés. Bas : analyse en ondelettes appliquée sur les scores des 3 PC. Les lignes noires continues indiquent les fréquences significatives au seuil de 95%. 221
- Fig. 5.24 : Composite des scores de l'ACP de la Figure 5.23 au cours du cycle MJO. 222
- Fig. 5.25 : Corrélations entre les scores de l'ACP de la Figure 5.23 et le champ de vent journalier sur la période MAM 2005, (a-c) à 200hPa, (d-f) à 850hPa, (g-i) selon une section verticale moyennée le long de l'équateur (2.5°N - 2.5°S). Seules les corrélations significatives au seuil de 95% selon un test de Bravais-Pearson ont été représentées. Les lignes d'isocorrélations continues (pointillées) sur les Figures 5.25(g-i) présentent les corrélations significatives positives (négatives) avec la composante méridienne du vent, moyennée entre 2.5°N et 2.5°S. 223
- Fig. 5.26 : Répartition temporelle des valeurs manquantes des canaux MSG : (a) IR 10.8, (b) WV6.2, (c) WV7.3. Les pixels noirs des tableaux jour - heure correspondent aux champs non renseignés pour la période MAM 2005. 225
- Fig. 5.27 : Champs moyens (radiance, W.m⁻².sr⁻¹) des canaux MSG IR10.8 (a), WV6.2 (b) et WV7.3 (c), MAM 2005. 226
- Fig. 5.28 : Cycle diurne moyen du canal IR10.8 (W.m⁻².sr⁻¹). Les heures sont exprimées en temps universel (TU). 228
- Fig. 5.29 : Variance commune entre les scores de l'ACP de la Figure 5.23 et les champs MSG quotidiens IR 10.8 (a-c), WV6.2 (d-f), WV7.3 (g-i), pour la période MAM 2005. La valeur des grisés est donnée par la légende. 229
- Fig. 5.30 : Anomalies composites du canal IR10.8 (W.m⁻².sr⁻¹) au cours du cycle MJO. Les valeurs significativement différentes (t-test, 95%) de la moyenne saisonnière, calculée sur la période MAM 2005, sont entourées par des lignes noires continues. La valeur des anomalies est donnée par la légende. 231
- Fig. 5.31 : Comme pour la Figure 5.30 mais pour le canal WV6.2. 232
- Fig. 5.32 : Comme pour la Figure 5.30 mais pour le canal WV7.3. 233
- Fig. 5.33 : Analyse de variance croisant phases MJO et valeurs quotidiennes du canal IR10.8 (a), WV6.2 (b), WV7.3 (c), pour la période MAM 2005. Le degré de significativité estimé (test de Fisher-Snedecor) est donné par la légende. 234
- Fig. 5.34 : Analyse composite du canal IR10.8 en fonction des heures de la journée (abscisses) et des phases MJO (ordonnées), sur les plaines côtières d'Afrique de l'Est (4°S - 2°S, 37°E - 39°E), période MAM 2005. 235
- Fig. 5.35 : Comme pour la Figure 5.34, mais pour les Hautes Terres Orientales (3°S - 0°, 34.5°E - 35.5°E). 236
- Fig. 5.36 : Comme pour la Figure 5.34, mais pour les Hautes Terres Occidentales (1°N - 2°N, 32°E - 35°E). 236
- Fig. 5.37 : Comme pour la Figure 5.34, mais pour le lac Victoria (2°S - 0°, 32°E - 33°E). 237
- Fig. 5.38 : Cycle annuel de la pluviométrie est-africaine, pour la période février - juin 1979-1995, selon les années El Niño (courbe grise continue) ou La Niña (courbe noire pointillée), (a) pour l'indice W, (b) pour l'indice E, (c) pour l'indice est-africain. Les séries pluviométriques ont subi un filtrage passe-bas à 10 jours. Les parties grisées correspondent aux jours pour lesquels les cumuls sont significativement différents entre les 2 groupes d'années (t-test, 95%). 239
- Fig. 5.39 : Anomalies pluviométriques (mm.jour⁻¹) en fonction du lag séparant chaque jour et la date d'occurrence de la phase MJO $3\pi/2$, (a) pour les années El Niño, (b) pour les années La Niña. Les séries pluviométriques ont subi un filtrage passe-bas à 10 jours. Les anomalies journalières significativement différentes du cycle annuel selon un t-test (95%) sont indiquées par des astérisques. 240

