



HAL
open science

Analyse de la variabilité atmosphérique à l'échelle intrasaisonnière et de sa prévisibilité au dessus de la côte guinéenne et de l'Afrique Centrale

Pierre Honoré Kamsu Tamo

► **To cite this version:**

Pierre Honoré Kamsu Tamo. Analyse de la variabilité atmosphérique à l'échelle intrasaisonnière et de sa prévisibilité au dessus de la côte guinéenne et de l'Afrique Centrale. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; Université de Douala, 2017. Français. NNT : 2017PA066401 . tel-01756970

HAL Id: tel-01756970

<https://theses.hal.science/tel-01756970>

Submitted on 3 Apr 2018

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

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

Université Pierre et Marie Curie

Université de Douala

Ecole doctorale « Sciences de l'Environnement d'Ile de France »

Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques

**Analyse de la Variabilité Atmosphérique à l'Echelle
Intrasaisonnaire et de sa Prévisibilité au dessus de la Côte
guinéenne et de l'Afrique Centrale**

Par :

Pierre Honoré KAMSU TAMO

Thèse de doctorat de Physique de l'Atmosphère

Dirigée par : **Serge JANICOT** et **David MONKAM**

Présentée et soutenue publiquement le **01 Décembre 2017**

Devant un jury composé de :

Laurence Picon	Professeure (LMD/UPMC)	Présidente
Jean-Pierre Nguenang	Professeur (Université de Douala)	Co-président
Armand Nzeukou	Professeur (Université de Dschang)	Rapporteur
Vincent Moron	Professeur (Université Aix-Marseille)	Rapporteur
Serge Janicot	Directeur de Recherche (IRD/LOCEAN)	Co-directeur de thèse
David Monkam	Professeur (Université de Douala)	Co-directeur de thèse
Gaëlle de Coëtlogon	Maître de Conférences (LATMOS/UMPC)	Examinatrice
Wassila Thiaw	Meteorologist / PhD (CPC/NOAA)	Examinateur



Analyse de la variabilité atmosphérique à
l'échelle intrasaisonnière et de sa prévisibilité
au dessus de la côte guinéenne et de
l'Afrique centrale



P. H. KAMUSU TAMO



Dédicaces

*A la mémoire de ma mère,
A toi Papa,
A toutes mes nièces et neveux,
...*

*Commences où tu es.
Utilises ce que tu as.
Fais ce que tu peux.*

Remerciements

Quand je regarde autour de moi, je vois la manifestation de la Gloire et de la Puissance de DIEU à me doter de ce dont j'ai besoin pour m'accomplir. Afin de m'assurer de n'oublier personne, et sincèrement du fond de mon âme, je vais commencer par dire, ***Merci tout le Monde!*** Il m'est très extrêmement difficile d'exprimer et de contenir dans cette section ma reconnaissance envers tout ceux qui m'ont porté et supporté au cours de cette aventure.

Tout d'abord et avec toute la force qui m'anime, merci à mes directeurs de thèse Serge Janicot et David Monkan. Tout au long de ce parcours, ils n'ont ménagé ni effort, ni patience pour m'initier aux sciences atmosphériques et climatiques.

Spécialement, j'exprime ici gratitude et admiration à Serge. Je grave sur du marbre le premier mail, que j'ai reçu de toi, m'invitant à te rencontrer pour discuter... Depuis, pour moi l'aventure est chaque jour un plus merveilleuse. Avec rigueur, patience, prévenance, disponibilité et enthousiasme tu m'as enseigné l'art de la recherche scientifique. La profondeur de tes analyses, ta motivation, ta passion et ton sens de l'organisation ont illuminé mon parcours et me marqueront à jamais. Merci d'avoir été à l'écoute, merci pour tes réactions rapides à toutes mes requêtes ...

Reconnaissance et Admiration au Jury qui m'a fait l'honneur de me permettre d'exposer mes travaux. A Laurence Picon qui a accepté d'être présidente, merci pour votre disponibilité. A Jean-Pierre Nguenang, pour avoir accepté de co-présider et de représenté l'Université de Douala . Merci à Gaëlle de Coëtlogon et à Wassila Thiaw d'avoir accepté la délicate tâche d'examineurs. A Vincent Moron et à Armand Nzeukou, merci et reconnaissance pour avoir accepté la lourde tâche de rapporteur. A tous, merci pour l'échange ô combien enrichissant que nous avons eu. Vos remarques, critiques et suggestions me touchent profondément et me fournissent des outils de qualité pour mes travaux à venir. Merci pour la marque de confiance que vous m'avez manifesté.

Cette thèse représente l'aboutissement d'un processus démarré depuis un moment et ayant impliqué beaucoup de gens formidables. J'adresse un merci profond à Jean-Phillipe Lafore pour avoir cru en moi en m'introduisant auprès de Serge. Je n'oublie pas François Mkankam-Kamga qui avec rigueur et patience m'a mis le pied à l'étrier.

L'élaboration de manuscrit est également à mettre au credit de Wassila Thiaw à qui je dis un grand Merci. En m'accueillant au *Climate Prediction Center / International Desk*, tu

m'as précocement ouvert les portes vers une expérience professionnelle.

Effectuer ma thèse au LOCEAN a été une expérience passionnante et ô combien enrichissante. J'ai eu l'honneur et la chance de rencontrer des personnes dont la disponibilité et l'ouverture d'esprit m'ont permis de me reformer personnellement et académiquement. Merci à Benjamin Sultan et à Josyane Ronchail, pour m'avoir accueilli dans leur bureau et surtout pour leurs nombreux conseils. Je n'oublie pas Anne-Marie Lézine, qui par ses conseils m'a toujours poussé plus haut et m'a habituer à avoir une vision transversale. J'adresse également un merci chaleureux à Céline Le Helley pour sa disponibilité et pour ses nombreux secours sur les plans administratif et logistique.

Je ne saurai poursuivre sans remercier les Enseignants de Physique de l'Université de Douala pour avoir faciliter la mise en place de ma co-tutelle de thèse. Pour l'accueil et aussi l'organisation des doctoriales, me donnant ainsi l'opportunité de pouvoir faire le point sur l'avancement de mes travaux.

A la grande famille du LAMEPA de l'Université de Yaoundé I, trouvez ici l'expression de mes chaleureux remerciements pour m'avoir accueilli durant mes séjours à Yaoundé. Merci à vous tous les baos pour la franche et bonne collaboration. Je pense à Zephirin Yepdo, Appolinaire Vondou, Wilfred Pokam, Merlin Guenang, Romeo Tanessong, Kevin Sadem, Alain Togoue et Alain Tchakoutio qui ont participé à construire une ambiance sympathique et stimulante pour l'éveil scientifique. Je n'oublie pas Samuel Kaissassou, Pascal Moudi, Armand Komkoua, Sinclair Zebazé, Romeo Chamani, Fotso Thierry et Atanas Dommo dont l'enthousiasme communicatif permet à la famille de briller de mille feux.

Je remercie toute ma famille : les Tamo, les Waffeu-Tseugain, les Kom-Magne, les Mayap-Nendjou, pour leurs présences et le soutien infaillible à mon égard. Je n'oublie pas ici mes amis, Johana R., Yohan R-R, Emmanuel Poan, Armel Kaptue, Ramdame Alkama, François Kaly, Camara, Moussa D, Moussa G, Lahat, Siny N, Famien Adjoua, Thibaut et Edwige G, Raoul F et Jean (Léo) N. Pardon de vous avoir si souvent délaissés.

Résumé

Identifiée à l'échelle du globe parmi les pôles les plus importants de convection, la région Afrique Centrale et Golfe de Guinée est vulnérable à la variabilité de son régime pluviométrique. Cette étude s'inscrit dans le cadre de la documentation de la variabilité intrasaisonnière atmosphérique et l'analyse de la prévisibilité des activités convective et pluvieuse pour les saisons de l'année où la ZCIT est au dessus de l'équateur. Des travaux menés distinctement sur les mois de Mars à Juin et de Septembre à Novembre, il ressort que les activités convective et pluvieuse au cours de ces saisons en Afrique de l'Ouest et en Afrique Centrale sont régies par trois modes principaux de variabilité de gammes de périodicité assez proches (2-8, 8-22 et 20-90 jours au printemps, 2-7.5, 7.5-17 et 17-90 jours en automne). Au cours de ces deux saisons, pendant que les systèmes individuels générateurs de pluie se déplacent d'est en ouest, leur activité est régulée par des enveloppes convectives (d'échelles sous-régionale et régionale) se déplaçant vers l'est. Des analyses spécifiques ont mis en lumière la forte empreinte de signaux équatoriaux de type onde de Kelvin se propageant vers l'est et dont les phases régulent l'organisation des systèmes convectifs. L'impact relatif d'ondes équatoriales se propageant vers l'ouest (Rossby en particulier) et celui d'advections de masses d'air extratropical méditerranéen n'est pas à négliger, d'autant plus qu'elles sont susceptibles d'interagir avec les ondes de Kelvin, et donc de moduler les phases de l'activité convective. Les forçages externes ainsi identifiés constituent des sources potentielles de prévisibilité pour les modes intrasaisonniers mis en évidence sur la région. Se basant sur les données de la base multi-modèle TIGGE, l'analyse de prévisibilité de chacun des modes principaux de variabilité est réalisée. Se focalisant sur les phases spécifiques de ces modes, les scores obtenus augurent une prévisibilité au delà de 10 jours surtout pour des prévisions initialisées lorsque les principales sources sont actives.

Mots-clés : Variabilité Intrasaisonnière · Afrique Centrale · Golfe de Guinée · Printemps · Automne · Ondes Equatoriale Couplées à la Convection · Interaction · WRF · TIGGE · Prévisibilité · Ensemble

Abstract

In this study we document the intraseasonal variability of the tropical convection and its predictability during the rainy season of West Africa. Among the major areas of tropical convection, rainfall over the Central Africa and the Gulf of Guinea is vulnerable to intraseasonal variability during the northern hemisphere spring, summer and fall seasons. Here, our study mainly focuses on seasons of the year for which the ITCZ is north of the equator.

Based separate studies carried out on March to June and September to November seasons, we are able to identify three main modes of variability that modulate tropical convection and rainfall in West and Central Africa. The variability ranges 2-8, 8-22 and 20-90 days in the NH spring, and 2-7.5, 7.5-17 and 17-90 days in the NH fall. During these two seasons, while individual rain-producing systems move westward, their activity is highly modulated by eastward propagating subregional and regional scale systems. Results of detailed analysis indicate the coupling between tropical convection and equatorial Kelvin wave in the region. The phases of these eastward propagating signals play an important role by regulating the organization of convective systems. Moreover, the role played by westward propagating signals (Rossby wave in particular) and Mediterranean air intrusion needs to be taken into account. These systems by interacting with Kelvin wave, may modulate the phases of convective activity in the region. Therefore, external forcing associated with these systems can be useful to the predictability of the intraseasonal modes the region.

A multi-model diagnostic study is performed using data available from the TIGGE project in order to evaluate the predictability of each of the main modes of variability. For a typical phase of these modes, there seems to be a statistically significant skill associated with predictability of beyond 10 days, especially for predictions initiated from active main sources.

Keywords : Intraseasonal Variability · Central Africa · Gulf of Guinea · Spring · Fall · Convective Coupled Equatorial waves · Interaction · WRF · TIGGE · Predictability · Ensemble

Résumé étendu

Identifiée à l'échelle du globe parmi les pôles de convection les plus importants, la région Afrique Centrale et Golfe de Guinée est vulnérable à la variabilité de son régime pluviométrique. Cette étude s'inscrit dans le cadre de la documentation de la variabilité intrasaisonnière atmosphérique en Afrique de l'Ouest et en Afrique Centrale. Elle porte plus précisément sur l'analyse de la variabilité intrasaisonnière et la prévisibilité des activités convective et pluvieuse pour les saisons de l'année où la ZCIT est au dessus de l'équateur. Très peu d'études ont porté sur la région Afrique de l'Ouest et Centrale en dehors de la saison d'été boréal (de Juin à Septembre qui est la saison ciblée jusqu'à présent par le programme international AMMA).

Ainsi le premier objectif de cette étude est de poursuivre les études sur la caractérisation de la variabilité intrasaisonnière du climat (précipitation et activité convective) en Afrique sub-saharienne, en l'étendant aux autres saisons (au printemps de Mars à Juin, et en automne de Septembre à Décembre) quand la mousson est positionnée plus au sud, le long de la côte Guinéenne et en Afrique Centrale. Il est question par la suite de se focaliser en particulier sur les modes de variabilité étant susceptibles d'avoir les impacts les plus forts en termes de rendement agricole et de santé.

Le second objectif porte sur la prévisibilité de ces modes de variabilité en s'appuyant sur les produits de prévision opérationnelle disponibles depuis peu. Actuellement deux types de produits de prévision sont diffusés et exploités : (i) la prévision météorologique aux échéances de 24 ou 48 heures élaborée dans les directions nationales de la météorologie, et (ii) les prévisions saisonnières fournissant une évaluation qualitative et probabiliste du cumul des différentes saisons des pluies à l'échelle régionale un à deux mois avant le démarrage de ces pluies (ces prévisions sont élaborées par l'ACMAD au cours de forums de prévision, PRESAC pour l'Afrique de l'Ouest, PRESAC pour l'Afrique Centrale). Par contre des produits de prévision sur une échéance intermédiaire, typiquement l'échelle intra-saisonnière, ne sont disponibles que depuis peu, et pas exploités actuellement sur l'Afrique sub-Saharienne. Pourtant la prévision à cette échéance est la priorité première exprimée par les agriculteurs, bien avant la prévision saisonnière. Il y a donc sur ce point un potentiel important de mise en place de systèmes d'alerte nouveaux répondant à une attente forte.

En somme, au cours de cette étude, en se focalisant sur la région Golfe de Guinée et Afrique Centrale, il est question de documenter les modes de variabilité

intrasaisonnaire de la convection au printemps et en automne boréal, d'étudier certains des processus physiques qui les contrôlent, et d'évaluer leur prévisibilité.

Comme il est d'usage, la documentation de la variabilité intrasaisonnaire a été faite au moyen d'un indice régional construit à partir de l'analyse EOF des champs de convection et de précipitation filtré 2-90 jours. Une fois construit, en lieu et place des analyses spectrales classique (ondelette, densité spectrale, ...), cet indice a été décomposé au moyen de la SSA de façon à isoler chacun des modes propres qu'il contient. L'application de la CAH aux structures spatio-temporelles caractérisant chacun de ces modes propres a permis de définir de façon objective les gammes principales de variabilité présentent dans la bande 2-90 jours. Ainsi :

- ✓ Durant le **printemps (de Mars à Juin)**, les structures spatiales ont mis en lumière un important pôle de convection et de précipitation centré sur la côte guinéenne. L'indice, construit sur le domaine [**2.5°S-7.5°N/5°W-5°E**] appartenant à ce pôle de forte variabilité, a permis d'identifier trois gammes principales de périodicité à savoir **2-8, 8-22, 20-90** jours expliquant respectivement 41, 28 et 22% de la variance du signal 2-90 jours. Une analyse des structures dynamiques associées à chacun de ces modes a été produite, et une forte dominance des signaux se propageant vers l'Est a été constaté indépendamment de la bande spectrale spectrale considérée. Toutefois pour le mode 8-22 jours, la propagation vers l'Est se combine avec une phase de stationnaire d'activité convective le long de la côte guinéenne entre 15° et 0°W. Ce caractère propagatif vers l'Est pour l'ensemble des trois principales gammes de variabilité est cohérent avec la structure dynamique : des ondes équatoriales de Kelvin (pour les bandes 2-8 et 8-22 jours avec à chaque fois une contribution de l'ordre de 40%) et du signal MJO (dans la bande 20-90 jours, avec une contribution de l'ordre de 50%).
- ✓ Pour l'**automne (de Septembre à Décembre)**, l'indice régional a été construit sur le domaine [**10.0°S-5.0°N/0.0°E-30.0°E**] contenant le pôle de maximum de variabilité convective et pluvieuse pour cette période de l'année. Trois gammes périodicité ont pu être mise en évidence à savoir : **2-7.5, 7.5-17, 17-90** jours, représentant respectivement 20.7, 23.8, 30.2% de part de variance du signal 2-90 jours. L'analyse des structures convectives a montré une tendance des structures à se déplacer vers l'Est en lien avec la dynamique propre aux ondes équatoriales de Kelvin (pour les bandes 2-7.5 et 7.5-17 jours avec des parts de l'ordre de 40%), aux ondes EIG (20% dans la bande 2-7.5 jours) et aussi à la MJO (avec une contribution de 70% bande 17-90 jours).

Des analyses menées distinctement sur les mois de Mars à Juin et de Septembre à Décembre, il ressort que les activités convective et pluvieuse au cours de ces saisons sont régies par trois modes principaux de variabilité de gammes de périodicité assez proches. Au cours de ces deux saisons, pendant que les systèmes individuels générateurs de pluie se déplacent d'est en ouest, leur activité est régulée par des enveloppes convectives (d'échelles sous-régionale et régionale) se déplaçant vers l'est. L'impact relatif des ondes équatoriales se propageant vers l'Ouest n'est pas à négliger, d'autant plus qu'elles sont susceptibles d'interagir avec les autres

modes et donc de moduler les phases de l'activité convective. Celles dont il faut tenir compte au cours du printemps sont les ondes WIG (pour la bande 2-8 jours), les ondes équatoriales de Rossby, dans les bandes 8-22 (20%) et 20-90 (15%) jours. Pour l'automne, seul l'impact des ondes MRG dans la bande 2-7.5 jours est à considérer.

Dans le but de comprendre les mécanismes de régulation des modes de variabilité, nous avons évalué l'impact des forçages externes sur la modulation des activités convective et pluvieuse. L'attention a été portée en particulier sur le mode 8-22 jours, échelle de temps pour lesquelles les modulations pluviométriques peuvent avoir des impacts significatifs sur les rendements agricoles. Le mode a été divisé en trois composantes indépendantes représentant respectivement les ondes de Kelvin, celles de Rossby et une composante résiduelle. Les deux premières composantes illustrent une modulation du mode par des signaux se propageant vers l'Est et vers l'Ouest respectivement. La troisième peut représenter le caractère stationnaire observé sur le golfe de Guinée. Son analyse spécifique a révélé que le maintien d'un régime stationnaire sur le golfe de Guinée est modulé par des descentes de masses d'air méditerranéennes.

Pour aller plus loin, une analyse discriminante a été produite et celle-ci a consisté à identifier pour chaque phase du mode 8-22 jours, la (ou les) composante(s) active(s). Les situations identifiées se regroupent en quatre grands ensembles : le premier représentant les situations pour lesquelles toutes les composantes sont actives, le deuxième celles pour lesquelles seules deux composantes sont actives, le troisième caractérisant l'activité d'une seule des composantes et le quatrième correspondant aux cas pour lesquels aucune des composantes n'est active (dans ce cas les fluctuations ont probablement une origine dominante liée à des rétroactions locales). Les conclusions suivantes en émergent :

- ✓ L'advection est importante dans la modulation des phases du mode 8-22 jours puisque aucun cas correspondant au dernier ensemble n'a été détecté.
- ✓ Pour la construction des phases du mode 8-22 jours, les signaux relatifs à la composante de Kelvin joue un rôle prédominant, puis viennent ceux relatifs à la composante Résiduelle et enfin nous avons l'influence des ondes de Rossby. De ces trois composantes, seuls les signaux Kelvin et Résiduelle peuvent individuellement être responsable de la modulation des phases du mode 8-22 jours. Dans la plupart des cas leurs actions sont combinées avec une plus grande récurrence des signaux Kelvin.
- ✓ La forte similitude entre les structures thermodynamiques du mode 8-22 jours et celle de la théorie des ondes de Kelvin illustre le fait que l'introduction des composantes Rossby ou/et Résiduelle ne perturbent pas fondamentalement la structure d'onde de Kelvin « pure ». Toutefois, en comparaison aux cas Kelvin pure, lorsque les trois signaux sont actifs, les anomalies d'humidité spécifique sont un peu plus marquées tandis que celles de température sont un peu plus faibles. C'est aussi le cas pour les situations combinant uniquement signaux Kelvin et Rossby alors que les combinaisons Kelvin-

Résidu ont une forte atténuation des modulations d'humidité spécifique. Les structures atmosphériques en lien avec les cas Kelvin pur ou Kelvin-mixte sont cohérentes avec certains des éléments proposés par les principales théories actuelles des ondes de Kelvin équatoriales couplées à la convection, en particulier l'instabilité stratiforme, WISHE et wave-CISK.

Ainsi pour le mode 8-22 jours, l'impact de l'onde de Kelvin est dominant et son empreinte reste robuste même lorsqu'il est combiné aux signaux Rossby ou/et Résidu. Nous nous sommes servi du modèle WRF pour mesurer l'impact des ondes de Kelvin dans l'activité du mode 8-22 jours. Avant de procéder au test de sensibilité le modèle WRF a préalablement été évalué. S'il s'est avéré capable de reproduire l'activité intrasaisonnière de la ZCIT, il a tendance à favoriser la présence des signaux se propageant vers l'ouest. Pour ce qui de l'activité du mode 8-22 jours, malgré des valeurs d'amplitudes faibles, le modèle WRF reproduit de manière acceptable les différentes composantes de ce mode de variabilité. L'impact des ondes de Kelvin et de Rossby est bien présente. La stationnarité sur le golfe de Guinée est bien simulée de même que l'intrusion des masses d'air méditerranéennes. Toutefois, lors de l'analyse des structures convectives de ce mode, il a été constaté que celles simulées par le modèle présentent un retard par rapport à celles des observations alors que les structures dynamiques sont en phase. De l'analyse discriminante, il a été relevé que ce retard se manifeste plus dans les cas Kelvin mixte. Le modèle ne semble pas reproduire dans les détails les processus contrôlant la dynamique des ondes de Kelvin (pur ou mixte) couplées à la convection. Malgré cela, l'expérience de sensibilité menée à l'aide du modèle WRF a permis de mesurer l'importance spécifique des ondes de Kelvin pour la modulation de l'activité convective sur le golfe de Guinée et au dessus de l'Afrique Centrale. Généralisant ce résultat, il est possible de conclure que la modulation des phases des modes 2-8, 8-22 jours est due à l'onde équatoriale de Kelvin, tandis que celle du mode 20-90 jours est imputable au signal de grande échelle induit par la MJO.

Se basant sur l'existence de tels forçages externes, la dernière partie de ce manuscrit a porté sur l'**analyse de la prévisibilité des modes de variabilité** en particulier ceux identifiés au cours du printemps. En effet ces forçages externes constituent des sources potentielles de predictabilité pour les modes intrasaisonniers. Utilisant les données de prévisions de la base multi-modèles TIGGE (Thorpex Interactive Grand Global Ensemble) il a été question d'évaluer les performances des différents modèles et leur moyenne d'Ensemble à prévoir les variations des enveloppes convective et pluvieuse sur la région.

- ✓ Dans l'exercice de validation de la base qui consiste à mesurer l'aptitude des modèles à simuler les traits caractéristiques du climat dans la région, il est à noter qu'en terme de quantité de pluie, la plupart des modèles présentent des biais négatifs sur le golfe de Guinée et des biais positifs sur les bords Est des océans Atlantique et Indien. Toutefois les modèles CMC, ECMWF (aux échéances élevées), NCEP et UKMO se sont avérés les plus performants.

-
- ✓ Les modèles ont également été évalués sur leur aptitude à détecter les modes principaux de variabilité et à reproduire les phases qui leur sont associées. Là encore on peut noter une dérive avec l'échéance, plus elle est élevée, plus vite baisse la part de variabilité expliquée par les signaux de hautes fréquences. En terme de reproductibilité des phases des activités pluvieuse et convective, les modèles se sont révélés aptes à reproduire (même aux échéances élevées) la propagation vers l'est caractérisant les structures convectives et dynamiques associées aux modes principaux de variabilité identifiés durant les mois de Mars à Juin. Il a été montré que même si l'amplitude de la pluie associée aux phases de ces modes baisse rapidement (avec l'échéance), la signature d'une activité convective reste présente pour des échéances élevées.
 - ✓ L'analyse de la prévisibilité des phases spécifiques de la structure dynamique des modes principaux, a permis d'obtenir des scores de prévisibilité significatif au delà de 10 jours surtout quand les modèles sont initialisés lorsque les principales sources de prédictabilité sont actives. Dans cet exercice, les modèles CMC, ECMWF, UKMO se sont avérés particulièrement performants avec des scores au delà de 10 jours indépendamment de la gamme de variabilité et aussi de la phase du mode lors de l'initialisation du modèle.
 - ✓ La moyenne d'Ensemble présente de meilleurs scores que les différents modèles pris individuellement, ceci du fait que les lacunes des uns sont compensés par les forces des autres. Dans ce sens la moyenne d'Ensemble offre la possibilité d'aboutir à des prévisions réalistes. Toutefois, il serait important de prendre soin d'écarter de la moyenne d'Ensemble les modèles présentant de fort biais notamment dans la simulation des éléments du climat. D'autre part, il faudrait non seulement envisager la construction d'ensembles basés uniquement sur les modèles ayant les meilleurs scores et éventuellement de procéder à la correction des biais des modèles individuels.

Table des matières

Dédicace	ii
Remerciements	v
Résumé	vi
Abstract	viii
Résumé étendu	xiv
Introduction Générale	1
1 Les Eléments clés du climat en Afrique Centrale et dans le Golfe de Guinée	5
1.1 La circulation atmosphérique inter-tropicale	5
1.1.1 La circulation de Hadley	6
1.1.2 La circulation de Walker	8
1.1.3 La circulation atmosphérique au dessus de l’Afrique Centrale et du golfe de Guinée	9
1.2 Variations Spatio-temporelles de l’activité convective et pluvieuse en Afrique Centrale et dans le Golfe de Guinée	16
1.2.1 La variabilité interannuelle et décennale	16
1.2.2 La variabilité saisonnière	18
1.2.3 La variabilité intrasaisonnière	21
1.2.4 Les sources de prévisibilité de la variabilité intrasaisonnière	24
1.3 Activité des ondes équatoriales atmosphériques	25
1.3.1 Détection :	25
1.3.2 Couplage avec l’activité convective sous les tropiques :	28
2 Données et Méthodes d’analyse	31
2.1 Données	31
2.1.1 L’activité pluvieuse	31

2.1.2	Le suivi de l'activité convective	32
2.1.3	Les données de réanalyses numériques : ERAI	34
2.1.4	Les produits de prévision : TIGGE	35
2.2	Méthodes statistiques et outils numériques	37
2.2.1	Calcul des anomalies	38
2.2.2	Les analyses spectrales	38
2.2.3	L'Analyse en Composantes Principales (ACP ou EOF) et ses variantes	43
2.2.4	La classification hiérarchique	50
2.2.5	Les analyses de régression et composite	51
2.2.6	Les expériences de sensibilité à l'aide du modèle régional WRF . . .	54
3	Les principaux modes de variabilité intrasaisonnière de la convection au dessus de la côte guinéenne et sur l'Afrique Centrale au cours du printemps	57
3.1	Résumé de l'article Kamsu-Tamo et al. [2014]	58
3.2	Convection activity over the Guinean coast and Central Africa during Northern spring from synoptic to intraseasonal timescales	61
3.2.1	<i>Introduction</i>	61
3.2.2	<i>Data</i>	61
3.2.3	<i>Examples of synoptic and intraseasonal time sequences over the guinea coast</i>	61
3.2.4	<i>Detection of the main periodicities</i>	61
3.2.5	<i>Spectral space-time analysis</i>	61
3.2.6	<i>Eastward propagation signals</i>	61
3.2.7	<i>Westward propagation signals</i>	61
3.2.8	<i>Conclusion</i>	61
3.3	Quelques compléments de l'article Kamsu-Tamo et al. [2014]	87
3.3.1	Décomposition spatiale de la variance et définition de l'indice de référence	87
3.3.2	Analyse spatio-temporelle des principaux modes de variabilité	89
3.4	Conclusion	92
4	Le Mode 8-22 jours durant le printemps et ses mécanismes de contrôle	95
4.1	Evaluation et validation du modèle WRF	96
4.1.1	Analyse des structures climatologiques	98
4.1.2	Analyse spectrale espace-temps	100
4.1.3	Evolution spatio-temporelle des échelles synoptique à intrasaisonnière	102
4.2	Contribution des ondes équatoriales à la dynamique du mode 8-22 jours . .	104
4.2.1	Décomposition de l'indice Guinéen d'OLR filtré 8-22 jours	104
4.2.2	Contribution des ondes Equatoriales Convectives de Kelvin	110
4.2.3	Contribution des ondes équatoriales convectives de Rossby	113

4.2.4	Contribution de la composante résiduelle	116
4.3	Analyse Discriminante de l'indice 8-22 jours	121
4.3.1	Le signal Kelvin pur	127
4.3.2	Analyse des signaux Kelvin mixtes	135
4.4	Analyse de sensibilité aux ondes de Kelvin à l'aide du modèle WRF : Cas d'étude du printemps 2007	139
4.5	Conclusion	143
5	Les modes de variabilité intrasaisonnière de la convection en Automne (de Septembre à Décembre)	147
5.1	Analyse spatiale et définition des indices de référence	148
5.1.1	Analyse spatio-temporelle	148
5.1.2	Définition de l'indice de référence	150
5.2	Détection des modes principaux de variabilité	154
5.2.1	Décomposition SSA de l'indice de référence	154
5.2.2	Classification des modes SSA et détermination des principaux modes de variabilité	157
5.3	Analyse spatio-temporelle des principaux modes de variabilité	160
5.3.1	Analyse spectrale espace-fréquence des ondes équatoriales actives	160
5.3.2	Les échelles de 2-7.5 jours	162
5.3.3	Les échelles de 7.5-17 jours	168
5.3.4	Les échelles de 17-90 jours	171
5.4	Conclusion	174
6	Prévisibilité des principaux modes de variabilité détectés au printemps	177
6.1	Distribution spatiale et Temporelle de l'activité pluvieuse dans la base de données TIGGE	178
6.2	La variabilité intrasaisonnière dans la base TIGGE	183
6.3	La prévisibilité des modes de variabilité de l'activité pluvieuse au dessus du golfe de Guinée	186
6.3.1	Prévisibilité du mode 2-8 jours :	186
6.3.2	Prévisibilité du mode 8-22 jours :	195
6.3.3	Prévisibilité du mode 20-90 jours :	202
6.4	La prévisibilité des modes de la variabilité et lien avec les ondes atmosphé- riques	209
6.4.1	Impact des phases de l'onde Kelvin atmosphérique sur la prévisibilité du mode 2-8 jours	211
6.4.2	Impact des phases de l'onde Kelvin atmosphérique sur la prévisibilité du mode 8-22 jours	215
6.4.3	Impact des phases de la MJO sur la prévisibilité du mode 20-90 jours	218

6.5 Conclusion	221
Conclusion Générale et Perspectives	223
Liste des Contributions	231
Table des figures	233
Liste des tableaux	249
Bibliographie	251

Liste des Acronymes

ACMAD	African Center of Meteorological Application for Development
ACP	Analyse en Composantes Principales
ACPE	Analyse en Composantes Principales Etendues
AMMA	Analyse Multi-disciplinaire de la Mousson Africaine
AMO	Atlantic Multi-decadal Oscillation
BoM	Bureau of Meteorology (Australie)
CCEK	Convectively Coupled Equatorial Kelvin wave
CCER	Convectively Coupled Equatorial Rossby wave
CHA	Classification Hiérarchique Ascendante
CHD	Classification Hiérarchique Descendante
CIN	Convective INhibition
CISK	Conditional Instability of the Second Kind
CLAUS	Cloud Archive User Service
CMA	China Meteorological Agency
CMC	Canadian Meteorological Centre
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climático
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EEOF	Extended Empirical Orthogonal Functions
EIG	Eastward Inertio-Gravity
ENSO	El-Niño Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Function
ER	Equatorial Rossby
ERA-I	ECMWF Re-Analysis Interim
FFT	Fast Fourier Transform
GPCP	Global Precipitation Climatology Project

ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
JEA	Jet d'Est Africain
JET	Jet d'Est Tropical
JMA	Japan Meteorological Agency
KMA	Korean Meteorological Agency
MF	Météo France
MJO	Madden Julian Oscillation
MRG	Mixed Rossby Gravity
MSE	Mean Square Error
MVEOF	Multi-Variate Empirical Orthogonal Functions
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OLR	Outgoing Longwave Radiation
OMM	Organisation Mondiale de la Météorologie
PC	Principal Component
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PRESAC	Prévisions Saisonnières en Afrique Centrale
PRESAO	Prévisions Saisonnières des pluies en Afrique de l'Ouest, au Tchad et au Cameroun
QBZD	Quasi-Biweekly Zonal Mode
RMSE	Root Mean Square Error
SCM	Systèmes Convectifs de Méso-échelles
SHL	Sahelian Heat Low
SSA	Singular Spectrum Analysis
TD	Tropical Depression
THORPEX	The Observing System Research and Predictability Experiment
TIGGE	Thorpex Interactive Grand Global Ensemble
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UKMO	United Kingdom Meteorological Office
VP200	Velocity Potential at 200hPa
WIG	Westward Inertio-Gravity
WISHE	Wind-Induced Surface Heat Exchange
WRF	Weather Research and Forecasting
ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale

Introduction Générale

La région Afrique de l'Ouest et Centrale a été identifiée par les Nations Unies comme un des neuf «hot spots» de la planète pour les changements environnementaux. Elle est la région dans le monde qui a connu la plus forte diminution des précipitations sur les soixante dernières années, malgré un retour partiel vers la normale depuis la décennie 1990 (Yepdo Djomou et al. 2009; Mohino et al. 2011). C'est une région dont le développement économique et la vie des populations sont fortement influencés par les fluctuations climatiques et en particulier le déroulement des différentes saisons (saison des pluies et saison sèche) associées à la mousson africaine. C'est aussi une région de forte croissance démographique impliquant des contraintes importantes sur son propre environnement. Elle est ainsi très vulnérable à des changements dans la dynamique de ce système de mousson et des régimes pluviométriques associés. Il est donc très important de pouvoir connaître ce que seront les caractéristiques à venir de la mousson africaine et ses impacts sur des facteurs-clé comme les ressources en eau, la production agricole et la santé. Ce type de prévision, pour diverses échelles de temps, peut apporter des bénéfices économiques et sociétaux importants. Cela concerne le bilan pluviométrique en fin de saison des pluies, les dates de démarrage et de retrait de la saison des pluies, et une meilleure connaissance des séquences sèches ou pluvieuses à l'intérieur de la saison des pluies, qui sont des paramètres fondamentaux pour la production agricole et pour les régimes hydrologiques.

La première phase (2002-2010) du programme international AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine; <http://www.amma-international.org>), dont les priorités de recherche ont été axées sur la compréhension de la Mousson Africaine et de ses impacts, a permis de mettre en évidence durant l'été boréal la présence d'une variabilité intrasaisonnière de l'activité convective et pluvieuse sur la région. Les modes principaux régissant la variabilité intrasaisonnière de l'activité convective ont pu être identifiés. Ils ont une importante extension régionale et représentent une enveloppe modulant l'activité convective des systèmes de méso échelle. Ces modes intermittents une fois en place ont un fort impact convectif et pluvieux. Ainsi les comprendre et prévoir leurs occurrences peut permettre de les anticiper et d'en atténuer les effets néfastes pour un bénéfice multi-sectoriels.

Sachant que l'Afrique Centrale et le Golfe de Guinée sont identifiés parmi les plus importants pôles de convections (Eltahir et al. 2004; Todd and Washington 2004), il est certainement

intéressant d'y connaître l'impact des fluctuations atmosphériques. La variabilité climatique doit y être au moins aussi forte au cours des autres saisons de l'année lorsque la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) est localisée dans la bande équatoriale. Les analyses y afférant fourniraient les réponses aux questions suivantes : les modes de variabilité pluviométrique intra-saisonnière détectés en été ont-ils une structure équivalente au printemps et en automne quand la saison des pluies est centrée sur la côte guinéenne et l'Afrique Centrale ? Quel est le degré de prévisibilité de l'ensemble de ces modes ? Une question et non des moindres (mais qui n'est pas abordée dans le cadre de ce manuscrit) porte sur l'évolution de ces modes au cours des siècles à venir sous l'influence de l'augmentation de concentration des gaz à effet de serre.

Ainsi le premier objectif de cette étude est de poursuivre les études sur la caractérisation de la variabilité intrasaisonnière du climat (précipitation et activité convective) en Afrique sub-saharienne, en l'étendant aux autres saisons (printemps et automne) quand la mousson est positionnée plus au sud, le long de la côte Guinéenne et en Afrique Centrale. Il est question par la suite de se focaliser en particulier sur ceux étant susceptibles d'avoir les impacts les plus forts en termes de rendement agricole et de santé.

Le second objectif porte sur la prévisibilité de ces modes de variabilité en s'appuyant sur les produits de prévision opérationnelle disponibles depuis peu. Actuellement deux types de produits de prévision sont diffusés et exploités : (i) la prévision météorologique aux échéances de 24 ou 48 heures élaborée dans les directions nationales de météorologie, et (ii) les prévisions saisonnières fournissant une évaluation qualitative et probabiliste du cumul des différentes saisons des pluies à l'échelle régionale un à deux mois avant le démarrage de ces pluies (ces prévisions sont élaborées par l'ACMAD au cours de forums de prévision, PRESAO pour l'Afrique de l'Ouest, PRESAC pour l'Afrique Centrale). Par contre des produits de prévision sur une échéance intermédiaire, typiquement l'échelle intra-saisonnière, ne sont disponibles que depuis peu, et pas exploités actuellement sur l'Afrique sub-Saharienne. Pourtant la prévision à cette échéance est la priorité première exprimée par les agriculteurs, bien avant la prévision saisonnière. Il y a donc sur ce point un potentiel important de mise en place de systèmes d'alerte nouveaux répondant à une attente forte.

Ce manuscrit se decline en six chapitres :

- ✎ Le **Chapitre 1** présente les acteurs clés du climat en Afrique Centrale et au dessus du golfe de Guinée. Nous y décrivons, les grands ensembles qui constituent la circulation atmosphérique inter-tropicale. Y sont présentés, une documentation des échelles de variabilité du climat et des sources potentielles de prévisibilité dans la région Afrique de l'Ouest et Afrique Centrale. Le chapitre se termine par une analyse théorique des mécanismes d'impact de la dynamique équatoriale.
- ✎ Le **Chapitre 2** porte sur la description des données et méthodes mathématiques utilisées pour conduire nos analyses. On y retrouve également le protocole adopté pour conduire les études de mécanismes régissant certains phénomènes identifiés.

- ✎ Le **Chapitre 3** porte sur la caractérisation de la variabilité intrasaisonnière du climat en Afrique sub-saharienne en dehors de l'été (de Juin à Septembre). Présenté sous forme d'article publié, il y est question de l'analyse de la variabilité intrasaisonnière des activités convective et pluvieuse pour la saison de printemps (de Mars à Juin : MAMJ). Se basant sur les outils appropriés, nous y identifions les principales gammes de variabilité ainsi que le contexte dynamique dans lequel ils évoluent. Quelques exemples de situations illustrant l'impact de ces modes de variabilité, sur l'activité des systèmes convectifs de méso-échelles, sont également présentés.
- ✎ Le **Chapitre 4** s'inscrit dans l'approfondissement des analyses sur la compréhension des mécanismes régissant les modes principaux de variabilité intrasaisonnière. En particulier, il y est question des processus régulant le mode 8-22 jours identifié dans le Chapitre 3 durant le printemps sur la région Afrique Centrale et golfe de Guinée. Nous nous attelons à évaluer et à comprendre l'impact des forçages externes sur les modulations des activités convective et pluvieuse au dessus du golfe de Guinée à cette échelle de temps. Se basant sur une étude de cas et au moyen du modèle régional WRF, des analyses de sensibilité à l'un des forçages sont effectuées.
- ✎ Le **Chapitre 5** porte sur l'automne (de Septembre à Novembre) et, à l'image du Chapitre 3, s'inscrit dans le cadre de la documentation des modes de variabilité intrasaisonnière de la convection en Afrique Centrale et au dessus du golfe de Guinée. L'identification des gammes de variabilité est effectuée et une analyse du contexte dynamique dans lequel chacune d'elles évolue est produite.
- ✎ Le **Chapitre 6** présente les analyses de prévisibilité des modes principaux de variabilité intrasaisonnière identifiés au Chapitre 3. L'idée est d'évaluer l'aptitude des produits prévisions, issues des modèles globaux en général et la base multi-modèles TIGGE (Thorpex Interactive Grand Global Ensemble) en particulier, à simuler les phases de la variabilité intrasaisonnière de la convection sur la côte guinéenne et en Afrique Centrale. Considérant les différentes phases de ces modes, les scores sont produits et une classification des modèles de la base est réalisée en se focalisant principalement sur la prévisibilité de la variation des enveloppes convective et pluvieuse.

Le document se termine par, une synthèse des travaux et résultats obtenus dans le cadre de cette thèse et une ouverture en guise de perspectives sur les problématiques scientifiques envisageables.

Les Eléments clés du climat en Afrique Centrale et dans le Golfe de Guinée

Les trois composantes du système terrestre que sont l’atmosphère, l’océan et la biosphère continentale interagissent étroitement et déterminent le climat et son évolution d’un lieu à l’autre de la Terre. Nous présentons ici une approche générale de la circulation atmosphérique inter-tropicale en se focalisant ensuite sur les acteurs majeurs du climat dans la zone de l’Afrique centrale et du golfe de Guinée, avant de procéder à la documentation des modes de variabilité des activités convective et pluvieuse, en particulier à l’échelle intra-saisonnière.

1.1 La circulation atmosphérique inter-tropicale

Il est d’usage de considérer que la circulation atmosphérique est induite par l’inégale répartition du flux solaire à la surface du globe. Cette disparité résulte du fait que la ceinture tropicale reçoit, du soleil, une quantité d’énergie plus importante que celle arrivant aux niveaux des pôles (Voir illustration faite à la figure 1.1).

En effet, du fait de la “sphéricité“ du globe, la surface d’interception des faisceaux solaires est plus étendue aux pôles que lorsqu’on se rapproche de l’équateur. Ainsi la quantité d’énergie reçue par unité de surface et stockée est plus élevée dans les régions équatoriales. Du rayonnement solaire incident, 31% sont réfléchis par le système terrestre (dont 6% par la surface et 25% par l’atmosphère), 23% sont absorbés dans l’atmosphère et 46% par la surface terrestre. Le rayonnement ainsi absorbé en majorité par les océans et les continents est réémis vers l’espace sous forme de flux de chaleurs sensible et latente, mais surtout sous forme de rayonnement thermique infrarouge. Ainsi, au sommet de l’atmosphère le bilan énergétique montre un équilibre entre le rayonnement solaire incident et l’ensemble des rayonnements sortants (réfléchis et thermique). Si pour l’ensemble du système terrestre le bilan radiatif net annuel est nul, l’hétérogénéité des surfaces continentales et la coexistence Océan/Continent conduit à une disparité plus complexe du bilan énergétique (Trenberth and Stepaniak 2003). Certaines régions constituent des puits d’énergie avec un bilan radiatif déficitaire, il s’agit des régions polaires en général et de l’hémisphère d’hiver en particulier. Les régions tropicales constituent des zones sources avec un bilan radiatif excédentaire. D’importantes disparités

sont également à relever à l'échelle régionale, avec les zones désertiques et océaniques affichant des bilans déficitaires et excédentaires respectivement. En effet, ayant déjà un fort albédo, les déserts perdent de l'énergie par rayonnement thermique du fait de leur faible capacité calorifique. Tandis qu'au niveau des océans qui ont une capacité calorifique importante, le faible albédo va compenser la perte de rayonnement thermique.

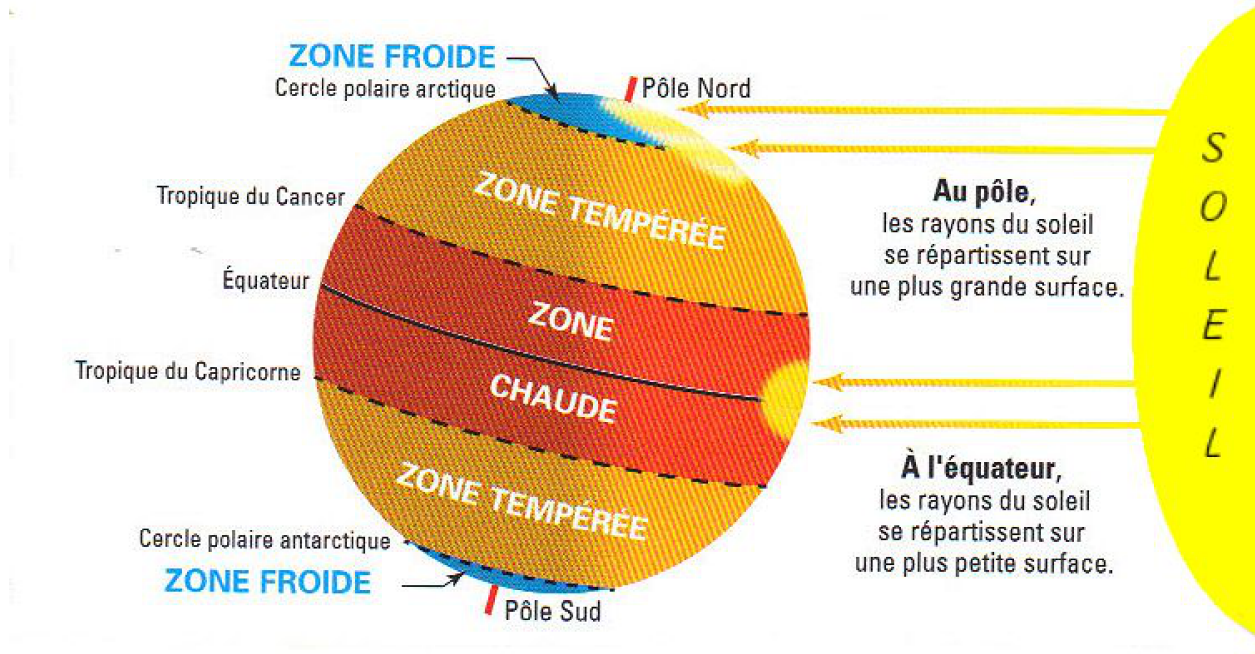


FIG. 1.1 – Interception du faisceau solaire à la surface du globe.

Ces répartitions différentielles d'énergie engendrent des gradients importants qui vont mettre en mouvement l'atmosphère et l'océan pour équilibrer cette répartition. A terme, l'énergie ainsi accumulée dans les zones excédentaires est redistribuée vers les zones déficitaires à travers les circulations atmosphérique et les courants marins. Du point de vue atmosphérique, la redistribution de l'énergie se fait principalement de l'équateur vers les régions polaires ou vers les déserts subtropicaux ; on parle de circulation méridienne ou circulation de Hadley. Toutefois, une part non négligeable de cette redistribution se fait dans la bande tropicale à travers la circulation zonale ou circulation de Walker, qui assure le transfert d'énergie entre les continents, voire même certaines parties des océans tropicaux, plus chaud(e)s et les régions froides des océans tropicaux. Ainsi la circulation atmosphérique globale apparaît comme un système nécessaire pour la redistribution de l'énergie, méridionalement des latitudes tropicales vers les régions polaires mais aussi zonalement.

1.1.1 La circulation de Hadley

La plus large des cellules méridionales (voir Fig.1.2), la circulation de Hadley s'étend en moyenne de l'équateur à 30°/40° de latitude dans les deux hémisphères. Nommée ainsi

d'après le météorologue anglais George Hadley, elle fait partie (avec les cellules de Ferrel et les cellules polaires) des trois cellules atmosphériques, présentent sur les deux hémisphères, qui assurent la circulation de l'air dans la troposphère. La cellule de Hadley est celle qui nous concerne le plus dans le cadre de ce travail, du fait de sa couverture spatiale et surtout de son influence sur le climat du golfe de Guinée et de l'Afrique Centrale.

Il est d'usage de représenter la circulation méridienne au moyen de la moyenne zonale de la fonction de courant. En effet, cette représentation est idéale car elle est combinée à la fois les informations sur les mouvements méridionaux et verticaux. La figure 1.2 présente son organisation saisonnière moyennée sur la période 1968-1989. Du point de vue de l'hémisphère Nord, on note que la circulation méridienne s'organise en trois cellules : deux caractérisant une circulation horaire (en gris) et séparées l'une de l'autre par une cellule de circulation anti-horaire, représentant les cellules de Hadley (cellule horaire localisée au-dessus des tropiques), de Ferrel (circulation anti-horaire dans les latitudes moyennes) et Polaire (circulation horaire). Ces mêmes cellules se retrouvent dans l'hémisphère Sud mais avec des sens de circulation inversés.

Les cellules de Hadley se caractérisent par une branche commune ascendante située en zone équatoriale et des zones de subsidence localisées au niveau des régions désertiques (dans le secteur africain, Sahara dans l'hémisphère Nord et Kalahari dans l'hémisphère Sud). En effet, dans le voisinage de l'équateur la convergence des alizés de Nord et de Sud crée une ascendance provoquant la formation d'une ceinture orageuse dans la bande équatoriale encore connue sous le nom de Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). L'air entraîné des basses couches vers le sommet de cette ceinture au niveau de la tropopause s'écoule ensuite en direction des plus hautes latitudes et redescend aux latitudes correspondant à l'emplacement des zones de hautes pressions présentes au-dessus des océans subtropicaux et des régions désertiques. La ZCIT fournit ainsi par convergence d'humidité et libération de chaleur latente de condensation l'énergie nécessaire à la circulation tropicale. Sa localisation varie d'une saison à l'autre suivant en cela la course du soleil au cours de l'année. Elle se déplace vers le nord à partir de Janvier et entame son retrait vers le sud à partir d'Août.