Fig. 5.40 : Diagramme croisant phase MJO extraite et anomalies désaisonnalisées de précipitations (mm.jour ⁻¹) filtrées en passe-bas 10 jours, en fonction du lag, pour les années El Niño et (a) pour la région d'Afrique de l'Est, (b) pour l'indice E, (c) pour l'indice W. Les anomalies significativement différentes de la valeur du cycle annuel (t-test, 95%) ont été entourées d'une ligne noire pointillée.	241
Fig. 5.41 : Comme pour la Figure 5.40 mais pour les années La Niña.	242
Fig. 5.42 : Comme pour la Figure 5.39 mais pour la probabilité de dépasser la valeur du cycle annuel (%).	243
Fig. 5.43 : Comme pour la Figure 5.40 mais pour la probabilité de dépasser la valeur du cycle annuel (%).	244
Fig. 5.44 : Comme pour la Figure 5.40 mais pour la probabilité de dépasser la valeur du cycle annuel pendant les années La Niña (%).	244
Fig. 5.45 : Pourcentage de stations dépassant la valeur du cycle annuel en fonction du lag séparant chaque jour et la date d'occurrence de la phase MJO $3\pi/2$, (a) pour les années El Niño, (b) pour les années La Niña.	245
Fig. 5.46 : Comme pour la Figure 5.40 mais pour le pourcentage de stations dépassant la valeur du cycle annuel (%).	246
Fig. 5.47 : Comme pour la Figure 5.40 mais pour le pourcentage de stations dépassant la valeur du cycle annuel (%) pendant les années La Niña.	246

Liste des Tables

Table 1.1 : Récapitulatif des champs des réanalyses NCEP2 utilisés pour l'étude.	21
Table 3.1 : Transition entre deux types successifs d'évènements MJO. Les cellules grisées montrent la persistance temporelle des types.	124
Table 3.2 : Récapitulatif de la saison d'occurrence, des anomalies de TSM et de la localisation de l'amplitude et de la cohérence maximale associées à chacun des types d'évènements MJO.	127
Table 5.1 : Caractéristiques moyennes et variabilité de la date d'onset des Long Rains pour la période 1971-1995 et pour les régions d'Afrique de l'Est, de la Côte (E) et des Hautes Terres (W) telles que définies sur la Figure 4.3.	198
Table 5.2 : Matrice de corrélation entre les dates d'onset calculées pour les régions d'Afrique de l'Est, de la Côte (E) et des Hautes Terres (W) sur la période 1971-1995.	198
Table 5.3 : Comme pour la Table 5.1 mais pour la date de fin des Long Rains.	201
Table 5.4 : Comme pour la Table 5.2 mais pour la date de fin des Long Rains.	202
Table 5.5 : Variance commune (%) entre les indices MJO et l'indice pluviométrique de la région W, au pas de temps journalier, et pour chaque année de la période MAM 1979-1995. Les corrélations significatives (test de Bravais-Pearson, 95%) sont soulignées et en gras. La réduction du nombre de degrés de liberté des séries, due à leur autocorrélation et au filtrage, a été prise en compte pour tester la significativité (Der Mégréditchian 1992). Les grisés dénotent les années à "r ² élevé" (corrélations linéaires significatives), les autres étant considérées comme "r ² faible".	205
Table 5.6 : Tableau de contingence croisant l'amplitude du signal MJO et la variance commune entre les indices RMM et l'indice pluviométrique de la région W. Les années à "r ² élevé" et "r ² faible" sont celles identifiées dans la Table 5.5. L'amplitude saisonnière moyenne de la période MAM 1979-1995 est utilisée comme seuil pour isoler les années à "forte" et à "faible" activité MJO.	206
Table 5.7 : Matrice de corrélations entre les séries temporelles (MAM 1979-1995) de : la pluie saisonnière sur la région AEE (cf. Fig. 4.3), les dates d'onset et de fin des pluies sur la même région, la durée de la saison des pluies (fin moins début), l'amplitude MJO saisonnière moyenne, les indicateurs SOI et DMI. Les corrélations significatives (test de Bravais-Pearson, 95%) apparaissent en italique et en gras.	208
Table 5.8 : Matrice de corrélations entre les séries temporelles (MAM 1979-1995) de : la pluie saisonnière sur la région E (cf. Fig. 4.3), les dates d'onset et de fin des pluies sur la même région, la durée de la saison des pluies (fin moins début), le nombre d'évènements pluvieux extrêmes (section 5.2.1) enregistrés chaque année, l'amplitude MJO saisonnière moyenne, les indicateurs SOI et DMI. Les corrélations significatives (test de Bravais-Pearson, 95%) apparaissent en italique et en gras.	209
Table 5.9 : Comme pour la Table 5.8 mais pour la région W (cf. Fig. 4.3).	209