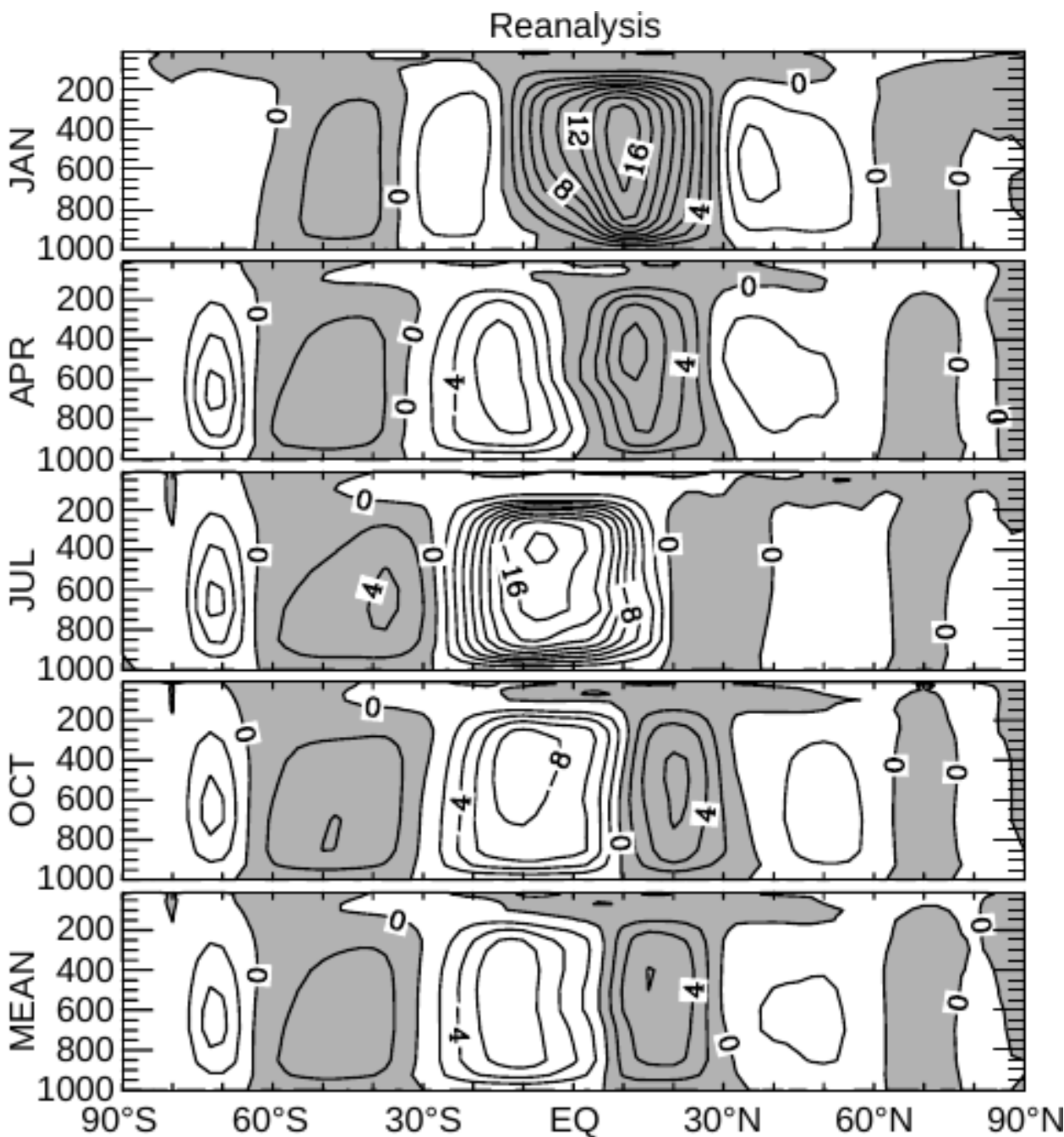


FIG. 1.2 – Moyenne zonale de la fonction de courant (en $10^{10} \text{ kg s}^{-1}$) sur la période 1968-1989. Les quatre premières : moyenne pour les mois de Janvier, Avril, Juillet. En bas : Moyenne annuelle. L'intervalle des contours est de $2 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$. Les zones grisées (claires), correspondant à des valeurs positives (négatives) de la fonction de courant, caractérisent des circulations dans le sens horaire (anti-horaire). Source : Waliser et al. 1999

1.1.2 La circulation de Walker

Il s'agit d'une circulation atmosphérique induite par la différence de chauffage diabatique entre les terres et les océans, ou entre les zones chaudes et froides des bassins océaniques. Elle participe à la redistribution de l'excédent de chaleur enregistré dans la bande tropicale. Le modèle conceptuel présenté sur la Figure 1.3 caractérise cette circulation zonale organisée en cellules le long de l'équateur. Ces cellules délimitent trois zones de maximum de convection où les précipitations sont fortes et correspondent aux centres de forte convergence dans

les basses couches. Localisés au dessus l’Afrique Centrale (au dessus du bassin du Congo), du massif Amazonien et du Pacifique, ces centres de convection sont le siège d’une forte convergence d’humidité dans les basses couches. Les zones de subsidence de ces cellules sont localisées sur les bords Est des océans Pacifique et Atlantique et sur le bord Ouest de l’océan indien.

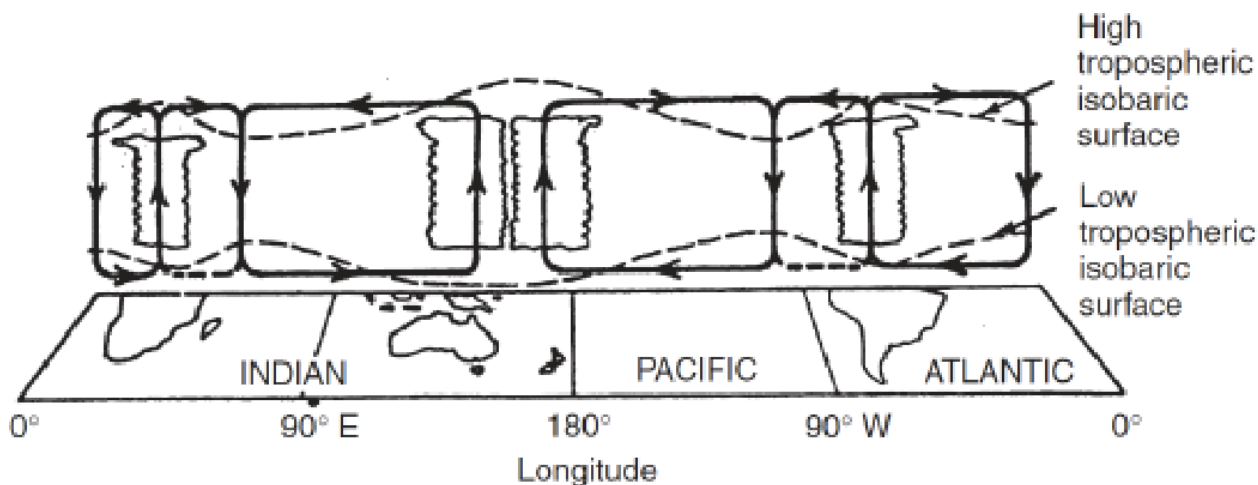


FIG. 1.3 – Schéma conceptuel de la circulation de Walker. Source : Lau and Yang (2003)

Il est important de noter que l’origine de l’ascendance observée sur l’Afrique Centrale découle de la présence de deux cellules de Walker (l’une à circulation directe et l’autre à circulation inversée) reliant la convergence sur le bassin du Congo aux subsidences sur les bords Ouest et Est des océans indien et Atlantique respectivement. Ces cellules induisent les mécanismes de contrôle de l’advection d’humidité sur le bassin du Congo (Vizy and Cook 2001). L’activité de la cellule de Walker du Bassin du Congo (Cook and Vizy 2015) est maximale de Juin à Octobre, lorsque la langue d’eaux froides dans le Golfe de Guinée est fortement développée (Xie and Carton 2004; Caniaux et al. 2011). Cette présence renforce le gradient de température entre l’océan et le continent avec pour conséquence une intensification de l’advection d’humidité sur le bassin du Congo (Vizy and Cook 2001, 2009; Cook and Vizy 2015). L’activité de cette cellule, est en déphasage avec les pics de précipitations observés durant le printemps et l’automne sur l’Afrique et n’est pas corrélée au cycle annuel des températures au dessus du continent. L’influence de cette cellule n’est pas limitée à l’Afrique Centrale, mais s’étend au dessus de l’Afrique de l’Ouest. En effet la vitesse verticale au dessus du bassin du Congo présente une corrélation positive avec la vitesse verticale et les précipitations au dessus de l’Afrique de l’Ouest.

1.1.3 La circulation atmosphérique au dessus de l’Afrique Centrale et du golfe de Guinée

La figure 1.4 représente le relief du continent. Considérant une ligne allant du nord de l’Angola à l’Érythrée, on constate qu’il est essentiellement constitué de plaines (au nord) et

de plateaux (au sud). Le relief africain comporte peu de massifs montagneux et est en grande partie constitué de hauts plateaux culminant à plus 1000 m de haut induisant un climat de montagne. Avec l'équateur en son centre, la structure climatique de l'Afrique se caractérise bien par un climat humide proche de l'équateur et s'asséchant avec la latitude.

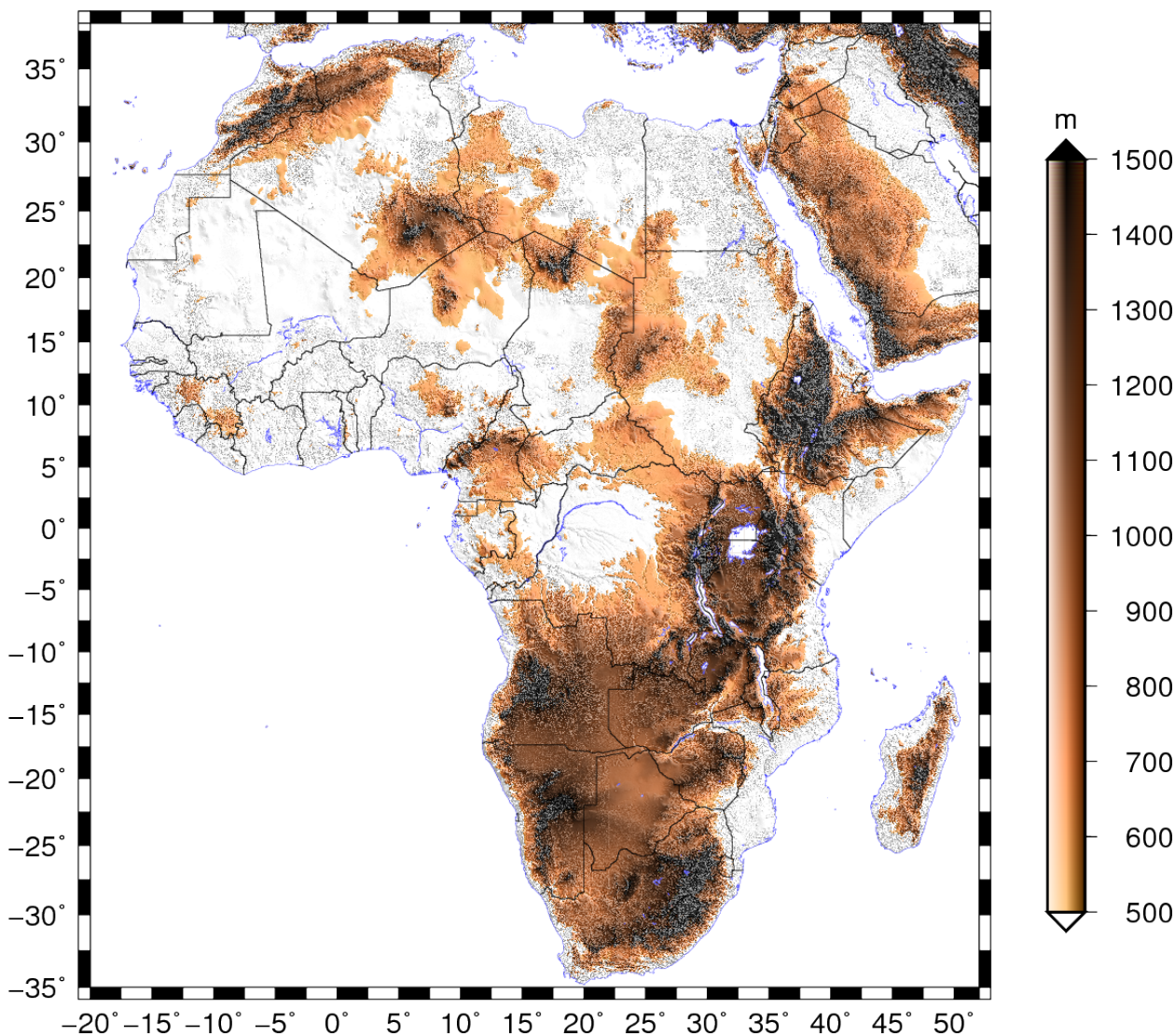


FIG. 1.4 – Topographie du continent africain. Pour plus de détails sur les données, voir le United State Geological Survey (USGS) Identity System Guidance (http://www.usgs.gov/visual-id/credit_usgs.html)

L'Afrique Tropicale a dans son entourage immédiat des eaux relativement froides dont la présence est assurée par les courants marins des Canaries et du Benguela (à l'ouest) et par l'upwelling somalien (à l'est). L'activité pluvieuse est sous l'influence de deux systèmes distincts. En effet, bordée sur ces façades ouest et est par les océans Atlantique et Indien respectivement, l'Afrique tropicale est sous l'influence de deux régimes de mousson. Nous nous focalisons principalement sur la partie Ouest de l'Afrique Equatoriale, localisée entre 10°S et 10°N et s'étendant de 20°W à 30°E. Malgré la présence de massifs montagneux culminant entre 2000 et 3000 m (le Fouta Djallon et le Mont Cameroun) son altitude moyenne tourne autour de 400 m. On y retrouve le bassin du Congo qui est la deuxième réserve

forestière tropicale juste derrière celle du bassin Amazonien. Entouré de massifs montagneux, il s'ouvre à l'ouest sur l'Océan Atlantique et le golfe de Guinée.

L'organisation de la circulation atmosphérique de l'Afrique Centrale est principalement dûe au positionnement saisonnier de la ZCIT. Les travaux de Nicholson and Grist (2003) montrent que l'état moyen de la circulation atmosphérique au dessus de l'Afrique Centrale s'organise autour d'ensembles tels que la convergence équatoriale dans les basses couches, les composantes Nord et Sud du Jet d'Est Africain (JEA) et le Jet d'Est Tropical.

La circulation de basses couches Dans les basses couches, la circulation régionale est fortement influencée par le régime de mousson induit par la présence de l'océan Atlantique. En effet, la mousson désigne le renversement de la direction des vents en lien avec le contraste thermique entre les continents et les océans. Ainsi d'origine maritime et soufflant dans les basses couches, le système atmosphérique va considérablement moduler le transport et la convergence d'humidité de l'air au dessus des surfaces continentales et ainsi moduler l'intensité de la convection. La figure 1.5, présente l'évolution moyenne mensuelle (sur la période 1979-2010) du vent à 925 hPa et du rayonnement thermique moyen (de 1979 à 2010) au sommet de l'atmosphère (OLR-NOAA). L'OLR permet de caractériser l'activité convective de la ZCIT au-dessus de l'Afrique : les faibles valeurs sont signe de la présence de nuages à fort développement vertical résultant d'une forte convection et induisant des précipitations élevées. En contours tiretés de couleur rouge est tracé l'isotach zéro du vent zonal à 925 hPa.

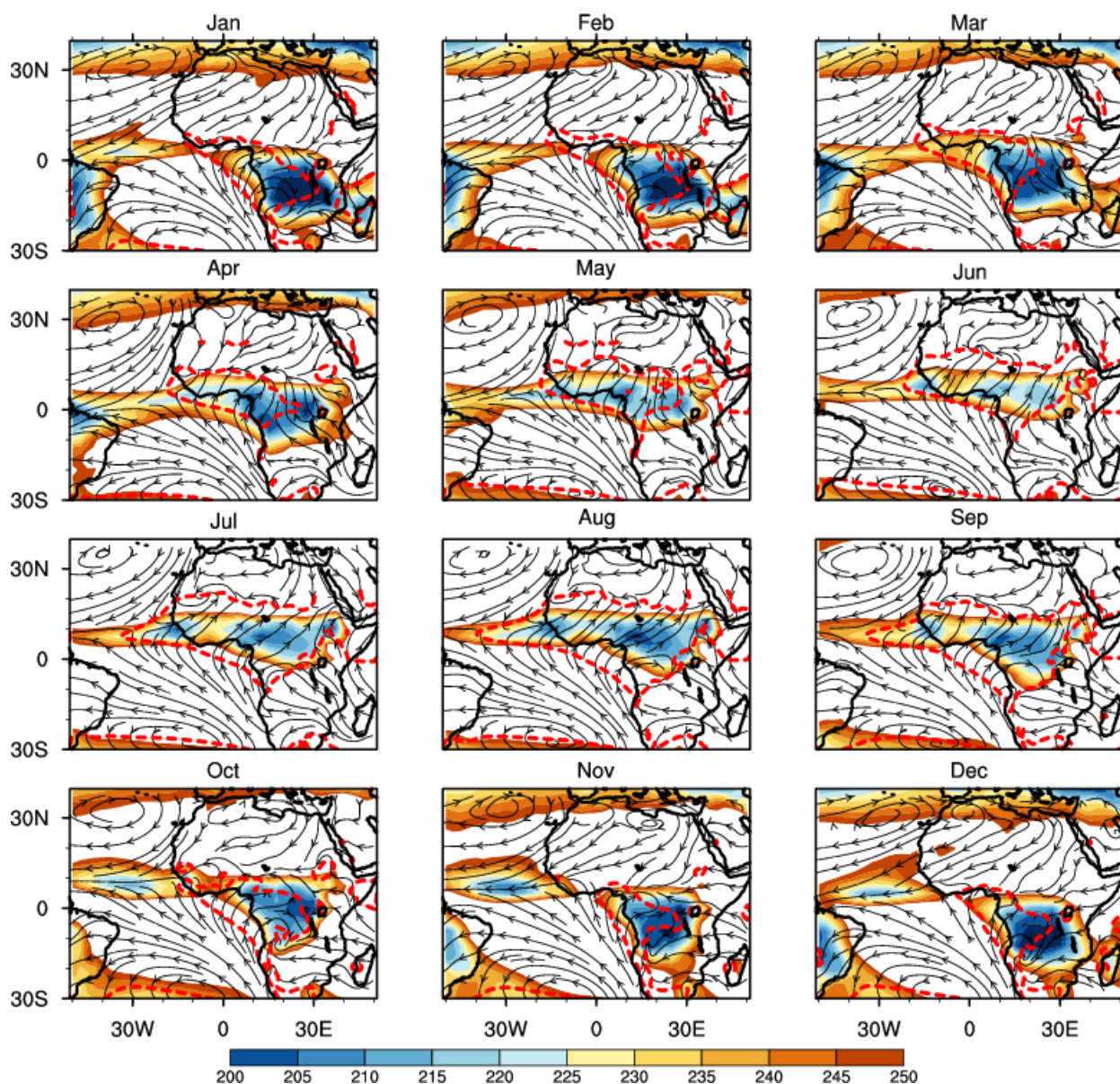


FIG. 1.5 – Climatologie mensuelle de l'activité convective (en couleur, OLR-NOAA ; Seules la valeurs inférieures à 250 W.m^{-2} sont présentées.) et du vent ERAI à 925hPa pour les années 1979 à 2010. Le contour rouge matérialise la position de l'isotach zéro du vent zonal.

L'Afrique de l'ouest et centrale est pleinement concernée par le passage de la ZCIT avec la plus forte activité convective au printemps et en automne sur la zone équatoriale, au printemps sur la côte guinéenne, et en été sur le Sahel correspondant aussi avec la plus large extension de la zone de vents d'ouest. Cette évolution saisonnière est pilotée en premier lieu par, la circulation de basses couches, marquée par la présence :

- ▄ des alizés du Nord-Est caractérisant l'harmattan. Induit par l'anticyclone de Libye et en provenance du Sahara, c'est un vent chaud et sec qui assèche la colonne d'air continentale. Bloquée à 20°N durant l'été boréal, son empreinte atteint 5°N de Novembre à Février, contrôlant la saison sèche sur la région.
- ▄ des alizés de Sud-Est et des vents d'Ouest de basses couches. Les alizés de Sud-Est

sont induits par l'anticyclone de Sainte Hélène dont l'activité varie au cours de l'année entraînant la fluctuation de l'intensité des vents. Pour les mois (été boréal) où l'activité de l'anticyclone est forte, les vents du Sud-Est sont plus intenses et leurs effets se font sentir au nord de l'équateur où ils présentent une structure de vent de sud-ouest caractérisant le flux de la mousson Africaine. Du fait de la force de Coriolis, ces alizés du Sud-Est sont déviés vers l'Est lors de la traversée de l'équateur, entraînant l'instauration de vents d'ouest dans les basses couches caractérisant le flux de la mousson Africaine et induisant l'apport d'humidité au dessus de l'Afrique de l'Ouest, du golfe de Guinée et sur l'Afrique Centrale. Ce flux d'Ouest constitue la principale source d'approvisionnement en humidité pour la région. En effet la partie Est de l'Afrique Equatoriale est également sous l'influence d'un flux d'Est résultant de la différence thermique entre l'Est du continent et l'Océan Indien, cependant ce flux perd sa charge d'humidité lors du passage des reliefs d'Afrique de l'Est. Si elle en est le moteur, l'activité de l'anticyclone de Sainte Hélène ne suffit pas à elle seule à maintenir ce flux d'ouest dans les basses couches. Des processus et mécanismes complémentaires modulent la variabilité atmosphérique moyenne sur la région et diffèrent selon que l'on soit au nord ou au sud de la latitude 6°N (Wilfried et al. 2014).

- Au nord de 6°N , le flux d'ouest est présent de Juin à Août et son activité est majoritairement imputable à la circulation cyclonique induite par la dépression thermique saharienne (Lavaysse et al. 2009).
- Au sud de 6°N , la variabilité saisonnière de ce flux de d'ouest dans les basses couches est modulée par la cellule de Walker du Bassin du Congo, c'est-à-dire par le contraste thermique entre le bassin du Congo (plus chaud) et le Golfe de Guinée (plus frais).

La figure 1.6 présente les coupes mensuelles méridienne/verticale du vent zonal, permettant d'avoir une vue du cycle annuel non seulement des déplacements en latitude de la convergence de basses couches des vents zonaux, mais aussi d'identifier en altitude des structures dynamiques majeures intervenant dans la régulation du climat sur la région. Ainsi, nous avons :

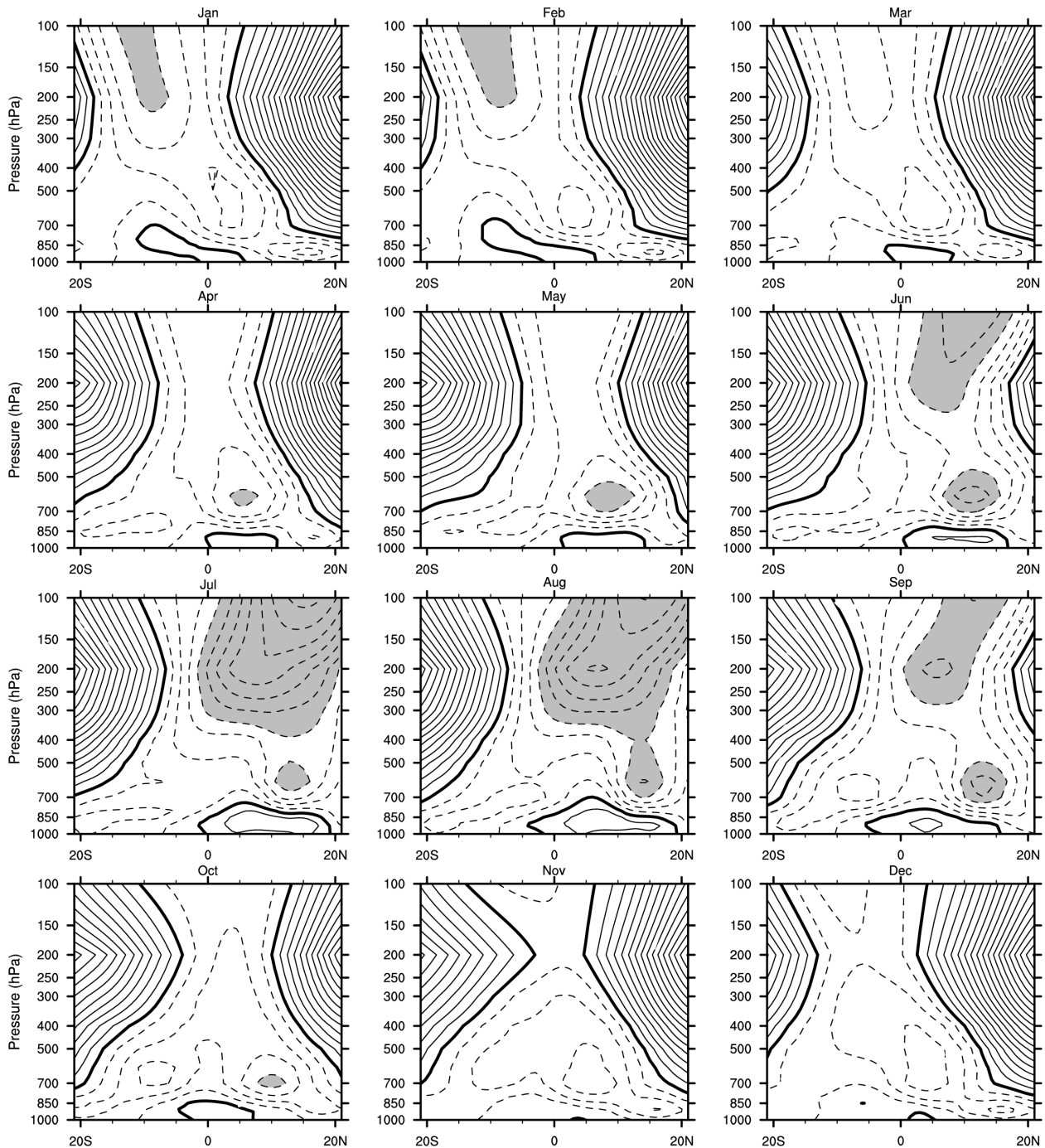


FIG. 1.6 – Climatologie mensuelle (sur la période 1968-2000) de la composante zonale du vent (en m.s^{-1}). Les valeurs négatives (positives) sont représentées par les contours interrompus (pleins). Les zones grisées caractérisent les valeurs inférieures -8 m.s^{-1} marquant une intensification des vents d'Est.

Le jet d'Est Africain Identifié dans la moyenne troposphère, le Jet d'Est Africain (JEA ou *AEJ pour African Easterly Jet*) résulte de la structure barocline des basses couches de l'atmosphère. Souvent considéré comme un vent thermique en équilibre avec le gradient méridien de température à la surface, sa présence joue un rôle crucial dans l'organisation de la convection profonde, dans la formation des lignes de grains (Houze and Betts 1981) et aussi dans la croissance des ondes d'est (Thorncroft and Hoskins 1994a,b; Parker et al. 2004). Le gradient de température est entretenu par l'existence d'un fort contraste dans les

propriétés en température et humidité du couvert en surface.

Au dessus de l'Afrique Centrale, ce jet présente deux composantes (Nicholson and Grist 2003) à savoir le JEA-N situé dans l'hémisphère Nord et le JEA-S pour l'hémisphère Sud. Le *JEA-N* découle de l'inversion du gradient de température, dans les basses couches, entre le Sahel et les régions équatoriales. Son maintien est en grande partie assuré par la présence de reliefs, notamment les hauts plateaux éthiopiens (Wu et al. 2009). Les vents associés sont observables toute l'année à l'exception du mois de Novembre. Son noyau est situé à 600 hPa, à l'exception du mois d'Octobre où il est proche de 650 hPa. Localisé aux environs de 3°N en Janvier, sa migration vers le nord est accompagnée d'une augmentation de son intensité, qui atteint des valeurs de l'ordre de 10m.s^{-1} en Mai-Juin. L'intensité est du même ordre de grandeur en Septembre lorsque il migre vers le Sud.

Le *JEA-S* est présent d'Août à Novembre. Il découle également d'un gradient de température de surface, mais le contraste de température se fait entre les régions semi-arides du Sud de l'Afrique et les régions humides jouxtant le massif forestier du Bassin du Congo. Sa position la plus au Nord est à 5°S pour une intensité de 6m.s^{-1} durant le mois d'Août. Son intensité est maximale, de l'ordre de 10m.s^{-1} , lorsqu'il occupe sa plus basse position, 8°S, durant le mois d'Octobre. Ses structures restent apparentes (dans la moyenne troposphère) de Décembre à Mars, mais sont remplacées par une circulation d'Est soufflant aux environs de 800hPa d'Avril à Juin.

Le jet d'Est Tropical Localisé vers 200 hPa, le Jet d'Est Tropical (JET) doit son existence aux gradients méridiens de température entre le plateau Tibétain et l'océan indien (Koteswaram 1958). Tirant son origine de la circulation divergente liée aux dynamiques des cellules de Hadley et de Walker, son empreinte s'étend du sud de la mer de Chine à l'Afrique. Au dessus de l'Afrique, le JET se renforce du fait de la circulation (anticyclonique et divergente) engendrée en altitude par la convection profonde. Sa position y oscille entre 9°N et 10°S et varie avec son cycle annuel au cours duquel son intensité présente deux maxima. Le premier maximum, de l'ordre de 16m.s^{-1} est enregistré au cours du mois de Février lorsque le jet occupe sa position la plus au Sud entre 5°S et 10°S. A partir du mois de Février le JET se déplace vers le Nord. Une fois l'équateur passé, son intensité est d'environ 6m.s^{-1} et remonte à 8m.s^{-1} en Mai lorsqu'il est positionné à 5°N. Le JET atteint sa position la plus au nord en Juillet avec des vents maximum de l'ordre de 19m.s^{-1} puis se retire vers le sud avec une baisse d'intensité. Traversant la latitude 5°N en Octobre, les vents associés s'affaiblissent fortement en Novembre pour un redémarrage du cycle en Décembre, lorsque le Jet réapparaît dans l'hémisphère Sud. Les variations méridiennes de la position du JET jouent un rôle dans la modulation de l'activité pluvieuse dans les régions où il est localisé. Les seules études menées dans ce sens se sont focalisées principalement sur le Sahel (Hulme and Tosdevin 1989; Nicholson et al. 2007) durant l'été boréal lorsque le Jet est positionné dans l'hémisphère Nord. Son impact lorsqu'il est positionné sur les régions de l'hémisphère

sud est encore mal connu et mérite une investigation spécifique.

1.2 Variations Spatio-temporelles de l'activité convective et pluvieuse en Afrique Centrale et dans le Golfe de Guinée

1.2.1 La variabilité interannuelle et décennale

Dans le contexte actuel du changement climatique, il est difficile de dégager un consensus sur le devenir de l'activité pluvieuse en particulier dans la région couvrant l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique Centrale. Les échelles interannuelle et décennale sont celles qui ont le plus focalisés l'attention ces dernières années. En effet, suite à la longue sécheresse observée sur le Sahel au cours des années 1970 à 1980 (voir Fig.1.7), les causes de cette échelle de variabilité de l'activité pluvieuse est un sujet qui se pose avec acuité.

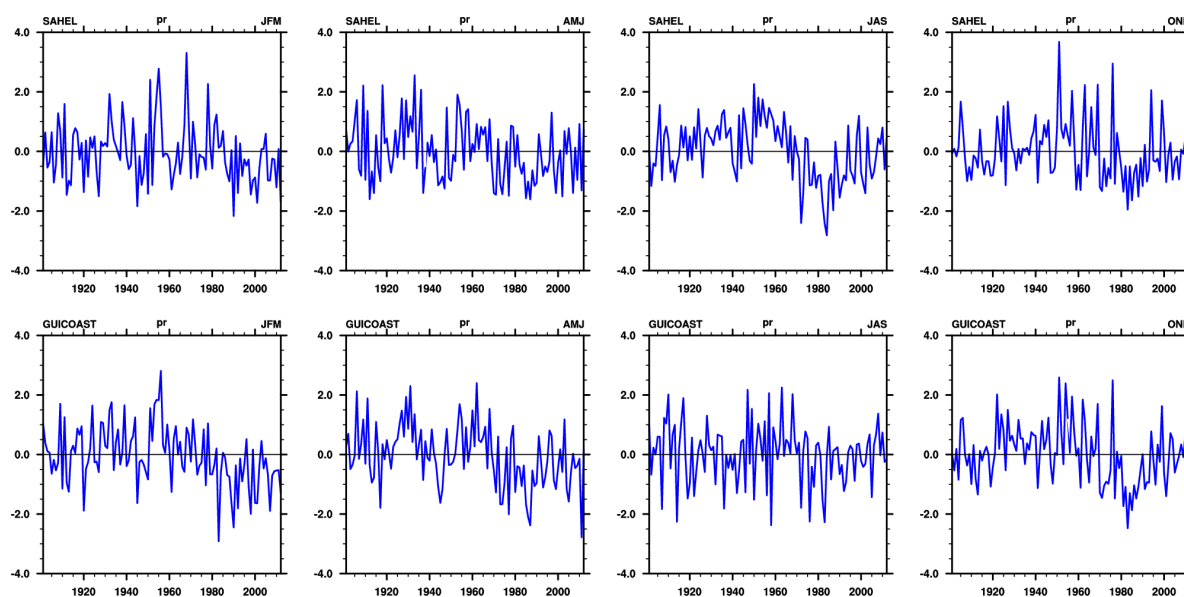


FIG. 1.7 – Séries temporelles caractérisant les anomalies trimestrielles de précipitations CRU sur le Sahel (1^{ère} ligne) et la côte guinéenne (2^e ligne) durant les années 1900 à 2010. Les trimestres considérés sont : de Janvier à Mars (1^{ère} colonne), de Avril à Juin (2^e colonne), de Juillet à Septembre (3^e colonne) et de Octobre à Décembre (4^e colonne).

Les probables mécanismes mis en lumière sont en lien avec les variations observées au sein de la ZCIT, dont le déplacement latitudinal et l'intensité sont modulés, tant par les rétroactions locales et régionales du système Océan-Atmosphère-Surfaces Continentales, que par la circulation atmosphérique de grande échelle. L'intérêt pour cette gamme d'échelles s'avère capital du fait que même si la sécheresse des années 1970 a marqué les esprits par sa longueur, la région a connu des précédents en 1820, 1830, 1910 et 1940 (Nicholson 1979). Il a été montré que la variabilité interannuelle des pluies d'été au dessus de l'Afrique de l'Ouest est en majeure partie due aux variations de températures de surface de mer dans le golfe

de Guinée (Lamb 1978; Fontaine and Janicot 1996; Janicot et al. 1998), dans le Pacifique équatorial (Janicot et al. 2001; Rowell 2001) et dans le bassin méditerranéen (Ward 1998; Rowell 2003). A l'échelle décennale, le rôle des Oscillations Atlantique (AMO) et Pacifique (PDO) apparaît primordial (Mohino et al. 2011), en particulier dans la « reprise partielle » des pluies d'été sur le Sahel à partir des années 1990. De très nombreuses autres références bibliographiques peuvent être citées, voir par exemple une synthèse récente dans Rodríguez-Fonseca et al. (2015).

Plus précisément pour l'échelle interannuelle, en cas de présence d'anomalies chaudes dans le golfe de Guinée, on observe un affaiblissement des alizés et un accroissement de la convergence au niveau de la ZCIT océanique et une baisse des pluies aux latitudes sahéliennes. Les anomalies de températures de surface du golfe de Guinée peuvent donc manifestement être considérées au premier ordre - comme un forçage pour les pluies de mousson.

L'action du Pacifique s'exerce à travers les téléconnexions planétaires des phases du phénomène El-Niño. Encore appelée El-Niño Southern Oscillation (ENSO), ce terme désigne le réchauffement des eaux dans l'Est du Pacifique équatorial. Lorsqu'il est actif, il s'en suit un renforcement vers le centre du Pacifique de la zone de convection entraînant de fortes modifications dans l'organisation des cellules de Walker, un gradient de pression Est-Ouest renforcé entre l'Atlantique et le Pacifique résultant dans une baisse de la convergence d'humidité et une baisse des pluies sur l'Afrique de l'ouest. De façon générale à l'échelle du continent, il a été noté que lors des années El-Niño, la cartographie de l'activité pluvieuse se caractérise par un déficit du Sénégal à l'Ethiopie (sur la saison de Juillet à Septembre) et sur l'Afrique Australe (de Janvier à Mars), tandis que l'Afrique Orientale enregistre (d'Octobre à Décembre) un bilan largement excédentaire. Pour ce qui est de l'Afrique Centrale et du Bassin du Congo, les précipitations présentent une relative indépendance, exception faite de la façade ouest un peu plus sèche lors des années El-Niño. Les précipitations y sont modulées par les températures de surface de l'océan Atlantique mais principalement aux échelles saisonnière et intrasaisonnière. En effet, durant les mois de Avril à Juin, la modulation de l'activité pluvieuse aux échelles interannuelles est principalement liée aux variations d'intensité de la circulation zonale (Nicholson and Dezfuli 2013). Les événements la Niña/El Niño avec une circulation zonale bien établie sur le Pacifique engendrent respectivement une intensification/baisse de l'activité pluvieuse sur l'ouest de l'Afrique équatoriale. Durant l'automne, d'Octobre à Décembre, la tendance observée durant le printemps reste valable sur les côtes Angolaises tandis que pour l'est du bassin du Congo, l'intensification/baisse des pluies est associée au signal El Niño/La Niña (Dezfuli and Nicholson 2013) .

1.2.2 La variabilité saisonnière

1.2.2.1 L'activité convective et son cycle diurne

La région couvrant le golfe de Guinée et l'Afrique Centrale est la seule de la bande tropicale pour laquelle l'activité convective ne présente presque pas de variation saisonnière (Jackson et al. 2009). A l'échelle mondiale, la région couvrant le golfe de Guinée et l'Afrique Centrale constitue l'une des zones connaissant d'importantes activités pluvio-orageuses et l'une des seules avec une activité convective quasi-continue (Toracinta and Zipser 2001; Petersen and Rutledge 2001; Zipser et al. 2006; Sen and Balling 2013). Le déclenchement et la nature de l'activité convective y sont soumis à des facteurs tels que le contraste Océan/Continent, la topographie, la variation d'humidité et même la nature (Mer ou Continent) de la surface (Laing et al. 2011). La majorité des systèmes orageux se manifestent au dessus du continent soulignant le fait qu'elle soit le siège d'une intense activité convective résultant du chauffage radiatif combiné à un important flux d'humidité en provenance des océans environnants, en particulier l'océan Atlantique (Vondou et al. 2010b).

Pour l'ensemble de la région et à l'échelle journalière, l'analyse de l'amplitude et de l'heure d'occurrence du maximum d'activité convective a permis d'identifier trois régimes. Le régime océanique d'amplitude plus faible, le maximum d'activité est atteint aux environs de midi heure locale. Pour le régime en place sur les régions côtières, d'amplitude maximale, l'activité convective y est modulée par la convergence de basse couche en place à cause des effets de brise (Vondou et al. 2010b). Enfin il y a le régime continental pour lequel l'activité convective est contrôlée par le chauffage radiatif et l'instabilité de basses couches engendrée. En raison du fort contraste topographique et des conditions de surface, ce régime présente une forte variabilité spatiale. On y observe également une forte variabilité de l'activité orageuse avec un cycle diurne plus marqué sur le bassin du Congo (Vondou 2012). Cela souligne le fait que le chauffage diurne et le flux d'humidité jouent un rôle important dans la distribution spatiale de la couverture nuageuse. Le pic d'activité est atteint dans l'après midi et est suivi d'une baisse progressive au cours de la nuit (Duvet 1989; Vondou et al. 2010a). On note également une variation spatiale des heures d'occurrences des pics de convection de 17h à l'Est à 19h à Ouest, attribuée aux Systèmes Convectifs de Mésos-échelles (SCM) générés sur la vallée du Rift et aussi à la présence en altitude du flux du Jet d'Est Africain (Nguyen and Duvet 2008; Jackson et al. 2009).

Sur la région, les SCM présente une importante variation spatiale et temporelle en lien avec la marche annuelle de la ZCIT avec de forts effets durant les mois de Septembre à Novembre durant lesquels la branche de Sud Jet d'Est Africain (JEA-S) est active. Durant les saisons Mars-Mai (MAM) et Septembre-Novembre (SON), leur activité est particulièrement marquée dans la région du Mont Cameroun et des hautes terres environnantes. Durant les saisons Décembre-Février (DJF) et Juin-Août (JJA), ils sont présents principalement au sud et au nord de l'équateur avec une récurrence plus prononcée durant l'été boréal.

1.2.2.2 Le régime saisonnier des pluies

La distribution géographique du cycle pluviométrique annuel met en évidence une répartition zonale de l'activité pluvieuse. Cette distribution spatio-temporelle est fortement modulée par la marche saisonnière de la ZCIT. L'influence de celle-ci est fonction de la saison et varie d'une région à l'autre (Nicholson and Grist 2003). Avec une extension entre les deux hémisphères, celle-ci se manifeste en été boréal pour la partie nord et en été austral pour la partie sud avec un cycle uni-modal. Les exceptions à ce cycle uni-modal sont enregistrées dans les régions proches de l'équateur, d'une part les régions à l'ouest et au centre où le cycle est bi-modal avec deux saisons pluvieuses séparées par une relative accalmie, d'autre part plus à l'Est, la Corne de l'Afrique présente également un cycle bi-modal avec deux saisons pluvieuses séparées par des périodes presque sèches (Liebmann et al. 2012).

Au dessus de l'Afrique la position de la ZCIT varie entre 25°S et 17°N et sa marche saisonnière peut être observée dans un diagramme temps latitude. Encore appelé diagramme de Hovmoller, les panneaux de la figure 1.8 en présentent un exemple pour le suivi de la trace des précipitations au sol. Le premier panneau (à gauche) correspond à un transect Continent-Océan (Transect₁, Afrique de l'Ouest-Golfe de Guinée) pris dans la bande 10°W-10°E, tandis que le second panneau (à droite) représente un transect purement continentale (Transect₂) pris dans la bande 10°E-30°E.

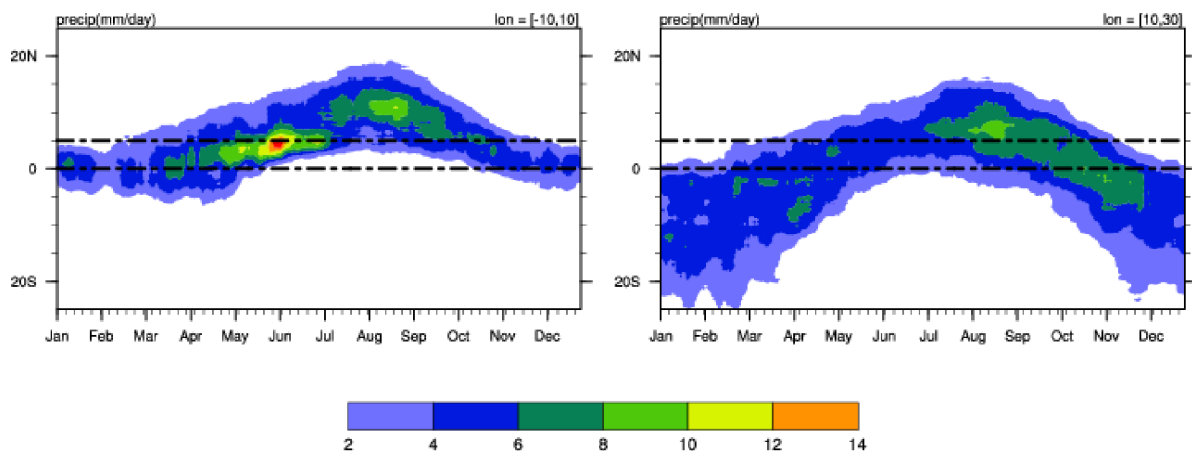


FIG. 1.8 – Diagramme Temps-latitude de la climatologie de la pluie TRMM (couleur) et le rayonnement thermique au sommet de l'atmosphère OLR NOAA (contours). Les panneaux sont construit en considérant les moyennes sur les bandes de longitudes 10°W-10°E (à gauche) et 10°E-30°E (à droite).

Sur le Transect₁, la zone de précipitations se trouve au nord de l'équateur quasiment toute l'année, en lien avec le positionnement naturel de la ZCIT dans cette région. Par contre, pour le Transect₂ elle est positionnée une bonne partie de l'année dans l'hémisphère Sud. Sur le Transect₁, on remarque bien le saut de la ZCIT fin Juin, marqué ici par le démarrage de l'activité pluvieuse sur le Sahel, ce qui n'apparaît pas sur le Transect₂. L'analyse des deux transects montre que le pic de pluie est enregistré de Mars à Mai, avec une activité pluvieuse plus importante sur le Golfe de Guinée qu'au dessus du continent, en particulier à cause des eaux chaudes à cette période de l'année. La partie équatoriale en tant que zone de transition

entre les deux hémisphères se caractérise par deux phases pluvieuses. Le cycle présente deux maxima, l'un en Mars/Avril et le deuxième plus prononcé s'enregistre en Octobre/Novembre. L'intensification de la ceinture pluvieuse au dessus de l'Afrique Centrale, durant la saison SON, coïncide avec la présence des branches Nord et Sud du Jet d'Est Africain. En effet, la juxtaposition de ces deux jets joue un rôle essentiel dans la dynamique et le développement de l'activité pluvieuse (Pokam et al. 2012).

Le cycle pluviométrique annuel en Afrique, en particulier pour la zone équatoriale, est sujet à d'innombrables facteurs ayant des actions plus ou moins complexes (Hirst and Hastenrath 1983a,b; Balas et al. 2007). Les acteurs majeurs identifiés sont la circulation atmosphérique, la présence des océans Atlantique et Indien, ainsi que le contraste topographique (Nicholson and Dezfuli 2013; Dezfuli and Nicholson 2013), entraînant une forte hétérogénéité spatio-temporelle des pluies. Les figures 1.9 et 1.10 mettent en lumière les différentes aires pluviométriques présentes sur la partie Ouest de l'Afrique Tropicale, définies à partir d'une Classification Hiérarchique Ascendante (CHA; Yepdo Djomou et al. 2009). Elles illustrent la complexité pluviométrique de la sous région (Balas et al. 2007; Nicholson and Dezfuli 2013; Dezfuli and Nicholson 2013).

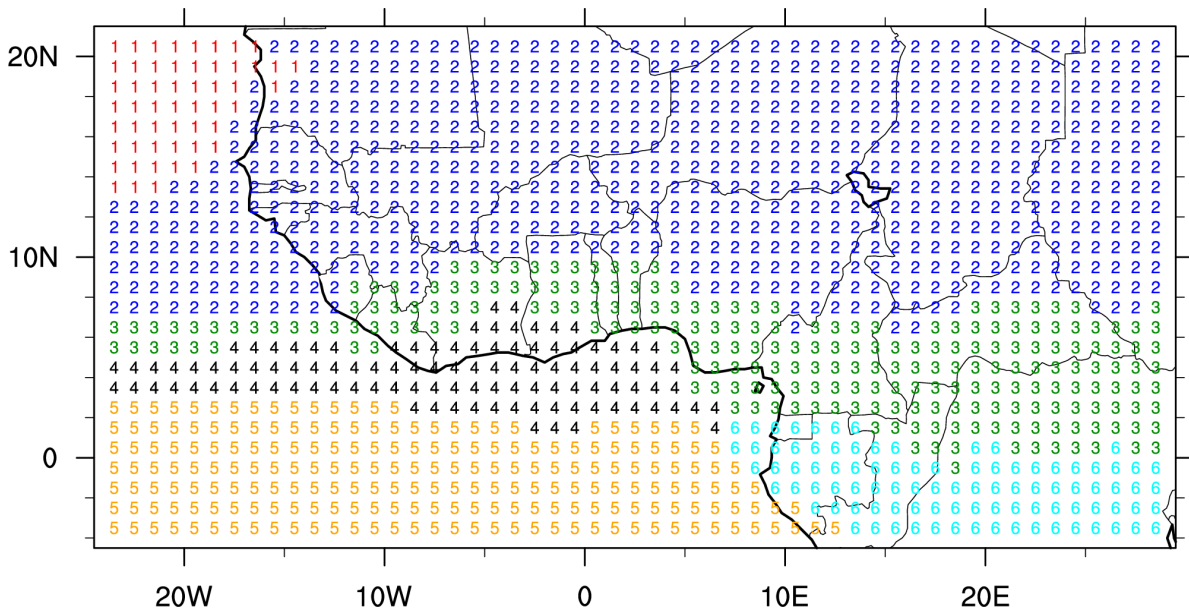


FIG. 1.9 – Zones Climatiques de la pluviométrie sur la région Ouest Équatoriale de l'Afrique : distribution spatiale des 6 régimes pluviométrique retenus par la CAH. Les séries temporelles caractérisant les différents cycle climatologie sont présentées à la figure 1.10.

La figure 1.10 présente le cycle annuel climatologique des précipitations journalières pour chacune des zones. Pour y voir plus clair dans la définition du timing des saisons, nous avons jugé utile de réaliser une moyenne mobile à 5j pour se débarrasser du signal de haute fréquence. La zone 2 présente un cycle pluvieux uni-modal avec les premières pluies en début Mai pour un pic d'activité durant le mois d'août. Pour ce qui est de la zone 3, l'activité pluvieuse démarre vers la mi-Février. On note une intensification progressive de l'activité pluvieuse jusqu'en Juin. Celle-ci se maintient tout de même jusqu'en Octobre où

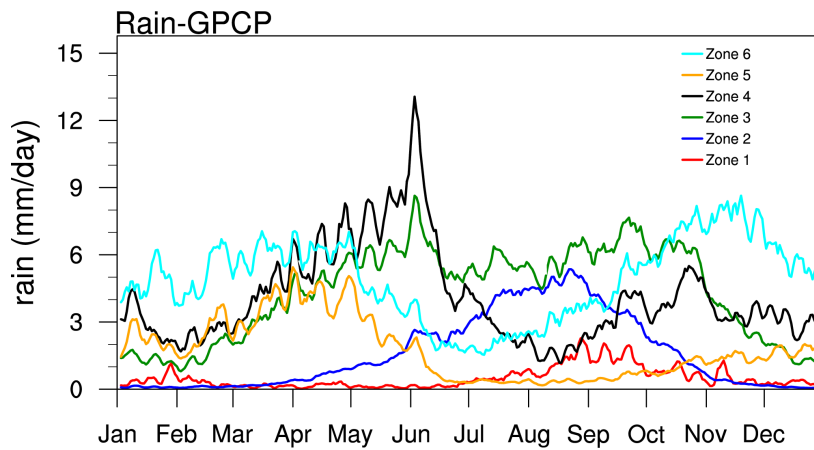


FIG. 1.10 – Séries temporelles caractérisant le cycle climatologie moyen de la pluviométrie pour chacune des zones représentée à la figure 1.9.

la baisse d'activité apparait. Cette baisse se poursuit jusqu'en Novembre où l'on enregistre les dernières pluies. Les pics d'activité ont lieu début Juin, et entre Juillet et Septembre. La phase pluvieuse dans cette zone s'étend de mi-Février à fin Novembre. Les zones 4 à 6 présentent quant à elles un cycle bimodal. En zone 4, La première phase pluvieuse, s'étend de Mars à Juillet avec un pic en début Juin La deuxième période, plus modérée, s'étend de Septembre à début Décembre. En zone 5, le cycle annuel est uni-modal et se caractérise par un démarrage modéré de mi-Novembre à début Février suivi d'une intensification jusqu'à mai. En zone 6, la phase pluvieuse la moins intense va de mi-Janvier à début Mai, tandis que la phase la plus intense va de Septembre à mi-Décembre, avec un pic d'activité en début Novembre. A l'échelle de cette zone la situation est plus complexe et conformément aux études de régionalisation qui y ont été menées, elle peut être subdivisée en 4 sous-aires climatiques (Balas et al. 2007; Nicholson and Dezfuli 2013; Dezfuli and Nicholson 2013).