Liste des Encarts

E1.1 : Zone de Convergence Inter-Tropicale et circulations cellulaires tropicales	28
E1.2 : La mousson d'été	28
E1.3 : L'Analyse en Composantes Principales ("ACP")	33
E1.4 : L'Analyse composite	36
E1.5 : La corrélation linéaire	40
E1.6 : Caractéristiques du "Mode Dipolaire" de l'océan Indien	40
E2.1 : L'énergie statique humide ("ESH")	53
E2.2 : L'analyse de variance ("anova")	67
E2.3 : La transformée de Fourier	77

Résumé | Abstract

RESUME : Le rôle de l'Oscillation de Madden-Julian ("MJO") sur la variabilité pluviométrique de l'Afrique Subsaharienne est ici examiné, à l'aide de relevés pluviométriques quotidiens et des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II. Le signal convectif et dynamique associé à la MJO est extrait à l'aide de deux méthodes statistiques, les indices journaliers du BMRC (Wheeler & Hendon 2004) et une analyse en modes locaux ("LMA", Goulet & Duvel 2000). Dans un premier temps, la variabilité temporelle de l'oscillation est abordée à l'échelle de la ceinture tropicale (période, amplitude, saisonnalité, localisation des anomalies convectives). Si l'amplitude globale du signal n'apparaît pas reliée à El Niño, les oscillations se produisant lors des années El Niño (La Niña) tendent à être plus courtes (longues). Les conditions de surface (dont les température de surface marine) et le cycle annuel sont également des paramètres influant fortement sur la localisation des anomalies convectives les plus marquées associées à la MJO. Dans un second temps, la réponse de la pluviométrie à la MJO est examinée dans 3 ensembles régionaux de l'Afrique Subsaharienne. Dans les 3 cas examinés, la (les) saison(s) des pluies est (sont) significativement affectée(s). Sur l'Afrique de l'Est Equatoriale (Kenya, nord de la Tanzanie), les Hautes Terres d'Afrique montrent l'alternance d'une phase humide et d'une phase sèche au cours du cycle de la MJO. Les mécanismes pluviogènes font intervenir essentiellement la convection atmosphérique profonde. Sur les Basses Terres de l'est en revanche, et sur les plaines littorales, le pic de pluie est enregistré en opposition de phase par rapport aux Hautes Terres, et est relié à un renforcement des alizés depuis l'océan Indien. Une influence significative est également trouvée en Afrique Australe (sud de 15°S), et résulte d'un renforcement de l'anticyclone des Mascareignes, qui favorise via une circulation anticyclonique sur l'Afrique, un apport d'humidité sur la région depuis l'océan Indien tropical. Sur l'Afrique de l'Ouest enfin, la MJO est avant tout impliquée dans une baisse récurrente de la pluviométrie, et très secondairement seulement dans une amplification des cumuls journaliers. Cette dernière ne semble pas résulter uniquement de processus convectifs. L'exemple des Long Rains d'Afrique de l'Est (mars à mai) est ensuite utilisé pour explorer les interactions d'échelle dont la MJO est à l'origine. Aux pas de temps "courts", le cycle diurne de la convection est sensiblement modifié d'une phase de la MJO à l'autre ; les dates de démarrage de la saison des pluies et les événements pluviométriques exceptionnels montrent également un calage très bon sur la phase de la MJO. Aux pas de temps "longs", une partie significative de la variabilité interannuelle des Long Rains est statistiquement corrélée à l'amplitude saisonnière moyenne de la MJO, qui semble donc rajouter régulièrement de la pluie sur la région plutôt que d'amplifier seulement les écarts entre les phases les plus humides et les plus sèches.