Le pic annuel dans notre fenêtre d'étude a lieu courant Mai en zone 4 (zone contenant le golfe de Guinée) et coïncide avec le pic de pluie en zone 3. Notre attention étant portée sur la variabilité intrasaisonnière sur la côte Guinéenne et en Afrique Centrale, nous nous focaliserons d'une part sur la période de Mars à Juin et ensuite sur la période de Septembre à Décembre afin de tenir compte de l'activité pluvieuse des zones 3 à 6.

1.2.3 La variabilité intrasaisonnière

De nombreuses études se sont penchées sur l'analyse de la variabilité intrasaisonnière au dessus de la région du golfe de Guinée et Afrique de l'Ouest. Pour la plupart centrées sur la période de Juillet à Septembre, elles ont mis en lumière les mécanismes liés à l'existence de la variabilité intrasaisonnière de la convection et des précipitations. Cette variabilité intrasaisonnière se manifeste par l'existence d'alternances de séquences sèches et humides se propageant sur le domaine. Une synthèse de ces résultats peut être trouvée résumée dans Janicot et al. (2011). Trois principaux modes de variabilité ont été identifiés en été, dont deux (Sahélien et Guinéen) dits de «courte» échelle de temps avec une périodicité moyenne de l'ordre de 15 jours et un autre dit de «grande» échelle de temps de périodicité d'environ

40 jours. Ces modes ont une importante extension régionale et représente une enveloppe modulant l'activité convective des MCS. Il s'agit de modes intermittents qui, lorsqu'ils sont en place, peuvent avoir un fort impact sur les évènements convectifs et pluvieux.

- ✓ le mode à 40-jours module l'activité convective au dessus des parties Ouest et Est de l'Afrique. Il est intimement lié au signal de l'Oscillation Madden-Julian (MJO) présent sur la région Indienne. Ce mode se traduit sur l'Afrique par un signal se propageant vers l'ouest dont les phases sont principalement modulées par les ondes équatoriales de Rossby (CCER; Matthews 2004; Janicot et al. 2009a; Lavender and Matthews 2009; Pohl et al. 2009; Janicot et al. 2010a; Ventrice et al. 2011; Mohino et al. 2012).
- ✓ le mode Sahélien autour de 15 jours se propage également vers l'Ouest, régule la convection sur la bande sahélienne et est aussi associé pour un tiers environ aux ondes CCER (Janicot et al. 2010a) et la variabilité intrasaisonnière à travers le «Saharan Heat Low» (Chauvin et al. 2010; Roehrig et al. 2011).
- ✓ le mode Guinéen à 15 jours ou Quasi-Biweekly Zonal Mode (QBZD; Mounier et al. 2008) régule l'activité convective sur la côté Guinéenne, il combine un signal d'Ouest se propageant de l'Atlantique vers l'Afrique de l'Est aux ondes équatoriales de Kelvin («CCEK»), mais se caractérise aussi par une phase stationnaire d'environ 4 jours sur la Côte Guinéenne. Il est avéré que tous ces modes sont aussi en partie contrôlés par les couplages surface-atmosphère (Maloney and Shaman 2008; Taylor 2008; Lavender and Matthews 2009). Ils peuvent également avoir un impact conséquent sur la mise en place de la mousson d'été (caractérisé par un saut vers le nord de ZCIT en fin juin, Sultan and Janicot 2003b; Maloney and Shaman 2008; Janicot et al. 2008).
- ✓ à l'échelle synoptique, il a été mis en évidence la présence non seulement des ondes d'Est africaines, mais aussi d'ondes équatoriales de Kelvin (de périodicité entre 4 et 6 jours). Quoique moins fréquentes que les ondes d'Est, elles ont un impact similaire sur la convection et les précipitations (Mounier et al. 2007a; Mekonnen et al. 2008; Ventrice et al. 2012a,b; Ventrice and Thorncroft 2013).

La variabilité intrasaisonnière doit à priori être au moins aussi forte au cours des autres saisons de l'année lorsque la ZCIT est au dessus de l'équateur (favorisant les interactions entre la dynamique équatoriale et la convection ; voir section 1.3). Nguyen et al. (2011) ont étudié la nature et la variabilité de la mise en place des pluies de printemps dans le golfe de Guinée. Ils montrent que la mise en place et la fin des pluies printanières dépendent des variations de températures de surface de mer entre la côte guinéenne et l'équateur. Cependant jusqu'à présent, très peu d'études ont porté sur la région d'Afrique de l'ouest et centrale en dehors de la saison d'été boréal.

- ➡ A l'échelle synoptique, Nguyen and Duvel (2008) ont mis en lumière au dessus de l'Afrique équatoriale, une intense activité convective de périodicité comprise entre 3 et 6 jours. Ce comportement est le plus marqué (pics prononcé à 5-6 jours) en Mars et

Avril, lorsque la ZCIT se déplace vers le nord et traverse l'équateur. Les caractéristiques horizontale et verticale associées sont similaires à celles des ondes CCEK, bien que celles-ci ne semble pas expliquer entièrement le signal observé. Laing et al. (2011) confirment l'impact des ondes CCEK sur l'activité des SCM.

- Pour la moyenne échelle, l'existence d'un pic significatif de variabilité de l'ordre de 15 jours a été montré mais il n'a pas été davantage analysé (Maloney and Shaman 2008; Nguyen and Duvel 2008). Au cours des analyses des mécanismes par lesquels la mise en place, à partir du printemps, de la langue d'eau froide peut influencer la mousson africaine durant l'été, Coëtlogon et al. (2010), puis Leduc-Leballeur et al. (2011) et Leduc-Leballeur et al. (2013) ont mis en lumière l'impact de cette gamme de variabilité sur l'activité pluvieuse au dessus du Golfe de Guinée durant le printemps (de Mars à Juin). Cette fluctuation est induite par la présence d'une boucle rétroactive (de période 15 jours) entre le vent et la température de surface de mer. La baisse de la température de surface au niveau de l'équateur amplifie le gradient de pression au travers de l'équateur. En effet, la circulation méridienne décrit une divergence (convergence) des vents de surface au niveau de l'équateur (de la côte guinéenne), ce qui entraîne un renforcement des vents de sud au nord de l'équateur. Cela a pour conséquence d'accroître la subsidence au dessus de l'équateur tout en renforçant l'activité convective au dessus du golfe de Guinée.

- Pour l'analyse de la variabilité de grande échelle, Gu and Adler (2004) ont mis en évidence, dans le golfe de Guinée en Mai Juin, une dominance statistique de signaux synoptiques et intrasaisonniers se propageant vers l'Est, mais les structures spatiales associées n'ont pas été étudiées. Le signal MJO sur la région Afrique de l'Ouest et Atlantique au cours du printemps a été étudiée plus en détails par Gu (2009) et Maloney and Shaman (2008). Il apparaît un signal convectif se propageant vers l'Est avec une amplitude maximale près du golfe de Guinée et dans la ZCIT, laissant penser que dans la région, la variabilité de l'activité convective est une réponse à la MJO et contribue probablement à sa propagation, vers l'Est (Tomaziello et al. 2016). Se focalisant sur le signal MJO au dessus de l'Afrique Centrale, Sandjon et al. (2012) a mis en lumière trois modes de propagation vers l'est sur le nord du Congo, le sud de l'Éthiopie et le sud-ouest de la Tanzanie respectivement. Même si sur l'ensemble de la région, le signal MJO et les structures associées prédominent lors des événements convectifs forts Sandjon et al. (2014a), l'impact des ondes équatoriales de Rossby (CCER) n'est pas à négliger d'autant plus qu'elles contribuent grandement à la convection sur la partie ouest du bassin Atlantique (Yu et al. 2012). L'analyse de variabilité interannuelle de l'amplitude des signaux de cette gamme d'échelle met en évidence sur la région Afrique Centrale une variation inverse à celle des valeurs de l'indice ENSO (Sandjon et al. 2014b).

1.2.4 Les sources de prévisibilité de la variabilité intrasaisonnière

La prévision à l'échelle intrasaisonnière est d'une importance capitale pour la planification des activités dans plusieurs secteurs socio-économiques. L'intérêt pour cette gamme d'échelle vise dans un premier temps à remplir le vide existant entre la prévision météorologique et la prévision climatique de l'échelle saisonnière à l'échelle interannuelle (Doblas-Reyes et al. 2013; Vitart et al. 2012). Le but premier est de parer au mieux aux impacts induits par les modulations pluviométriques sur la gestion des ressources en eau, la santé, la sécurité alimentaire et les rendements agricoles (Sultan et al. 2005). Concernant le secteur agricole en Afrique, ces dernières années, on assiste à une demande croissante du raffinement du calendrier agricole avec des informations précises, dont la date effective du démarrage de la saison culturale et surtout l'avènement et la durée des phases de pause d'activité pluvieuse. La fourniture à l'avance, de ces informations repose sur la connaissance de précurseurs météorologiques et climatiques susceptibles de les induire. Ceux-ci sont le plus souvent d'échelles variées mais présentent les caractéristiques suivantes à prévoir : un timing, une intensité, une fréquence et une durée (Vitart et al. 2012; Srinivasan et al. 2011).

Les «sources de prévisibilité» sont associées aux processus régissant, à plus ou moins long terme le système couplé atmosphère- océan-surface continentale. Elles se regroupent en trois ensembles principaux :

- ✓ La variabilité naturelle, faisant référence aux propriétés quasi-oscillatoires, propagatives ou non du système climatique. Il est question ici de sources présentant des phases positives et négatives et se caractérisant par des interactions dynamiques à travers le système atmosphérique. Dans cette catégorie on retrouve par exemple la MJO, et les ondes équatoriales couplées à la convection (voir Section 1.3).
- ✓ Les processus à variations lentes : il s'agit de variations lentes par rapport aux conditions météorologiques. Au nombre de celles-ci, on trouve les variations d'humidité du sol et des conditions océaniques (anomalie de température de surface de mer liées à l'ENSO ou à l'Oscillation du Dipôle Indien par exemple). Ces sources proviennent de toute anomalie dans l'état initial d'une des composantes du système terrestre, dont l'échelle de temps typique d'évolution est similaire à la prévision cible. Ces anomalies mémorisent l'état initial et introduisent de l'inertie dans l'évolution du système.
- ✓ Le forçage externe : il s'agit de processus suffisamment importants pour avoir des impacts régionaux et globaux et pouvant durer plusieurs mois au moins. Ces sources regroupent les éruptions solaires et volcaniques, et aussi les facteurs anthropogéniques de gaz à effet de serre.

1.3 Activité des ondes équatoriales atmosphériques

1.3.1 Détection :

De nombreuses études ont montré le lien entre les échelles spatio-temporelles de l'activité convective et la circulation atmosphérique. Elles vont des échelles des systèmes convectifs de méso-échelle à l'échelle planétaire. A la différence des moyennes latitudes, où la théorie quasi-géostrophique permet de décrire l'écoulement et d'expliquer les phénomènes à l'échelle synoptique, la dynamique atmosphérique de la zone équatoriale se caractérise par des structures se propageant vers l'est ou vers l'ouest. Si cette différence entre latitudes moyennes et tropicales est en partie imputable à l'inégale répartition du bilan radiatif, elle découle de processus complexes intégrant entre autre la variation méridionale du paramètre de Coriolis f .

Se basant sur une analyse d'échelle, Charney (1963) a montré que dans les régions équatoriales la diminution de la valeur du paramètre de Coriolis a tendance à réduire le couplage entre les différentes couches de l'atmosphère. En réponse à la baisse de ce couplage et du fait des faibles gradients horizontaux de température, les dépôts de chaleur latente deviennent la principale source d'énergie intensifiant de ce fait la convection profonde. L'autre conséquence de cette baisse est le piégeage des ondes atmosphériques au niveau de l'équateur. Ces ondes dites convectives, du fait des perturbations qu'elles induisent dans les développements nuageux, se propagent soit vers l'est, soit vers l'ouest. Elles ont des propriétés similaires à celles prévues par la théorie de Matsuno (1966) dans l'analyse des mouvements quasi-géostrophiques au niveau de la bande équatoriale. Considérant l'atmosphère comme une couche mince (d'épaisseur h_e) de fluide dans un β -plan, cette théorie dite du shallow water met en lumière l'existence d'ondes solution de la relation suivante :

$$\frac{\sqrt{gh_e}}{\beta} \left(\frac{\omega^2}{gh_e} - k^2 - \frac{k}{\omega} \beta \right) = 2n + 1, \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (1.1)$$

où β représente le gradient méridien du paramètre de Coriolis. g est l'accélération de la pesanteur, k et n les nombres d'ondes zonal et méridien respectivement, ω est la pulsation ou fréquence de l'onde.

Les solutions de cette équation décroissent au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'équateur. Représentées à la figure 1.11, celles-ci se classent en quatre grandes familles dont les expressions sont obtenues après certaines approximations et considérations. Ainsi :

▮ pour $n = -1$, la relation 1.1 devient :

$$\frac{\omega}{k} \simeq \sqrt{gh_e} \quad (1.2)$$

Cette relation caractérise un écoulement purement zonal typique des ondes de Kelvin se propageant vers l'Est. La structure horizontale de cette solution représentée à la figure 1.12.a indique que l'onde associée est symétrique par rapport à l'équateur qui lui sert aussi d'axe de propagation.

► pour $n = 0$, on a :

$$\omega_{n=0} \simeq k\sqrt{gh_e} \left[\frac{1}{2} \pm \frac{1}{2} \left(1 + \frac{4\beta}{k^2\sqrt{gh_e}} \right)^{1/2} \right] \quad (1.3)$$

caractéristique des ondes Mixtes Rossby-Gravité (MRG) dont la structure horizontale est représentée à la figure 1.12.e. Encore connues sous le nom d'ondes de Yanai, ces ondes sont asymétriques par rapport à l'équateur et se propagent vers l'est (l'ouest) pour les racines positives (négatives).

► pour les signaux de basses fréquences, le terme $\frac{\omega^2}{gh_e}$ est négligeable et la relation 1.1 devient :

$$\omega_{Rn} \simeq \frac{-k\beta}{k^2 + (2n + 1)\beta/\sqrt{gh_e}} \quad (1.4)$$

dont les solutions sont les ondes de Rossby équatoriales représentant des signaux se propageant vers l'ouest (les ondes correspondantes ont des nombres d'ondes négatifs). Leur structure horizontale est donnée à la figure 1.12.b. Structurellement différentes des ondes de Kelvin, elles sont symétriques par rapport à l'équateur, mais se caractérisent par des anomalies convectives se propageant suivant deux axes localisés de part et d'autre de l'équateur.

► pour les signaux de hautes fréquences, le terme $\frac{k\beta}{\omega}$ est négligeable et la relation 1.1 devient :

$$\omega_{IG} \simeq \pm \left[(2n + 1)\beta\sqrt{gh_e} + k^2gh_e \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1.5)$$

caractérisant les ondes d'inertio-gravité dont le sens de propagation est fonction du signe de la racine. Les racines positives caractérisent les ondes se propageant vers l'est (EIG, voir figure 1.12.d), tandis que les racines négatives caractérisent les ondes se propageant vers l'ouest (WIG1 et WIG2, voir figures 1.12.c et 1.12.f respectivement).

Il est aujourd'hui avéré que l'activité convective dans la bande équatoriale est fortement modulée par la présence de ces ondes atmosphériques. En effet, dans leurs analyses spectrales des structures de convection profonde de la région équatoriale, Wheeler and Kiladis (1999) ont mis en lumière des pics spectraux sur les courbes de dispersions correspondant aux ondes identifiées par la théorie de Matsuno. Ainsi l'existence du couplage entre l'activité convective et les ondes de Kelvin sur l'océan indien et sur le Pacifique a été analysé avec succès par Wheeler et al. (2000) et Straub and Kiladis (2002, 2003) respectivement. Dans leurs travaux, Wheeler et al. (2000) ont également mis en lumière le rôle joué par les ondes MRG et Rossby

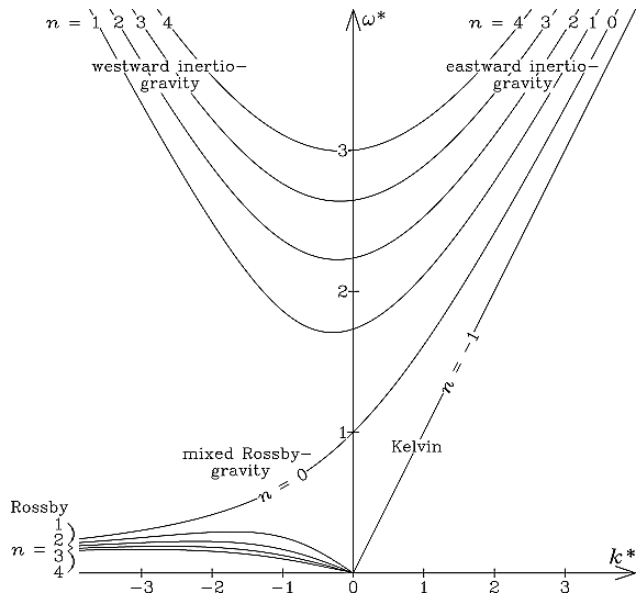


FIG. 1.11 – Courbes de dispersion des ondes équatoriales représentant la fréquence $\omega^* \equiv \frac{\omega}{(\beta\sqrt{gh_e})^{1/2}}$ en fonction du nombre d'onde $k^* \equiv \frac{k}{(\sqrt{gh_e}/\beta)^{1/2}}$. Les nombres d'ondes négatifs ($k^* < 0$) caractérisent les systèmes se propageant vers l'ouest, tandis que ceux positifs correspondent à ceux se propageant vers l'est. Source Matsuno (1966).

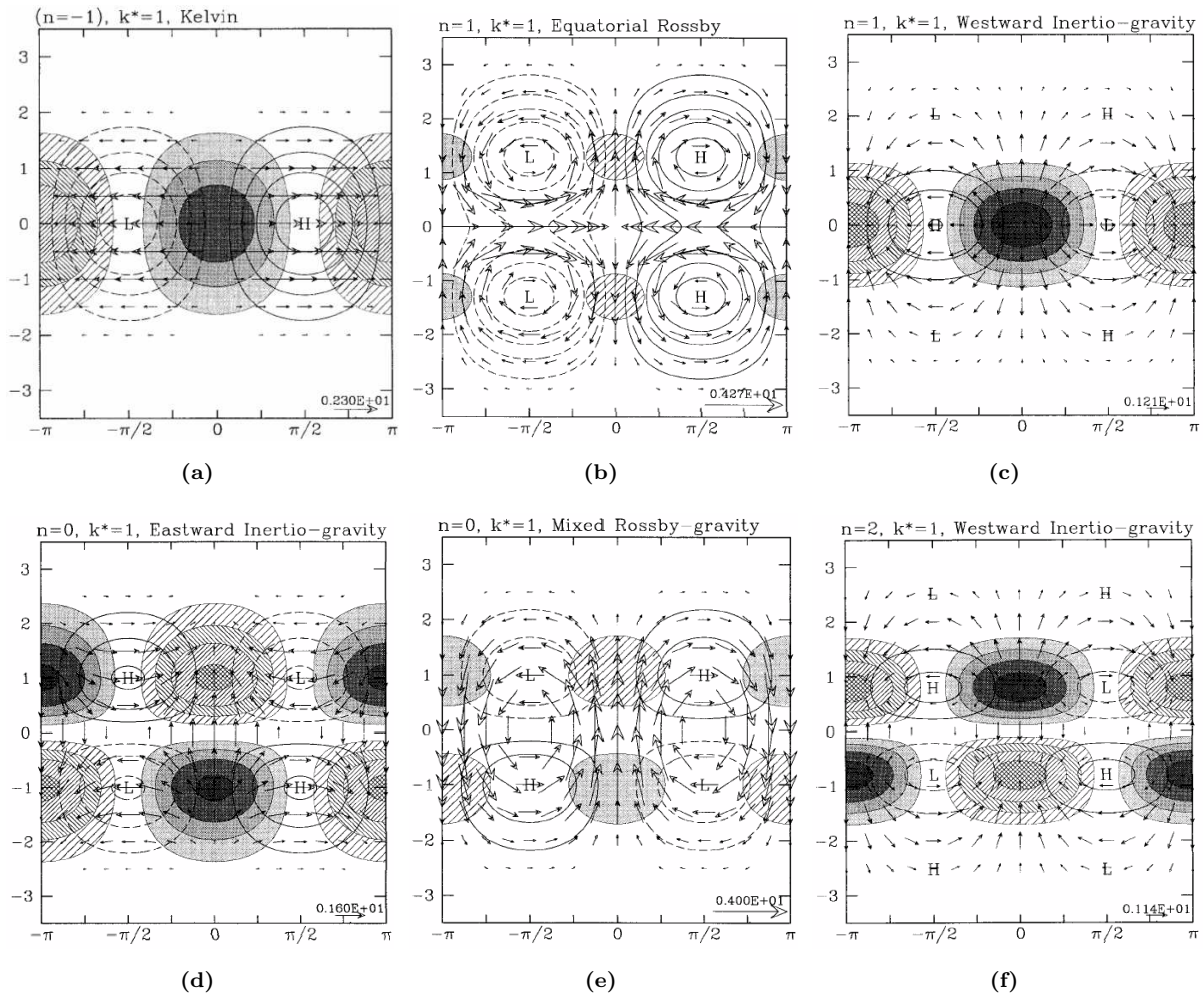


FIG. 1.12 – Structure horizontale théorique des familles d'ondes Equatoriales Convectives solutions du modèle en eau peu profonde dans le plan β . Les zones hachurées et ombrées indiquent respectivement les zones de convergence et de divergence. Les contours (pointillés/pleins) vides représentent les valeurs (négative/positive) du géopotential. L'échelle des vecteurs est indiquées sur chacune des figures. Chacune des grandeurs représentées est sans dimension. Source Wheeler et al. (2000).

équatoriales dans la modulation de la convection au dessus du Pacifique.

1.3.2 Couplage avec l'activité convective sous les tropiques :

De nombreux travaux ont eu pour objectif de décrire les mécanismes et l'impact du couplage entre la convection et la dynamique des ondes équatoriales. Résumées dans Kiladis et al. (2009), les principales théories expliquant le rôle de la convection dans l'activité des ondes équatoriales sont les suivantes :

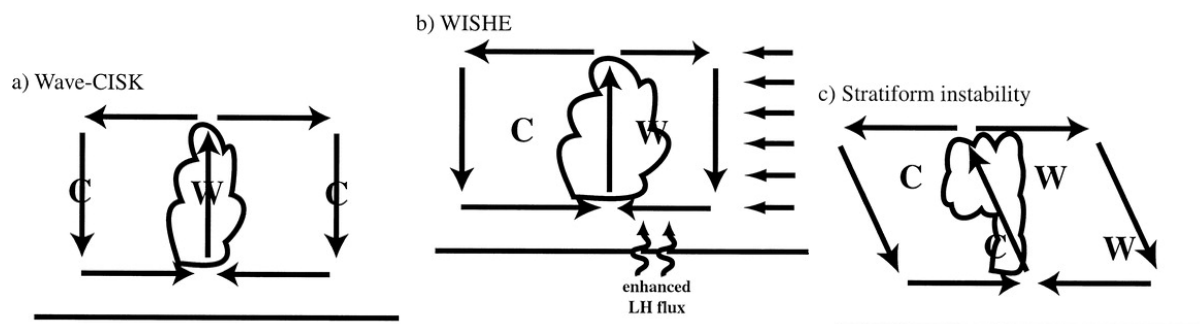


FIG. 1.13 – Coupe Longitude-Altitude illustrant les possibles mécanismes d'amplification pour le premier mode barocline de l'onde de Kelvin : (a) wave-CISK, (b) WISHE, and (c) l'instabilité stratiforme. Sont représentées en vecteurs soit les flux de surface et l'anomalie de vent. On y retrouve également les structures nuageuses associées à chacune des situations. Les lettres **W** et **C** caractérisent des anomalies chaude et froide respectivement. Source Straub and Kiladis (2003).

✓ L'instabilité conditionnelle de seconde espèce (wave-CISK) :

Elle a été utilisée par Charney (1963) et par Charney and Eliassen (1964) pour expliquer la formation des cyclones tropicaux. Il s'agit de l'hypothèse selon laquelle la présence de l'onde est responsable du déclenchement de la convection profonde dans une zone de convergence de basse couches. Pour aller plus loin, il s'agit de la théorie selon laquelle la modulation de l'instabilité convective se fait par l'interaction entre le chauffage local et la circulation de grande échelle. En particulier, si la convection profonde est déclenchée dans une région de convergence (humide) des basses couches, la chaleur latente associée à la convection induira une réponse dynamique qui renforcera la convergence, conduisant à davantage de convection profonde et donc de dépôt de chaleur latente. Cependant, d'après cette théorie la propagation des ondes devrait être plus rapide que ce qui est enregistré dans les observations. De plus elle ne répond pas à la question du mécanisme de maintien de l'onde à l'échelle planétaire.

✓ L'interaction entre les flux de chaleur à la surface et la dynamique de l'onde créant l'instabilité (WISHE) :

Il est question ici du mécanisme d'instabilité convective engendré par l'interaction entre la dynamique d'une onde équatoriale et les flux d'évaporation (Yano and Emanuel 1991; Emanuel 1993). Placé dans l'hypothèse du quasi-équilibre, la théorie stipule que la convergence des basses couches et le refroidissement adiabatique est compensé par les flux de chaleur latente. Pour un tel système, le champ de température et celui

de chaleur latente sont en quadrature de phase. Ainsi, la théorie Wave-CISK ne serait pas suffisante pour le développement des ondes équatoriales convectives. Dans un tel système, les ondes couplées ne peuvent pas se développer uniquement à partir de l'interaction entre la convection et la circulation, puisque les champs de température et de chaleur latente sont toujours en quadrature de phase. Les ondes couplées peuvent donc soit rester neutres (i.e. ni amplifiées ni affaiblies), soit amorties par la convection si celle-ci est légèrement décalée par rapport à l'ascendance, donnant un dépôt de chaleur latente dans l'anomalie froide du mode barocline. Cependant la théorie WISHE ne permet pas d'expliquer l'intensification des ondes se propageant vers l'est lorsque les vents de surface sont nuls ou sont des vents d'ouest, ou encore si les flux de surface sont plus forts à l'ouest de la convection.

✓ **L'instabilité stratiforme :**

Cette théorie prend en compte deux modes verticaux distincts, à savoir les modes baroclines convectif et stratiforme. Cette théorie décrit le mécanisme à l'origine de l'existence des régions stratiformes avec une extension horizontale plus importante que les systèmes convectifs qui les ont engendrées. L'instabilité stratiforme résulte de la corrélation positive existant entre la température et le profil de chauffage du second mode barocline (Mapes 2000). L'instabilité du second mode barocline est activée lorsque la convection est déclenchée par une réduction de l'inhibition convective (CIN). En effet, avant la mise en place de la convection profonde, le profil de température associé se caractérise par une anomalie chaude surplombant une anomalie froide. Le refroidissement de la basse troposphère à l'avant de la phase convective engendre une baisse de la CIN, conduisant à une réinitialisation de la convection. La conséquence en est une amplification du chauffage stratiforme et une corrélation positive entre les profils de température et de l'advection verticale liée au chauffage du second mode barocline. Les profils d'anomalies de circulation et de température se décalent vers l'ouest avec l'altitude, et les anomalies de température ont une structure du second mode barocline.

De nombreuses études se sont penchées sur cette dernière théorie (Mapes 2004; Raymond and Fuchs 2007; Kuang 2008), à l'aide de l'élaboration et l'analyse de modèles simplifiés. Elles ont toutes identifié l'instabilité stratiforme comme un mécanisme de base pour le couplage entre les ondes atmosphériques et la convection. Se basant sur les observations, Straub and Kiladis (2003) ont confronté les structures observées d'ondes de Kelvin au-dessus du Pacifique avec les trois principales théories de processus de couplage entre instabilité et ondes, instabilité de seconde espèce (Wave-CISK), flux de chaleur en surface induits par le vent (WISHE) et instabilité stratiforme. Ils ont montré que la théorie de l'instabilité stratiforme fournit les outils nécessaires pour comprendre la structure verticale des ondes atmosphériques de Kelvin.

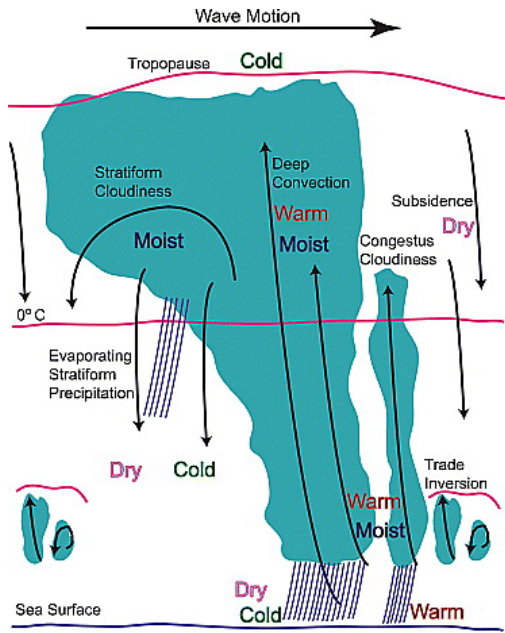


FIG. 1.14 – Coupe verticale illustrant les distributions nuageuses, de température et d’humidité associées aux ondes équatoriales convectives (valable des échelles des SCM à ceux de la MJO). Source Kiladis et al. (2009).

Données et Méthodes d'analyse

2.1 Données

2.1.1 L'activité pluvieuse

2.1.1.1 Les précipitations GPCP

Les précipitations issues du *Global Precipitation Climatological Project* (GPCP) ont été conçues sous l'égide du *World Climate Research Programme* afin de quantifier leurs distributions spatio-temporelles sur le globe. Pour nos travaux, nous avons utilisé le produit 1DD (Huffman et al. 2001), conçu en fusionnant les observations microonde et infrarouge d'estimation de précipitation des satellites (géostationnaires et défilants) et les données recueillies par les pluviomètres au sol. Les données utilisées ici couvrent tout le globe avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$, sur la période du 11-10-1996 au 01-08-2009. Notre période d'intérêt s'étend de 1997 à 2008, soit 12 ans.

2.1.1.2 Les précipitations TRMM

La Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) est une mission conjointe NASA et JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) ayant pour but le suivi et l'étude des pluies tropicales et subtropicales. Celle-ci est basée sur l'exploitation du satellite de même nom (lancé le 27 Nov 1997), placé sur une orbite répétitive d'altitude 350 km, d'inclinaison 35° . Les informations glanées des capteurs embarqués (PR : radar de précipitation, TMI : imageur micro-ondes, et VIRS : Scanneur Infrarouge Visible), permettent d'avoir une vision exceptionnelle des événements pluvieux. Le produit TRMM-3B42 (Huffman et al. 2007), est élaboré au moyen d'un algorithme combinant les informations recueillies par les instruments embarqués (PR et TMI) et les observations infrarouge fournies par les satellites géostationnaires et héliosynchrones. De plus, de par sa haute résolution spatio-temporelle ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$, toutes les 3 heures), ce produit offre la garantie d'être un des meilleurs jeux de données de précipitation. Il a notamment été montré qu'en Afrique, tant à l'échelle synoptique que journalière, il est en bon accord avec les observations in situ (Roca et al. 2010). La période retenue dans cette thèse couvre les années de 1998 à 2010.

2.1.2 Le suivi de l'activité convective

2.1.2.1 Les observations satellites de l'OLR de la NOAA

Il s'agit de l'un des produits phares, ayant fait ses preuves pour les études climatologiques de la convection profonde. L'OLR (*Outgoing Longwave Radiation*, en W/m^2) est l'estimation, au sommet de l'atmosphère (TOA), du rayonnement infrarouge émis par le système Terre-Atmosphère. Sa grandeur est fonction des caractéristiques de la surface, de la nébulosité, de la concentration des aérosols et de la vapeur d'eau présente dans la colonne atmosphérique. Par ciel "clair", l'atmosphère est transparente et la valeur mesurée est forte (plus de $300 W/m^2$) et "directement" liée aux propriétés (température) de la surface (chaude). Par ciel nuageux, les valeurs sont plus faibles et sont en lien étroit avec le sommet (froid) des nuages. Sous les tropiques, cette mesure est essentiellement fonction de la qualité du couvert nuageux et particulièrement sensible à la présence de nuages à fort développement vertical. Les faibles valeurs caractérisant la présence d'un sommet froid signe une activité convective importante d'où l'intérêt de l'utiliser comme proxy de l'activité convective. Depuis 1974, les mesures d'OLR sont effectuées deux fois par jour par les satellites à orbite polaire TIROS-NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Ces données disponibles à l'échelle journalière, couvre l'ensemble du globe et sont spatialisées depuis Septembre 2014 sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ (Lee et al. 2014). Mais nous avons utilisé la version antérieure spatialisée sur une grille de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Liebmann and Smith 1996) et couvrant la période de 1979 à 2010.

2.1.2.2 Les données haute fréquence de température de brillance CLAUS

Il s'agit des mesures de température de brillance (T_b , en $degK$) de la Terre fournies par le projet CLAUS (*Cloud Archive User Service*). Ce projet a été mis sur pied avec pour objectifs, de produire les images de la Terre dans la fenêtre Infrarouge thermique ($10.5-12.5 \mu m$) et aussi de tester la possibilité d'utiliser celles-ci pour la validation des modèles de Circulation Générale. Ces images sont issues de la combinaison des observations (dans le canal IR : $10 \mu m$) d'un ensemble de satellites météorologiques opérationnels geostionnaires (NOAA, GOES, Meteosat, GMS, MTS, FY-2C et INSAT) participant à l'*International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP). Il s'agit de données de résolution spatiale $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, pour une résolution temporelle de 3 heures (Hodges et al. 2000). Disponibles du 01-07-1983 au 01-06-2006, ces données ont les mêmes propriétés que l'OLR et sont généralement indicateur de la température du sommet des nuages. Les valeurs faibles sont généralement associés aux nuages à sommet froid caractérisant l'occurrence de convection profonde, les fortes valeurs signent la présence de nuages bas et/ou un ciel clair. Notre intérêt portera sur les moyennes journalières et couvrira les années 1984 à 2005.

2.1.2.3 Les données d'observation du couvert nuageux de l'ISCCP

Dans notre étude nous nous proposons de produire la qualité du couvert nuageux en lien avec les phases des modes principaux de variabilité intrasaisonnière. Nous nous servirons des données de l'*International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) qui est un pôle d'activité de la World Climate Research Program (WCRP) dont la mission première est de comprendre comment la couverture affecte le bilan radiatif de la Terre (Schiffer and Rossow 1983). Démarré en juillet 1983, les données de l'ISCCP fournissent toutes les 3h un diagnostic global du couvert nuageux. Elles fournissent des informations climatologiques sur les propriétés physiques du couvert nuageux. Ces informations comportent entre autres le taux d'occurrence nuageuse, le niveau de pression du sommet et l'épaisseur optique du nuage. Ces informations sont possibles par le fait que les algorithmes de traitement des observations combinent les images radiométriques recueillies par une constellation internationale de satellites météorologiques à orbite géostationnaire (Meteosat, GMS) et polaire (GOES, NOAA). Les fenêtres spectrales utilisées sont le visible (Vis : 0.6 μm), l'infrarouge (IR : 11 μm) et le proche infrarouge (PIR : 3.5 μm) permettant l'observation en tout temps et tout lieu (Rossow and Schiffer 1999).

Dans le cadre de notre étude, nous nous intéressons principalement à la série "D" des produits ISCCP dont les particularités sont décrites par Rossow and Schiffer (1999). Elle se décline en trois versions DX, D1 et D2. Cette série diffère des précédentes du fait qu'elle s'appuie sur de meilleurs algorithmes de calcul et de calibration, un modèle radiatif et une détection des cirrus améliorée. Le tableau 2.1 donne un aperçu de la classification nuageuse fournie par les données de la série "D". Les produits DX contiennent les archives des observations

TABLE 2.1 – Classification nuageuse tirée de la serie "D" des données de l'ISCCP (?).

Etage Atmosphérique	Nom du Nuage	Pression au sommet du nuage	Epaisseur optique du nuage
Bas	Cumulus	> 680	≤ 3.55
	Stratocumulus		3.55 - 22.63
	Stratus		> 22.63
Moyen	Alto cumulus	440-680	≤ 3.55
	Altostratus		3.55 - 22.63
	Nimbostratus		> 22.63
Haut	Cirrus	≤ 440	≤ 3.55
	Cirrostratus		3.55 - 22.63
	Convection Profonde		> 22.63

tri-horaires dérivées de chacun des satellites sur une grille horizontale de 30 km/pixel. Les versions D1 et D2 (280 km/pixel) sont tirées des produits DX et représentent les statistiques journalière et mensuelle respectivement. Le produit D1 est le mieux adapté pour les analyses de la composition nuageuse en lien avec les phases des modes de variabilité saisonnière.

Ici, n'étant pas intéressé par la composition ou la classe spécifique du couvert nuageux, nous nous focalisons uniquement sur les aspects macroscopiques (altitude d'occurrence et épaisseur optique). Ainsi, quatre grandes catégories ont été retenues et le tableau 2.2 en donne les grands traits. On parlera ainsi de nuages de l'étage bas («LOW», soit Cumulus, Stratus et

Stratocumulus), de l'étage moyen («MID», soit Altocumulus, Altostratus et Nimbostratus), de nuages fins de l'étage supérieur («CIR», soit Cirrus et Cirrostratus) et de ceux à forte extension verticale associé à la convection profonde («DC», soit Cumulonimbus). La période temporelle retenue va de 1984 à 2009.

TAB. 2.2 – Classes nuages retenus dans le cadre de cette thèse.

Classe Nuageuse	Type de Nuages	Pression au sommet du nuage	Epaisseur optique du nuage
LOW	Cumulus	> 680	≤ 3.55
	Stratocumulus		3.55 - 22.63
	Stratus		> 22.63
MID	Altocumulus	440-680	≤ 3.55
	Altostratus		3.55 - 22.63
	Nimbostratus		> 22.63
CIR	Cirrus	≤ 440	≤ 22.63
	Cirrostratus		≤ 22.63
DC	Convection Profonde	≤ 440	> 22.63

2.1.3 Les données de réanalyses numériques : ERAI

La réanalyse numérique consiste à retraiter les données d'observation, couvrant une période historique étendue, en utilisant un système d'analyse cohérent, pour produire un ensemble de données qui peut être utilisé pour des études météorologiques et climatologiques. En effet, les données précédentes étant utiles pour détecter les modes de variabilité, il est nécessaire de comprendre les structures atmosphériques et mécanismes les régissant. La mise en lumière de la circulation atmosphérique qui leur est associée exige d'avoir à disposition les informations historiques associées. Pour ce faire, des systèmes d'assimilation de données (en provenance des réseaux d'observations) sont généralement associés à des modèles numériques de climat. Ce sont des modèles capables de "reproduire" le comportement physico-dynamique de l'atmosphère et donc de retranscrire la structure multidimensionnelle de l'atmosphère, ce qui en fait une base inestimable pour l'étude et la compréhension du système climatique. Grâce au système d'assimilation, ils combinent les données, issues de sources diverses, pour produire des champs atmosphériques temporellement et spatialement cohérents sur une longue période. Il est à noter que le produit de réanalyse est fortement dépendant du modèle utilisé pour l'élaborer, c'est la raison pour laquelle on a recours aux modèles figés (en terme de paramétrisations) sur l'ensemble de la période de simulation. Il dépend aussi des biais des systèmes d'observation, du fait non seulement de leurs constantes améliorations mais aussi de leur couverture géographique. En effet l'avènement des observations satellite depuis les années 1970, permet de produire des réanalyses de meilleure qualité. Ce label de qualité varie selon les latitudes considérées et selon que l'on se trouve sur le continent ou sur l'océan. De très bonne qualité aux latitudes tempérées (où la densité des observations est forte), les réanalyses sont moins contraintes et de moins bonne qualité sous les tropiques et au dessus

des océans où les observations in situ sont moins nombreuses et plus aléatoires.

Il existe plusieurs produits de réanalyses mis à disposition par différents centres, parmi ceux-ci les plus largement utilisés sont : les réanalyses NCEP/NCAR, les réanalyses ECMWF (ERA-Interim, ERA-40, ...), les réanalyses MERRA et CSFR, les réanalyses JRA-25 de la Japan Meteorological Agency. Dans la suite nous ne parlerons que de celles qui ont été utilisées pour nos travaux à savoir les réanalyses ERA-Interim de l'ECMWF.

S'appuyant sur les acquis du projet ERA-40 (Uppala et al. 2005), le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT ou *ECMWF*) produit la réanalyse ERA-Interim (Dee et al. 2011). Démarrant initialement à 1989, ERA-Interim est actuellement disponible de 1979 à nos jours. Sa production est basée sur le système 4D-Var (contre 3D-Var pour ERA-40) permettant l'assimilation d'un plus grand nombre d'observations. Disponible par pas de 6 heures sur une grille régulière de résolution $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ et sur 31 niveaux verticaux, notre intérêt porte essentiellement sur les valeurs quotidiennes de ce jeu de données. La période retenue dans le cadre cette thèse couvre les années de 1979 à 2010.

2.1.4 Les produits de prévision : TIGGE

Les produits TIGGE (*THORPEX Interactive Grand Global Ensemble*) sont issus de la base de données en accès libre mise sur pied, par 10 centres de prévisions opérationnelles, dans le but de favoriser le développement des techniques de prévisions probabilistes de phénomènes météorologiques à fort impact (Bougeault et al. 2010). Elle constitue la plate forme d'archivage de THORPEX (*The Observing System Research and Predictability Experiment*), programme de recherche international de l'OMM dont le but est l'amélioration de la fiabilité et l'utilisation des prévisions de 1 jour à deux semaines. La mise en place de cette base de donnée, décidée en Mars 2005 au cours d'un atelier organisé par le CEPMMT (voir Richardson 2014, pour le compte rendu), vise les objectifs suivants :

- ▀ développer de nouvelles méthodes pour pouvoir combiner les prévisions d'ensembles issues de différentes sources et en corriger les erreurs systématiques ;
- ▀ Réussir à comprendre les erreurs de prévisions du fait de l'impact de la qualité de l'observation, des conditions initiales et des incertitudes des modèles.
- ▀ Explorer la faisabilité et le bénéfice à tirer pour un système d'ensemble en réponse aux variations dynamiques d'incertitudes ;
- ▀ Evoluer vers un système opérationnel de prévision mondiale : Le *Global Interactive Forecast System (GIFS)*.

Les données de prévisions constituant la base TIGGE sont fournies par les 10 centres opérationnels représentant les leaders en la matière à savoir (et par ordre alphabétique) : le Australian Bureau of Meteorology (BOM), la Chinese Meteorological Administration (CMA), le Canadian Meteorological Centre (CMC), le Centre for Weather Forecasts and

Climate Studies in Brazil (CPTEC), le European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), la Japan Meteorological Agency (JMA), La Korean Meteorological Administration (KMA), Le Centre National de Recherches Météorologique (Météo-France), le US National Center for Environmental Prediction (NCEP), et le United Kingdom Meteorological Office (UKMO).

Le Tableau 2.3 présente les spécificités des données fournies par chacun des centres pour alimenter la base commune. Il faut noter qu'elles doivent satisfaire les critères suivants :

- ▀ être fournies en opérationnel ie les prévisions d'ensembles sont faites tous les jours ;
- ▀ être globales ie les prévisions doivent couvrir tout le globe ;
- ▀ l'échéance de prévision doit être d'au moins 10 jours.

TAB. 2.3 – Caractéristiques des dix modèles constituant la base de donnée TIGGE. La liste des caractéristiques fournies ici n'étant pas exhaustive, voir le site web <http://tigge.ecmwf.int/models.html> pour plus d'informations complémentaires les données et procédures spécifiques à chacun des centres.

Centre	Nbre de membre	Méthode de perturbation	Résolution spatiale	Echéance de prévision (jours)	Nbre de simulation par jour (UTC)	Nbre de Niveaux Verticaux	Dans la base TIGGE depuis (/Jusqu'à)
BoM	33	Singular Vectors	1.5° X 1.5°	10	2 (00/12)	19	3 Sep-07 (/Jul-10)
CMA	15	Bred Vector	0.56° X 0.56°	10	2 (00/12)	31	15 May-07
CMC	21	Ensemble Kalman Filter	0.6° X 0.6°	16	2 (00/12)	28	3 Oct-07
CPTEC	15	EOF-based Perturbation	N96 (≈1.0°X1.0°)	15	2 (00/12)	28	1 Feb-08
ECMWF	51	Singular Vectors	N200 (≈0.5°X0.5°)	15	2 (00/12)	62	1 Oct-06
JMA	51	Singular Vectors	0.38° X 0.38°	9	2 (00/12)	40	1 Oct-06
KMA	16	Breeding Method+factor rotating, jusqu'en Nov 2010; puis, Ensemble Transform Kalman Filter	0.35° X 0.35°	10.5	2 (00/12)	40	28 Dec-07
MF	35	Singular Vectors	1.5° X 1.5°	4.5	2 (06/18)	62	25 Oct-07
NCEP	21	Ensemble Transform with Rescaling	1.0° X 1.0°	16	4 (00/06/12/18)	28	5 Mar-07
UKMO	24	Ensemble Transform Kalman Filter	0.45° X 0.45°	15	2 (00/12)	38	1 Oct 06

BoM : Bureau of Meteorology(Australie); **CMA** : China Meteorological Administration (Chine); **CMC** : Canadian Meteorological Centre (Canada); **CPTEC** : Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (Brésil); **ECMWF** : (International); **JMA** : Japan Meteorological Agency (Japon); **KMA** : Korea Meteorological Administration (Corée du Sud); **MF** : Météo France (France); **NCEP** : National Centers for Environmental Prediction (États Unis d'Amérique); **UKMO** : United Kingdom Meteorological Office (Royaume Uni).

Le nombre de membres de l'ensemble varie d'un modèle à l'autre, et pour chacun d'eux des méthodes de perturbations des conditions initiales spécifiques ont été utilisées. Du fait des résolutions (horizontale et verticale) variées, auxquelles s'ajoutent les différences aussi bien dans les échéances de prévision que la fréquence de prévision, la production de ces prévisions

par les différents centres exige des ressources importantes avec un impact considérable sur la performance des modèles (Buizza 2005). Toutes sont archivées sur trois serveurs centraux localisés au Centre Européen (ECWMF), en Chine (CMA) et aux Etats-Unis au NCAR (National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, US). Nous nous sommes servis ici de celles de l'ECMWF, en accès libre pour des fins de recherches. L'accès est conditionné à l'enregistrement en tant que *tiggeuser* sur le portail TIGGE de l'ECMWF (<http://tigge.ecmwf.int>).

Dans le cadre de cette thèse, nous nous servons des prévisions TIGGE pour analyser et évaluer la prévisibilité des modes principaux de variabilité des activités convective et pluvieuse mise en évidence au dessus du golfe de Guinée. Les principaux champs retenus sont la pluie, le vent (à 850 et 200 hPa), le géopotential (850 hPa), le potentiel de vitesse à 200 hPa et le rayonnement thermique au sommet de l'atmosphère. Pour mener à bien cette évaluation et produire des scores probants nous avons opté pour une couverture temporelle la plus grande possible et couvrant les observations et les prévisions. Au moment de nos analyses, celle-ci s'étendait de 2008 à 2012 pour des échéances de prévisions d'au moins 10 jours. Toutes les données ont été récupérées sur une grille horizontale commune de résolution $1^\circ \times 1^\circ$ et ramenées pour certaines à $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ pour correspondre aux observations.

Les contraintes imposées par la couverture temporelle et aussi par la longueur minimale de l'échéance ont conduit à ne pas pouvoir prendre en compte les prévisions de trois centres (BoM, KMA et MF ; surlignés en gris dans le tableau 2.3). L'échéance des prévisions MF n'est pas assez longue, les prévisions BoM ont cessé d'être archivées en Juillet 2010, celles de KMA ne sont pas prises en compte ici du fait du changement survenu dans la méthode de perturbation des membres. Dans la suite, les analyses sont conduites sur la moyenne de l'ensemble des membres de chacun des modèles (CMA, CMC, CPTEC, ECMWF, JMA, NCEP, UKMO). Nous avons rajouté le modèle synthétique Ens constituant la moyenne des sept modèles retenus. La plupart des modèles sont initialisés au moins deux fois par jour, nous avons choisi de faire l'évaluation des prévisions initiées à 12 heures UTC. Ainsi, pour les variables comme la pluie ou le rayonnement thermique, les valeurs journalières sont obtenues en cumulant entre 12 heures UTC le jour et 12 heures UTC le jour suivant.

2.2 Méthodes statistiques et outils numériques

Nous présentons ici des outils statistiques plus ou moins complexes ayant largement fait leurs preuves dans l'étude de la variabilité sur l'Afrique de l'Ouest. De par sa complexité, la variabilité intrasaisonnière nécessite l'emploi de méthodes permettant d'extraire et de structurer les données les plus pertinentes et de les rendre exploitables et interprétables. Les statistiques fournissent des méthodes pour extraire un signal d'un ensemble de données et le caractériser, mais c'est l'analyse et l'interprétation qu'on peut en faire ensuite qui vont lui donner un sens et une réalité. Toutefois, il est essentiel de multiplier les approches et les

méthodes, de réaliser des tests de significativité et d'y apporter une interprétation physique. Cette multiplication des méthodes a pour but pour démontrer que le signal analysé n'est pas juste un effet d'échantillonnage d'une série de taille finie, ou un artifice de la méthode statistique utilisée.