MOTS-CLES : Oscillation de Madden-Julian ; variabilité intrasaisonnière ; pluviométrie ; Afrique Subsaharienne ; dynamique atmosphérique ; interactions d'échelle ; diagnostic climatique.

ABSTRACT: The role of the Madden-Julian Oscillation ("MJO") on rainfall variability in Sub-Saharan Africa is examined, based on daily rain-gauge records and the NCEP-DOE AMIP-II reanalyses. The convective and dynamical signal associated with the MJO is extracted using two differing methodologies, the BMRC daily indices (Wheeler & Hendon 2004) on the one hand, and a Local Mode Analysis ("LMA", Goulet & Duvel 2000) on the other hand. The temporal variability of the MJO (in terms of period, amplitude, seasonality and location of the convective anomalies) is first analysed. Though the overall amplitude of the signal is not related to El Niño, the oscillations occurring under El Niño (La Niña) conditions tend to be shorter (longer). Surface conditions such as sea surface temperature and the seasonal cycle in the Tropics are two features that play a predominant role on the location of the associated convective clusters. The response of the African rainfall to the MJO is then examined for 3 distinct regional indices. The rainy season(s) is (are) in each case significantly triggered. In Equatorial East Africa (Kenya and northern Tanzania) the Highlands show the succession of a dry and a humid phase over the MJO cycle. The associated rain-causing mechanisms mainly involve deep convection. In the eastern plains and on the coast, the peak of rainfall is out-of-phase and results from a strengthening of the trade winds over the Indian basin. A significant influence of the MJO is also detected over Southern Africa (south of 15°S) and depends on an intraseasonal modulation of the SW Indian Ocean heights. Anticyclonic circulations over Tropical Africa favour northerly anomalies that advect moisture over the region from the tropical Indian Ocean. Over West Africa, the MJO is responsible of recurrent dry conditions, alternating with a weak wet phase. The latter does not seem to result from deep convection only. The case of the East African Long Rains (March through May) is finally considered to investigate scale interactions depending on the MJO. At the "shorter" timescales, the diurnal cycle of convection is modified, from one phase of the MJO to another. The onset of the rains and the extremely wet events are also strongly locked on the intraseasonal cycle. At the "longer" timescales, a significant fraction of the interannual variability of the Long Rains is statistically related to the MJO seasonal amplitude during the corresponding trimester. The MJO therefore "adds" rainfall over East Africa, rather than simply enhancing the differences between the humid and the wet phases of the Long Rains.

KEY-WORDS: Madden-Julian Oscillation; intraseasonal variability; rainfall; Sub-Saharan Africa; atmospheric dynamics; scale interactions; climate diagnostic.