2.2.1 Calcul des anomalies

La plupart des outils que nous allons présenter dans la suite sont basés sur les champs d'anomalies des données présentées à la section précédente. L'intérêt pour les champs d'anomalies est importante, en effet ils permettent de se focaliser sur les séquences extrêmes par rapport à l'état moyen d'une situation prise à un instant donnée. L'idée générale en variabilité climatique est de calculer les écarts par rapport au cycle saisonnier. En considérant qu'une série temporelle x_t peut se mettre sous la forme $x_{y,d}$ (y et d désignent respectivement l'année et le jour de l'année), on va procéder comme suit :

1. On calcule le cycle saisonnier moyen : $\overline{x}_d^s = \frac{1}{N_y} \sum_y x_{y,d}$, avec N_y étant le nombre d'années du jeu de données.
2. On lisse le cycle saisonnier moyen \overline{x}_d^s à l'aide d'une moyenne glissante de 10 jours pour éliminer les fluctuations rapides ; on en tire le saisonnier lissé \widetilde{x}_d^s .
3. L'anomalie intrasaisonnière est calculée en retranchant le cycle saisonnier lissé des données de départ : $x'_{y,d} = x_{y,d} - \widetilde{x}_d^s$

2.2.2 Les analyses spectrales

Selon le résultat escompté on fera appel à la densité spectrale (von Storch and Zwiers 1999), la décomposition en ondelettes (Daubechies et al. 1992; Torrence and Compo 1998; Janicot and Sultan 2001; Mounier et al. 2007b), la décomposition espace-fréquence (Wheeler and Kiladis 1999).

2.2.2.1 La densité spectrale

La densité spectrale est un outil d'analyse de la répartition de la variance d'une série temporelle x_t dans les gammes de périodicité que peuvent permettre sa longueur et sa résolution temporelle. Il est donc question de représenter la répartition spectrale de l'énergie de la série $S_x(f)$ qui est telle que :

$$\int S_x(f) df = \text{Variance de } x_t \quad (2.1)$$

Il existe plusieurs méthodes pour la détermination complète de $S_x(f)$, une liste non exhaustive peut être retrouvée dans von Storch and Zwiers (1999). La méthode choisie est basée sur la décomposition en série de Fourier de la serie temporelle x_t et s'appuie sur la

FFT et la procédure de calcul (assez proche de celle utilisée dans la thèse de Roehrig (2010)) se décline comme suit :

1. Pour chaque année on fait une sélection temporelle pour ne retenir que la saison d'intérêt (par exemple MAMJ, SOND).
2. A la série correspondante on applique le *tapering*¹ (Bloomfield 2004) avec $p = 10\%$, ceci dans le but de pallier les effet de *leakage*² pouvant subvenir au moment de calcul du spectre. Ensuite, dans le cas où la série est de taille inférieure à 514, on lui applique un *zero-padding*³.
3. Le spectre de la série est obtenu par le calcul de la FFT, puis du spectre de Variance. Le périodogramme résultant est lissé (par une moyenne mobile pondéré à 21 points) et recalé sur la variance de la série temporelle.
4. On évalue ensuite la significativité du spectre, dans le but de confirmer ou infirmer la consistance des pics d'énergie mis en valeur par le périodogramme. Comme Roehrig (2010), nous avons aléatoirement généré 1000 séries (de même longueur et propriétés que la série de départ). Les spectres correspondant sont calculés et leur moyenne représente le spectre du bruit rouge (voir Gilman et al. 1963) qui servira avec les 90^e et 95^e quantiles d'étalon de significativité pour la série initiale.

2.2.2.2 L'analyse en ondelettes

Il arrive pour une série temporelle que l'on désire connaître le contenu fréquentiel à chaque pas de temps. Cela permet pour un évènement donné de connaître les fréquences des phénomènes qui l'ont engendré. Ainsi, il devient possible pour cette série à la fois de caractériser ses principaux modes de variabilité et d'avoir leurs distributions temporelles. Deux outils, tous basés sur le "fenêtrage" du signal, sont distinctement utilisés pour cet exercice : la *Windowed Fourier Transform* (WFT) et la *transformée en ondelettes* (*wavelet transform*), ou simplement ondelette.

Nous avons opté pour l'ondelette car elle permet d'accéder aux signaux transitoires alors que pour la WFT la longueur de la fenêtre reste constante durant sa translation sur la série temporelle (Daubechies et al. 1992). Il s'agit d'un outil largement utilisé et qui connaît

-
1. Multiplication de la série par la fonction de poids définie tel que :

$$\omega_p(t) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{2\pi(t-1)}{Tp} \right) & , 1 \leq t < T\frac{p}{2} \\ 1 & , T\frac{p}{2} \leq t < T(1 - \frac{p}{2}) \\ \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{2\pi(T-t)}{Tp} \right) & , T(1 - \frac{p}{2}) \leq t \leq T \end{cases}$$

2. *Leakage* : Phenomenon in which the presence of a particular harmonic component causes the transform to be non zero at other frequencies ou encore phénomène par lequel une harmonique peut être contaminée par celles qui lui sont proches.

3. On rajoute des zéros à une série jusqu'à ce que la longueur voulue soit atteinte

de nombreuses applications en géophysique (Kumar and Foufoula-Georgiou 1994) et ayant fait ses preuves en Sciences Climatiques notamment pour les études portant sur l'activité ondulatoire (Liu 1994; Gu and Philander 1995), la convection tropicale (Lau and Weng 1995) et même la mousson Ouest Africaine (Mounier et al. 2007b, 2008; Janicot et al. 2009b, 2010b). Les grandes lignes du formalisme mathématique sont développées par Daubechies et al. (1992) et resumées par Torrence and Compo (1998). Soit une série temporelle $X(t)$ (de longueur N) de pas de temps δt constant. La transformée en ondelettes du signal (considéré discrète) se définit comme la convolution de $X(t)$ par une fonction $\psi_0(t)$ et s'écrit :

$$W_t(s) = \sum_{k=0}^{N-1} X_k \psi^* \left[\frac{k\delta t - t}{s} \right] \quad (2.2)$$

avec s le coefficient d'échelle. ψ^* est la fonction conjuguée et normalisée associée à ψ_0 tel que :

$$\psi^* \left[\frac{k\delta t - t}{s} \right] = \left(\frac{\delta t}{s} \right)^{1/2} \psi_0 \left[\frac{k\delta t - t}{s} \right] \quad (2.3)$$

ψ_0 porte le nom de fonction d'ondelettes ou d'ondelette mère et doit répondre aux conditions suivantes :

- une moyenne nulle
- avoir une localisation spatio-temporelle permettant une bonne résolution temporelle et une bonne description fréquentielle.

L'obtention d'une ondelette continue nécessite de répéter la convolution, définie par la relation 2.2, N fois pour chaque échelle s . D'après le théorème de convolution qui stipule que, "*La transformée de Fourier d'une convolution de deux fonctions est un produit des transformées de Fourier de ces deux fonctions*", il est possible d'effectuer cette opération en une seule étape. Ainsi si les fonctions $X(t)$ et $\psi_0(t)$ admettent pour transformée de Fourier $\widehat{X}(\omega)$ et $\widehat{\psi}_0(\omega)$ respectivement, dans l'espace des fréquences l'équation 2.2 devient :

$$\widehat{W}_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \widehat{X}_k \cdot \widehat{\psi}^* (s \cdot \omega_k) \cdot e^{i\omega_k n \delta t} \quad (2.4)$$

où

$$\omega_k = \begin{cases} \frac{2\pi k}{N\delta t} & , k \leq \frac{N}{2} \\ -\frac{2\pi k}{N\delta t} & , k > \frac{N}{2} \end{cases}$$

La transformée en ondelettes $W_t(s)$ est obtenu par la transformée de Fourier inverse de $\widehat{W}_n(s)$ et sa forme ainsi que sa qualité dépendent du choix de l'ondelette mère $\psi_0(t)$. Il existe un grand nombre de fonctions d'ondelettes, Farge (1992) en propose une liste variée, Torrence and Compo (1998) présente celles principalement utilisées en physique du climat, à

savoir les ondelettes de Morlet, de Paul et du Mexican hat (DOG). Dans ce manuscrit nous avons opté pour l'ondelette de Morlet qui s'écrit :

$$\psi_0(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (2.5)$$

avec ω_0 égale à 6.

Cette fonction ondelette donnée par la relation 2.5 étant complexe, il en est de même pour la transformée en ondelettes, du signal $X(t)$, qui pourra être divisée en une partie imaginaire et une partie réelle. Il est alors possible de déduire l'amplitude et la phase du signal. Comme c'est l'amplitude des phénomènes oscillatoires qui nous importe, c'est le module de la transformée en ondelettes qui sera représenté et exploité.

2.2.2.3 L'analyse spectrale Espace-Temps

Également connue sous le nom d'analyse fréquence-nombre d'onde (en anglais *frequency-wavenumber analysis*), il s'agit d'un outil utile pour mettre en lumière les liens possibles entre échelles spatiales et temporelles (voir von Storch and Zwiers 1999, Chap.11). Cette technique a fait l'objet de nombreuses utilisations dans le cadre des études de variabilité atmosphérique où il était souvent question de mettre en lumière le caractère ondulatoire des perturbations météorologiques (Hayashi 1982; Wheeler and Kiladis 1999; Mounier et al. 2007b, 2008; Janicot et al. 2009b, 2010b). Son formalisme se décline comme suit, toute variable géophysique bivariée $f(x, t)$ est assimilable à une onde et peut s'écrire sous la forme :

$$f(x, t) = \sum_{k=0}^{\infty} \left(c_{kt} \cos\left(\frac{2\pi kx}{L}\right) + s_{kt} \sin\left(\frac{2\pi kx}{L}\right) \right) \quad (2.6)$$

avec L désignant la circonférence du globe pour une latitude donnée et k le nombre d'onde. Les coefficients c_{kt} et s_{kt} sont des fonction suivant donnés par :

$$c_{kt} = \begin{cases} \int_0^L f(x, t) dx & k = 0 \\ 2 \int_0^L f(x, t) \cos\left(\frac{2\pi kx}{L}\right) dx & k > 0 \end{cases}$$

$$s_{kt} = \begin{cases} 0 & k = 0 \\ 2 \int_0^L f(x, t) \sin\left(\frac{2\pi kx}{L}\right) dx & k > 0 \end{cases}$$

La réalisation de l'analyse spectrale Espace-Temps complète de $f(x, t)$ suppose non seulement une décomposition spectrale dans l'espace, c'est à dire le calcul des coefficients c_{kt} et s_{kt} , mais une analyse spectrale de la série temporelle formé par leurs covariance. La technique de calcul utilisé dans ce manuscrit est identique à celle de Wheeler and Kiladis (1999) et qui

a largement fait ces preuves (Mounier et al. 2007b, 2008; Janicot et al. 2009b, 2010b).

2.2.2.4 Technique de filtrage

Les différentes analyses spectrales décrites dans les sections précédentes permettent d'accéder aux gammes de périodes actives dans l'évolution d'un champ spatio-temporel. Ainsi, il est possible de connaître l'étendue des gammes de périodicité des phénomènes mis en jeu, de localiser les plages temporelles pendant lesquelles elles sont les plus actives et même d'avoir une idée des structures spatiales associées. Très souvent on est conduit à se focaliser sur une structure particulière dont on souhaite connaître les mécanismes et aussi avoir une idée de l'impact relatif. Ainsi, on se sert d'un filtre pour isoler le signal associé afin de le soustraire aux autres signaux. On parlera le plus souvent de filtrage spectral qui offre la possibilité d'extraire du signal brut la gamme de périodicité correspondant au signal cible. La plupart des filtres numériques rencontrés dans la littérature ont comme structure de base la décomposition en harmonique de Fourier et s'appliquent à des signaux continus, décomposables en harmoniques (combinaisons de cosinus et sinus). Ainsi le filtrage va consister à la construction d'un signal sur la base des harmoniques correspondant aux phénomènes à étudier. Les filtres fonctionnant ainsi sont construits avec comme noeud central un algorithme de calcul de FFT (Fast Fourier Transform). Parmi la multitude de méthodes existantes, dans le cadre de nos travaux nous avons opté pour le filtrage de Lanczos (Duchon 1979). Celui-ci a pour caractéristique principale l'utilisation des facteurs de poids (dit facteurs sigma) pour réduire les oscillations, dite de Gibbs, introduites lors de l'approximation d'une fonction par une somme d'harmoniques (pour le cas d'une FFT classique). Soit $x_t(t = 1, \dots, T)$ une série temporelle à filtrer, le signal cible y_t est obtenu selon la relation :

$$y_t = \sum_{p=-N}^N \omega_p x_{t-p}, \text{ pour } N < t < T-N \quad (2.7)$$

D'après Duchon (1979), la fonction de poids ω_p est définie par :

$$\omega_p = \frac{\sin(2\pi f_c p)}{\pi p} \frac{\sin(\pi p/N)}{\pi p/N}, \text{ où } N < p < -N \text{ et } 2N - 1 \text{ est le nombre de poids}$$

Dans ce manuscrit, il sera le plus souvent question de filtrage passe-bande entre les fréquences f_{c1} et f_{c2} ($f_{c1} < f_{c2}$). On aura :

$$\omega_p = \left(\frac{\sin(2\pi f_{c2} p)}{\pi p} - \frac{\sin(2\pi f_{c1} p)}{\pi p} \right) \frac{\sin(\pi p/N)}{\pi p/N}$$

Ainsi le filtre de Lanczos dépend de deux paramètres essentiels, le premier est le nombre de poids (plus ce chiffre est élevé, meilleure est la réponse du filtre) et la gamme de fréquence d'intérêt. La simplicité de calcul des poids et la qualité de la réponse donnent un attrait

préférentiel pour le filtrage Lanczos.

2.2.3 L'Analyse en Composantes Principales (ACP ou EOF) et ses variantes

La mise en lumière des modes de variabilité climatique implique l'identification des structures et l'extraction des données les plus pertinentes les caractérisant. L'analyse en composantes principales est un outil d'aide à la recherche qui répond à ce besoin. Il est utile dans le sens où son but principal est de détecter et de classier par ordre d'importance les composantes majeures du système climatique. Ainsi les composantes physiquement significatives sont celles qui apparaissent en premier dans la classification (on parle de composantes de premier ordre ou de plus fortes variances), tandis que les suivantes de faible significativité représentent souvent le bruit (on parle de composantes de second ordre). A l'ACP sont généralement associés des outils d'aide à la décision permettant de ne retenir que les composantes les plus importantes. Parfois, il arrive qu'à l'échelle des valeurs d'importance, les composantes identifiées ne soient pas trop différentes les unes des autres. On est alors obligé de faire appel à d'autres variantes de l'ACP : l'ACP-Étendue, ACP Multivariée, etc ...

2.2.3.1 Analyse en composantes principales classique

L'ACP ou *EOF*, introduite en physique de l'Atmosphère par Lorenz (1956), est l'un des meilleurs outils de synthèse et d'organisation de l'information, car il procède à la répartition de la variance d'un champ sur un nombre réduit de structures contenant le maximum de variance. D'un champ, il identifie les points d'évolution similaires conduisant ainsi à l'identification et à l'isolement des principaux modes de variabilité contenus dans le champ.

Son formalisme est basé sur la matrice variance-covariance (Σ , voir la relation (2.8)) temporelle d'une variable X (de longueur n), prise sur un domaine donné. Il s'agit d'une matrice dont les éléments de la diagonale représentent la variance des points de grille du domaine et les autres éléments définissent la covariance de toutes les paires de points de ce domaine.

$$\Sigma = \frac{1}{n-1} X X^T \quad (2.8)$$

Σ est symétrique et donc diagonalisable :

$$\Sigma = U \lambda^2 U^T \quad (2.9)$$

avec, U matrice orthogonale des vecteurs propres de Σ , tandis que λ^2 est une matrice diagonale dont les éléments sont les valeurs propres associées à U . Chacune de ces valeurs propres matérialise l'importance du vecteur propre auquel elle est associée et il est usuel de l'exprimer

en pourcentage de variance expliquée (défini selon la relation (2.10)).

$$\frac{100\lambda_k}{\sum_{k=1}^n \lambda_k} \% \quad (2.10)$$

La relation (2.11), projection du champ initial X sur le vecteur propre U_k , permet de définir une série temporelle, la composante principale PC_k représentant le poids de la structure associée à un instant donné.

$$PC_k = XU_k \quad (2.11)$$

Procédure pratique de calcul :

1. Traitement initial des données

- Centrage ou non ? :

Cette étape est impérative. Dans notre cas, on la considèrera comme acquise car nous ambitionons d'appliquer l'ACP sur les champs d'anomalies (issues de la section 2.2.1) et parfois sur les champs filtrés dans les gammes de périodicité qui nous intéresse.

- Normalisation ou non ? :

Il s'agit ici de standardiser (on divise chaque point de grille par l'écart-type qui lui associé) le champ à analyser. Cette manipulation a pour but de mettre sur une même échelle de grandeur des régions qui peuvent avoir des variances différentes. Dans ce cas, l'ACP sera basée sur la matrice des corrélations. Dans ce manuscrit, exception faite des ACP multivariées, aucune normalisation n'est effectuée.

- La pondération géographique :

Avec la sphéricité de la Terre, on a une augmentation avec la latitude de la densité par unité de surface des points de grille du champ à analyser. Du fait de leur proximité ces points vont présenter des similitudes, ce qui va engendrer une surreprésentation des hautes latitudes dans la matrice variance-covariance. Pour éviter cela il est impératif de pondérer les données par le coefficient de corrélation spatiale $\sqrt{\cos \theta}$, où θ est la latitude. A l'issue de l'ACP, on redivise les vecteurs propres par ce coefficient afin de préserver l'organisation spatiale initiale.

2. Choix des vecteurs propres : test de significativité

Le fondement de l'ACP étant de représenter un phénomène par un nombre réduit de structures contenant le maximum d'information, le choix de celles-ci doit répondre à des règles bien précises. Parmi ces règles, que l'on trouve dans la littérature sous le nom de tests de signification, nous avons :

- le critère de Kaiser :

Proposé par Kaiser (1960), celui-ci stipule que l'on doit ne retenir que les facteurs dont les valeurs propres sont supérieures à 1. Celui-ci présente l'inconvénient de

mener, parfois, à une sélection de beaucoup plus de facteurs qu'il n'en faut en réalité.

- le critère de Scree (Cattell 1966) :

Encore connu sous le nom de test de coude, celui-ci est basé sur une évaluation visuelle de la courbe décroissante des valeurs propres afin d'en tirer le nombre de composantes pouvant être considérées comme significatives. En observant l'évolution de cette courbe, la valeur propre pour laquelle on observe un changement de concavité est désignée sous le nom de terme de Scree. Seuls les facteurs précédant ce terme sont considérés comme spatialement et temporellement significatifs.

- le critère de North :

Introduit par North et al. (1982), et généralement employé en complément du test de Scree, il permet de vérifier si deux valeurs propres successives sont dissociables l'une de l'autre. Selon le test de North, deux facteurs ayant des valeurs propres proches représentent assez souvent une estimation de la même variabilité. Celles-ci sont indissociables et forment un doublet dégénéré. Ce test se formalise de la manière suivante, le doublet formé par λ_k et λ_{k+1} , deux valeurs propres successives, est dissociable si l'écart entre elles est au moins supérieur à l'erreur d'échantillonnage (exprimée par le deuxième membre de la relation (2.12)), comme le montre la relation suivante :

$$\lambda_k - \lambda_{k+1} \geq \lambda_k \sqrt{\frac{2(1 + \rho)}{n(1 - \rho)}} \quad (2.12)$$

où, n et ρ représentent respectivement la taille des observations et le coefficient d'autocorrélation d'ordre 1.

Le doublet est dit dégénéré si la relation (2.12) n'est pas satisfaite et une décision concernant le choix des composantes doit être faite. Le doublet et les valeurs propres le précédant sont conservés s'ils se situent avant le terme de Scree ou s'il est formé du terme de Scree et de la valeur propre le précédant. Le doublet est rejeté s'il est formé du terme de Scree et de la valeur propre le suivant.

Dans ce manuscrit, nous avons utilisé principalement les critères de Scree et de North, en y ajoutant *une dose de bon sens car il est important de ne retenir que les composantes que l'on sait interpréter.*

En effet l'ACP offre le moyen d'extraire sur un espace réduit le maximum de variance ce qui implique des contraintes mathématiques engendrant de possibles biais artificiels. En effet la contrainte d'orthogonalité imposée aux vecteurs propres introduit souvent des incorrections qu'il convient de corriger afin de tirer le meilleur parti de l'emploi de la méthode. Parmi les défauts souvent rencontrés, nous avons :

- * la présence de structures dites de Buell : du fait de la contrainte d'orthogonalité la

forme des structures isolées par chacun des modes est prévisible et artificielle.

- * l'instabilité des modes en lien avec la taille du domaine choisi : il arrive en effet que la modification de la taille du domaine de travail ait une influence sur la forme des structures isolées. La forme d'une structure doit pouvoir rester la même quelque soit l'extension géographique du domaine.
- * la dégénérescence des valeurs propres : il peut arriver qu'un doublet dégénéré (les facteurs constituant le doublet on des valeurs propres presque égales) précède le terme de Scree. Cette situation est difficilement interprétable.

Dans ce manuscrit ces biais sont corrigés par l'application de la rotation Varimax (Kaiser 1960) aux vecteurs propres sous-entendant de telles structures. La rotation offre l'avantage de contourner contrainte d'orthogonalité, permettant ainsi une meilleure régionalisation des structures pour en faciliter l'interprétation. De plus, la rotation offre le moyen de réduire les instabilités liées à la taille du domaine.

2.2.3.2 Analyse en composantes principales étendues (ACPE)

Introduite par Weare and Nasstrom (1982), l'APCE (en anglais Extended EOF/EEOF), est une technique prenant en compte l'évolution temporelle des données. L'idée est de combiner les covariances temporelles et spatiales d'un champ pour décrire les structures associées à un éventuel mode oscillatoire qui y existerait. Soit la matrice X précédente de dimension (n, p) , où n est la dimension temporelle et p la dimension spatiale correspondant au nombre de points de grille, sous forme matricielle elle s'écrit :

$$X = \begin{pmatrix} x_{1,1} & \cdots & x_{1,p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{n,1} & \cdots & x_{n,p} \end{pmatrix} \quad (2.13)$$

L'ACPE de la matrice X va se faire en réalisant une ACP classique de la matrice étendue XX de dimension $(n - L + 1, p * (L + 1))$ construite (à partir de X) en juxtaposant suivant $p, L + 1$ sous matrices X_k (de dimension, $(n - L + 1, p)$) issues de X . La matrice étendue se met sous la forme :

$$XX = \begin{pmatrix} X_0 & \cdots & X_L \end{pmatrix} \quad (2.14)$$

avec,

$$X_k = \begin{pmatrix} x_{k+1,1} & \cdots & x_{k+1,p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{n-L+k,1} & \cdots & x_{n-L+k,p} \end{pmatrix}_{k \in \{0, s_0, \dots, L-s_0, L\}, s_0 \in \mathbb{N}^*} \quad (2.15)$$

Les vecteurs propres issus de l'ACP de XX ont pour dimension $(L + 1) * p$ et présentent non seulement la structure spatiale des modes propres mais également leurs évolutions temporelles car $L+1$ représente leurs différentes phases (l'évolution temporelle). Toutefois l'uti-

lisation de cette technique implique les choix à priori du nombre de phases déterminé par L et de s_0 le décalage temporel entre deux phases. Si ces choix entraînent des limitations dans le type de périodicité pouvant être mise en évidence, l'ACPE permet un accès rapide à l'évolution spatio-temporelle des structures identifiées.

2.2.3.3 Analyse en composantes principales multivariées

En sciences géophysiques, un champ est non seulement soumis à de fortes corrélations spatiales, mais il est significativement corrélé à d'autres champs de variables. Si l'ACP classique permet de caractériser les structures spatiales associées à des modes propres identifiés dans des champs pris individuellement, il arrive que ceux-ci mettent en lumière un mode co-localisé. Il devient alors intéressant de savoir comment chacun de ses champs contribue à l'alimentation de la structure identifiée. C'est ainsi que Wang (1992) utilise pour la première fois l'ACP multivariée (en anglais *multivariate EOF*, *MV-EOF*) pour étudier la structure verticale de l'atmosphère lors de l'ENSO. Depuis, celle-ci a été utilisée entre autres pour la variation annuelle des modes dominants sous les tropiques (Wang and Ding 2008) et aussi dans le développement d'un indice de suivi en temps réel de la MJO (Wheeler and Hendon 2004). C'est dans l'optique de la construction d'un indice de suivi de la variabilité intrasaisonnière en Afrique centrale que nous utiliserons celle-ci. Les détails de la méthode sont développés dans Wang (1992).

2.2.3.4 L'Analyse Spectrale Singulière : ACP d'une série temporelle

L'analyse spectrale singulière (*Singular Spectrum Analysis*, SSA), est une technique permettant de décomposer une série temporelle en un ensemble de plusieurs composantes indépendantes dont la somme correspond à la série initiale. Elle permet donc d'interpréter un signal initial comme une somme de composantes : de variabilité lente (la tendance), oscillatoires (la saisonnalité,...) et stochastiques (bruits). Ce qui correspond en réalité à l'ACP de la série temporelle en question. Broomhead and King (1986) est le premier à publier des travaux traitant de ce concept, et depuis de nombreux travaux ont été publiés tournant autour des aspects méthodologiques (Vautard et al. 1992; Ghil et al. 2002) et applications dans l'étude de séries temporelles issues d'observations climatiques (Vautard et al. 1992; Ghil and Yiou 1996). Considérons une série temporelle $X(t)$ de longueur N , sa décomposition SSA se décline suivant les 3 étapes ci-après :

1. **Construction de la matrice des trajectoires** : Ayant fixé une valeur M , définissant la longueur de la fenêtre de décomposition de la série initiale, il est question de la retranscrire sous la forme d'une matrice $(M, N - M + 1)$, appelée matrice des trajectoires

et définie par,

$$Y = \begin{pmatrix} X_1 & X_2 & X_3 & \cdots & X_{N-M+1} \\ X_2 & X_3 & X_4 & \cdots & X_{N-M+2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ X_M & X_{M+1} & X_{M+2} & \cdots & X_N \end{pmatrix} \quad (2.16)$$

La dimension de celle-ci dépend exclusivement du choix du paramètre M . C'est un choix crucial car sa valeur détermine la périodicité des modes pouvant découler de l'analyse. Encore appelée dimension de profondeur, il est recommandé que la valeur de M soit au plus égale au quart de la longueur de la série $X(t)$ ($M \leq \frac{N}{4}$). Celle-ci doit être assez grande pour contenir le maximum d'information possible et assez petite pour assurer la répétitivité du signal originel en maximisant le rapport $\frac{N}{M}$ (Ghil et al. 2002). Dans cette thèse, une valeur de 60 a été choisie, pour M , afin de pouvoir traiter des signaux de l'échelle 40-60 jours. Des analyses de sensibilité effectuées pour des valeurs allant de 40 à 60 ont montré qu'elles n'ont que peu d'impact sur le résultat final.

2. **ACP de la matrice des trajectoires et choix des modes propres :** Une fois la construction de la matrice Y achevée, on procède à son analyse en composantes principales dans le domaine temporel en calculant sa matrice de covariance C_Y dont les éléments sont définis par :

$$C_{ij} = \frac{1}{N - |i - j|} \sum_{t=1}^{N-|i-j|} X(t)X(t + |i - j|) \quad (2.17)$$

et les éléments propres (vecteurs et valeur propres, ρ_k et λ_k , $k \in [1, M]$) sont déterminés en résolvant,

$$C_Y \rho_k = \rho_k \lambda_k \quad (2.18)$$

La projection des vecteurs propres sur la série originelle permet d'obtenir les composantes principales A_k qui leur sont associées :

$$A_k = \sum_{j=1}^M X(t + j - 1) \rho_k \quad (2.19)$$

Une fois la décomposition réalisée, on reconstruit la série, en prenant soin de se débarrasser du bruit. La nouvelle série ainsi obtenue peut être utilisée pour la prévision de nouveaux points. Cette reconstruction demande l'utilisation de méthodes élaborées pour séparer le signal utile du bruit. Nous avons entre autre :

- **La détection des valeurs singulières :** Celle-ci se fait par analyse du spectre des valeurs propres. En effet, les valeurs propres isolées sont en lien avec la tendance de la série. Deux valeurs propres voisines caractérisent la présence d'un signal périodique. La partie correspondant au bruit va s'identifier par la partie du

spectre où on observe une diminution lente des valeurs propres.

- **Le diagramme de dispersions des vecteurs propres** : celui-ci permet une identification visuelle des composantes harmoniques.
- **L'analyse du périodogramme** : celui indique les fréquences auxquelles il faut s'intéresser. On est alors porté à ne considérer que celles qui coïncident avec les fréquences de la série originelle. Si le périodogramme est en forme de pointe au voisinage de certaines fréquences alors le doublet fait partie intégrante du signal.
- **La séparabilité** : celle-ci caractérise comment les composantes sont distinctes les unes des autres. Elle est mesurée par la corrélation pondérée entre les séries temporelles reconstruites sur la base de toutes les composantes de la décomposition SSA. Les faibles valeurs de ce coefficient indiquent que les deux composantes impliquées sont orthogonales, alors que les valeurs élevées indiquent que celles-ci sont loin d'être orthogonales et donc difficilement séparables.

$$r_{k_1 k_2}^{(\omega)} = \frac{(R_{k_1}, R_{k_2})_{\omega}}{\|R_{k_1}\|_{\omega} \cdot \|R_{k_2}\|_{\omega}} \quad (2.20)$$

$$\text{avec, } \begin{cases} \|R_k\|_{\omega} = \sqrt{(R_k, R_k)_{\omega}} \\ (R_{k_1}, R_{k_2})_{\omega} = \sum_{t=1}^N \omega_t \cdot R_{k_1}(t) \cdot R_{k_2}(t) \\ \omega_t = \min(t, M, N - t) \end{cases} \quad (2.21)$$

3. **Reconstruction des modes choisis** : voir Ghil et al. (2002)

$$R_{\mathbb{k}}(t) = \frac{1}{M_t} \sum_{k \in \mathbb{k}} \sum_{j=L_t}^{U_t} A_k(t - j + 1) \rho_k(j) \quad (2.22)$$

\mathbb{k} désigne l'ensemble des valeurs propres sur lesquelles la reconstruction est faite, tandis que les paramètres M_t , L_t et U_t sont définies par :

$$(M_t, L_t, U_t) = \begin{cases} \left(\frac{1}{t}, 1, t\right) & , 1 \leq t \leq M - 1 \\ \left(\frac{1}{M}, 1, M\right) & , M \leq t \leq N - M + 1 \\ \left(\frac{1}{N - t + 1}, t - N + M, M\right) & , N - M + 2 \leq t \leq N \end{cases} \quad (2.23)$$

2.2.4 La classification hiérarchique

Les critères de répartition d'une région en zones climatiques peuvent être soit subjectifs, soit objectifs. Si les critères subjectifs sont basés uniquement sur le jugement de l'opérateur, pour ceux objectifs, la décision est prise à la suite de tests utilisant des techniques mathématiques éprouvées. Pour plus de précision et pour assurer la consistance des résultats à venir, nos classifications seront basées exclusivement sur des critères objectifs. Les techniques mathématiques de classification peuvent se regrouper en deux grands ensembles : les classifications non hiérarchiques (qui ne seront pas employés dans ce manuscrit) et les classifications hiérarchiques.

- * Les partitionnements ou classifications non hiérarchiques résultent sur la décomposition d'un ensemble en ensembles disjoints.
- * Les classifications hiérarchiques sont telles que pour un niveau de précision donné, deux individus peuvent être confondus dans un même groupe, alors qu'à un niveau de plus haute précision ils appartiendront à deux sous groupes différents. On distingue les classifications hiérarchiques ascendante (CAH) et descendante (CAD). La CAD considère les données initiales comme un cluster unique et le scinde en clusters dont le nombre est défini selon le degré de précision souhaité. La CAH, qui est la méthode la plus utilisée, procède par fusion des clusters déjà existants pour en former d'autre : ici chacune des données initiales forme un cluster. Son algorithme de calcul se décline en quatre étapes qui sont les suivantes :
 - **Le choix des variables représentant les individus** : il est question ici de déterminer les données de base de la classification. On peut ainsi décider de se baser soit sur les données brutes, soit sur les données centrées et réduites, soit sur les n facteurs obtenus à l'aide d'une ACP normée sur n variables. Toutefois, il est plus intéressant de réaliser la CAH à partir des k ($k < n$) premiers facteurs de l'analyse ACP, avec l'avantage d'éliminer les fluctuations aléatoires dues au bruit. De même pour une série temporelle, un lissage (même avant d'appliquer l'ACP) permet de s'affranchir des problèmes de dispersion.
 - **Le choix d'un indice de dissimilarité** : il s'agit d'un indice quantifiant le caractère similaire ou différent des observations. On distingue entre autres : la distance euclidienne, la distance euclidienne au carré, la distance du City-block, la distance de Tchebychev, la distance à la puissance, le percent disagreement, le 1-r de Pearson (où r est le coefficient de corrélation), ...
 - **Le choix d'un indice d'agrégation** : il est question de calculer un indice de différenciation des classes. Les solutions pour le calcul sont nombreuses avec entre autre : le *single linkage*, le *complete linkage* (ou diamètre), la moyenne pondérée des groupes associés, la moyenne non pondérée des groupes associés, la médiane,

la méthode de Ward (la plus appropriée), les centroïdes (pondéré et non pondéré),
...

- **Le choix du nombre de classes ou degré de précision de la classification :** celui-ci se fait à l'aide du dendrogramme ou de la courbe des niveaux d'agrégation (cette courbe indique la valeur de l'indice d'agrégation à chaque niveau d'agrégation). On fait une coupure après les agrégations correspondant à des valeurs peu élevées de l'indice et avant les agrégations correspondant à des valeurs élevées. Le niveau correspondant à cette coupure représente le nombre de classes.

2.2.5 Les analyses de régression et composite

Cette section présente les outils utiles à l'étude des structures spatio-temporelles caractérisant un phénomène (identifié par rapport à un indice régional construit sur un domaine prédéfini). Nous nous sommes servi ici des analyses de régression et composite dont le principe est décliné à travers les sections ci après.

2.2.5.1 L'analyse de régression

L'analyse de régression est utilisé pour déterminer le lien entre un champ temporel et l'indice régional. Ici, il est principalement question de la régression linéaire simple dont le but est de décrire le lien linéaire entre deux variables. La force de ce lien est mesurée par le coefficient de régression linéaire obtenu par la méthode des moindres carrées qui est défini par :

$$a = \frac{Cov(x, y)}{Variance(x)}$$

Ainsi dans ce cas d'une comparaison d'un champ spatio-temporel $Y(t, x, y, z)$ par rapport à un indice $X(t)$, le champ de régression est donné par :

$$Y_{reg}(x, y, z) = \frac{Cov(X, Y)}{Variance(X)} \quad (2.24)$$

Si l'indice est standardisé ($Variance(X) = 1$), ce coefficient devient :

$$Y_{reg}(x, y, z) = Cov(X, Y). \quad (2.25)$$

Ainsi Y_{reg} a la même unité que le champ Y et donc directement comparable. Ce champ de régression peut être de plus ou moins bonne qualité, car on mesure la linéarité existant entre le champ $Y(t, x, y, z)$ et l'indice $X(t)$ temporel. La force de ce lien se mesure par analyse de la significativité du champ de régression $Y_{reg}(x, y, z)$.

Significativité

La qualité de ce lien est mesuré par le coefficient de corrélation linéaire de Pearson :

$$r(x, y, z) = \frac{\text{Cov}(X(t), Y(t, x, y, z))}{\sigma_X \cdot \sigma_Y} = \frac{\text{Cov}(X, Y)}{\sigma_X \cdot \sigma_Y} \quad (2.26)$$

Il est d'usage de considérer que les meilleures corrélations sont obtenues lorsque r est proche de 1 ou -1. Ainsi en un point de grille $M(x, y, z)$ donné, la valeur de la régression Y_{reg} ne sera significative que si r y présente une valeur significative. La question essentielle est donc : *A partir de quelle valeur de r considère-t-on que la corrélation est significative ?*

En fait cette valeur limite est déterminée par le nombre de degrés de liberté (qui s'écrit $n - 2$ dans le cas d'une régression simple, avec n le nombre d'observations). Pour un niveau de risque d'erreur défini, il est possible de déterminer la valeur limite (par lecture dans une table du r) pour laquelle le coefficient r est significatif. Les tables donnant cette valeur limite étant très peu souvent reprise dans la littérature, il est familier de construire une statistique du t à partir de r et ainsi d'étudier la significativité par un test de Student. La variable statistique t utile à cet effet est fonction de r et se définit comme suit :

$$t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}} \quad (2.27)$$

Ainsi pour un niveau de risque d'erreur fixé (généralement 10% et 5%), il devient possible, pour chaque point de grille, de trouver une limite au delà de laquelle le paramètre t au dit point soit significatif, et par ricochet la valeur du champ de régression Y_{reg} .

Pour une régression décalée dans le temps de lag ($lag \in \mathbb{Z}$) jours, les relations 2.25, 2.26 et 2.27 deviennent respectivement :

$$Y_{reg}(lag, x, y, z) = \text{Cov}(X(t), Y(t + lag, x, y, z)), \quad (2.28)$$

$$r(lag, x, y, z) = \frac{\text{Cov}(X(t), Y(t + lag, x, y, z))}{\sigma_X \cdot \sigma_{Y_{lag}}} = \frac{\text{Cov}(X, Y_{lag})}{\sigma_X \cdot \sigma_{Y_{lag}}} \quad (2.29)$$

et

$$t(lag, x, y, z) = \frac{r_{lag}}{\sqrt{\frac{1-r_{lag}^2}{n-2}}} \quad (2.30)$$

2.2.5.2 L'analyse composite

L'analyse de regression ne traitant pas des non linéarités, il arrive que l'on opte pour l'analyse composite. Cette technique est généralement utilisée pour mettre en lumière le comportement d'un champ météorologique en rapport avec un phénomène identifié sur une région. Il s'agit d'une technique essentiellement basée sur les phases typiques (pause/active)

du phénomène à étudier et utile pour l'étude des processus associés aux évènements binaires. Il existe différentes façons de construire une analyse composite (voir thèses Mounier 2005; Nguyen 2007; Roehrig 2010) mais le but visé reste le même. Le principe est de construire, pour chacune des variables, des champs moyens correspondant à chacune des phases identifiées. Ainsi, il est possible de connaître l'organisation des structures convective/pluvieuse et dynamique associée à chacune des phases de l'indice régional. Pour notre étude, nous chercherons à isoler les structures spatio-temporelles des champs, convectifs, pluvieux, de vent et de géopotential, en lien avec les différentes phases d'un indice de suivi de la variabilité intrasaisonnière sur l'Afrique Centrale. Pour une gamme de variabilité fixée (en filtrant l'indice désaisonnalisé) :

- i. Nous construisons un indice temporel $X_{seas,\tilde{y}} = (X(t), t)_{seas,\tilde{y}}$ basé sur les dates de la saison cible (ici de Mars à Juin ou de Septembre à Décembre) de longueur n_{seas} pour toutes les années \tilde{y} .
- ii. La série temporelle ainsi obtenue est ensuite standardisée selon la relation :

$$X'_{seas,\tilde{y}} = \frac{X_{seas,\tilde{y}} - \bar{X}_{seas,\tilde{y}}}{\sqrt{\frac{\sum (X_{seas,\tilde{y}} - \bar{X}_{seas,\tilde{y}})^2}{N-1}}}, \text{ avec } N = n_{seas} * N_{year} \quad (2.31)$$

- iii. Nous avons sélectionné les dates pour lesquelles l'indice standardisé est supérieur/inférieur à $-/+1$. On obtient deux sous ensembles, de tailles respectives N_{max} et N_{min} , correspondant aux phases maximales et minimales typiques de l'indice régional. Dans notre cas où nous utilisons un indice d'OLR, les phases maximales caractérisent un affaiblissement de l'activité convective tandis que les phases négatives indiquent un renforcement.
- iv. Dans la suite, ces sous-ensembles de dates sont utilisés pour établir une structure moyenne de l'atmosphère les phases maximales et minimales de l'indice. Ainsi pour un champ atmosphérique $Y(t, x, y, z)$ quelconque, on aura :

$$\begin{cases} Y_{max}(x, y, z) = \frac{1}{N_{max}} \sum Y(t_{D_{max}}, x, y, z) \\ Y_{min}(x, y, z) = \frac{1}{N_{min}} \sum Y(t_{D_{min}}, x, y, z) \end{cases} \quad (2.32)$$

Dans le cas d'un composite avec décalage temporel lag ($lag \in \mathbb{Z}$), les champs moyens de la relation 2.32 ont pour expression :

$$\begin{cases} Y_{max}(lag, x, y, z) = \frac{1}{N_{max}} \sum Y(t_{D_{max}} + lag, x, y, z) \\ Y_{min}(lag, x, y, z) = \frac{1}{N_{min}} \sum Y(t_{D_{min}} + lag, x, y, z) \end{cases} \quad (2.33)$$

Y_{max} et Y_{min} les champs moyens pour les phases maximales et minimales. Dans ce

manuscrit nous nous sommes fixés pour but d'évaluer l'amplitude de la modulation induite par les modes de variabilité, de ce fait notre attention portera sur la différence des deux phases ($Y_{min} - Y_{max}$).

- v. L'étape finale consiste au calcul de la significativité statistique des composites obtenus ; en effet il convient de s'assurer que la structure composite obtenue n'est pas un artefact de l'échantillonnage et de la population utilisée. Autrement dit, on doit vérifier que l'amplitude de la modulation n'est pas nulle et donc représente une structure physiquement interprétable. Le calcul de la significativité se fait au moyen du test de Student appliqué aux amplitudes en considérant comme hypothèse nulle (H_0) l'assertion qui veut que l'amplitude soit nulle. Ainsi la variable t (défini par la relation 2.34) suit une loi de Student à $N_{max} + N_{min} - 2$ degré de liberté.

$$t(lag, x, y, z) = \frac{|Y_{min} - Y_{max}|}{\sqrt{\sigma^2 \left(\frac{1}{N_{max}} + \frac{1}{N_{min}} \right)}} \quad (2.34)$$

avec

$$\sigma^2(lag, x, y, z) = \frac{N_{max}\sigma_{max}^2 + N_{min}\sigma_{min}^2}{N_{max} + N_{min} - 2}$$

et

$$\begin{cases} \sigma_{max}^2(lag, x, y, z) = \frac{1}{N_{max}-1} \sum (Y(t_{D_{max}} + lag, x, y, z) - Y_{max}(lag, x, y, z))^2 \\ \sigma_{min}^2(lag, x, y, z) = \frac{1}{N_{min}-1} \sum (Y(t_{D_{min}} + lag, x, y, z) - Y_{min}(lag, x, y, z))^2 \end{cases}$$

En chaque point de grille et pour chacun des décalages temporels on compare la valeur du paramètre t à la valeur seuil prévue par la table de Student pour $N_{max} + N_{min} - 2$ degré de liberté avec le niveau de significativité choisi (généralement 10% et 5%). L'hypothèse nulle sera rejetée si la valeur de t est supérieure à celle du seuil trouvé.

2.2.6 Les expériences de sensibilité à l'aide du modèle régional WRF

On complète les analyses statistiques par une approche numérique s'appuyant sur la modélisation régionale.

2.2.6.1 Description

La version 3.3.1 (Skamarock et al. 2008) du modèle régional non-hydrostatique WRF (Weather Research and Forecasting) a été utilisé pour réaliser des simulations sur la période 1989-2010. Les saisons Mars-Juin ont été ensuite extraites et comparées aux observations.

2.2.6.2 La configuration et paramétrisation du modèle

Les conditions initiales et latérales nécessaires aux simulations sont mises à jour toutes les 6 heures et proviennent des réanalyse ERA-Intérim de résolution 0.75° . En surface, la température de la mer est prescrite toute les 24 heures et ses valeurs sont obtenues par interpolation linéaire des données mensuelles issues de ERA-Intérim. Le modèle a été calé pour une résolution horizontale de l'ordre de 80 km et une résolution verticale de 28 niveaux sigma avec le sommet de l'atmosphère fixé à 50 hPa. Le domaine de simulation s'étend de 46°W à 46°E (soit 98 points de grille) et 10°S à 30°N (45 points de grille) avec une zone de tampon supplémentaire de 3° . Il a été choisi assez large pour pouvoir prendre en compte les structures atmosphériques de grande échelle existant au dessus de l'Afrique et sur l'océan Atlantique tropical. Ainsi on prend en compte le rôle de la dynamique des ondes de Kelvin initiées tant sur le bord ouest de l'Atlantique et sur le massif Amazonien (Liebmann et al. 2009), le rôle de la dynamique associées aux ondes de Rossby originaires de l'Océan Indien (Janicot et al. 2010b), de même que l'influence de la Méditerranée sur l'Afrique de l'Ouest (Fontaine et al. 2003).

Les modèles regionaux de climat sont en général très sensibles à la paramétrisation physique, des cumulus (CU), de la couche limite planétaire (PBL), de la microphysique (MP), du modèle de surface (LSM) et du schéma radiatif (RAD). De nombreuses études, concernant l'Afrique de l'Ouest (Flaounas et al. 2011; Vigaud et al. 2011; Patricola et al. 2012) et ayant porté sur le test des différentes configurations physiques du modèle WRF, ont confirmé la sensibilité des simulations aux paramétrisations adoptées, en particulier ceux portant sur le choix des schémas radiatifs (RAD) et couche limite (PBL). En Afrique de l'Est, Pohl et al. (2011) ont quantifié la sensibilité de WRF aux différents schémas physique et montre l'importance relative des schéma RAD, CU et MP dans la simulation des quantités de pluies. Crétaf et al. (2012) a mis en lumière, au dessus de l'Afrique Australe, de fortes incertitudes liées au module physique de WRF. Il montre que la localisation des précipitations, leurs intensités et leurs caractéristiques sont directement sensibles aux schémas de cumulus (CU) choisi, mais aussi aux schémas de couche limite (PBL) et de microphysique (MP).

Au regard des tests de sensibilité menés par Pohl et al. (2011) sur le cycle de l'eau en Afrique de l'Est durant le printemps, nous avons opté pour la paramétrisation "CS1b" comportant l'ensemble des schémas suivants :

- ☞ Couche Limite Planétaire (PBL) : Yonsei University (YSU, Hong et al. 2006)
- ☞ Convection (Cumulus, CU) : Kain-Fritsch with modified moisture advection trigger (Ma and Tan 2009)
- ☞ Microphysique (MP) : WRF Single-Moment 6-Class (WSM6, Hong and Lim 2006)
- ☞ Modèle radiatif de grande longueur d'onde : Rapid Radiative Transfer Model (RRTM, Mlawer et al. 1997)
- ☞ Modèle radiatif de courte longueur d'onde : Dudhia (1989)

- ☞ Modèle de surface (LSM) : 4-layer NOAH model (Chen and Dudhia 2001)
- ☞ Modèle d'occupation des sols (LUM) : United States Geophysical Survey (USGS) information data.

Partant de cette simulation CS1b, pour un cas d'étude fixé, une autre simulation WRF avec conditions latérales altérées a été menée dans l'optique de comprendre l'impact spécifique des ondes équatoriales convectives (ici l'onde de Kelvin). L'idée est d'éliminer, dans les conditions aux limites (CL), les gammes de périodicité correspondant à ces ondes, puis de faire une simulation avec ces nouvelles CL, et de la comparer avec la simulation basée sur des CL non filtrés pour comprendre le ou les mécanisme(s) régissant cette gamme de variabilité. Cette étude d'impact est menée au chapitre 4, le cas d'étude choisi porte sur la période du 10 Avril au 25 Mai 2007 avec pour cible les dates du 30 avril au 20 Mai 2007 durant lesquelles on a un fort signal Kelvin.

Les principaux modes de variabilité intrasaisonnière de la convection au dessus de la côte guinéenne et sur l’Afrique Centrale au cours du printemps

Sommaire

1.1	La circulation atmosphérique inter-tropicale	5
1.1.1	La circulation de Hadley	6
1.1.2	La circulation de Walker	8
1.1.3	La circulation atmosphérique au dessus de l’Afrique Centrale et du golfe de Guinée	9
1.2	Variations Spatio-temporelles de l’activité convective et pluvieuse en Afrique Centrale et dans le Golfe de Guinée	16
1.2.1	La variabilité interannuelle et décennale	16
1.2.2	La variabilité saisonnière	18
1.2.3	La variabilité intrasaisonnière	21
1.2.4	Les sources de prévisibilité de la variabilité intrasaisonnière	24
1.3	Activité des ondes équatoriales atmosphériques	25
1.3.1	Détection :	25
1.3.2	Couplage avec l’activité convective sous les tropiques :	28

Ce chapitre s’inscrit dans le cadre des études sur la caractérisation de la variabilité intrasaisonnière du climat en Afrique sub-saharienne en dehors de l’été (de Juin à Septembre). Durant les saisons autres que l’été, le positionnement de la ZCIT au dessus de l’équateur augure d’une forte variabilité intrasaisonnière. Il est donc question d’identifier les principales échelles de temps régissant le climat au cours de ces saisons, d’en étudier la structure pour déterminer en quoi ils sont différents de ceux mis en lumière au cours de l’été. Dans cette partie nous présentons sous forme d’article les résultats de cette analyse pour la saison de printemps (de Mars à Juin : MAMJ, l’automne : de Septembre à Novembre fera l’objet du

Chapitre 5), quand la mousson est positionnée plus au sud, le long de la côte guinéenne et en Afrique Centrale. Les résultats sont présentés sous forme d’un article publié (Section 3.2), suivi de quelques compléments (voir Section 3.3) relatifs à des notions partiellement évoquées dans l’article.

3.1 Résumé de l’article Kamsu-Tamo et al. [2014]

S’appuyant à la fois sur les données journalières d’observation de précipitation (TRMM 3B42 et GPCP) et de convection (OLR NOAA et Tb CLAUS) et de ré-analyses ERA-Interim, cet article (Kamsu-Tamo et al. 2014) présente les principaux modes de variabilité régissant l’activité intrasaisonnaire atmosphérique au dessus de l’Afrique centrale et le golfe de Guinée durant le printemps boréal, période de Mars à Juin (MAMJ), lors de la première phase pluvieuse sur le golfe de Guinée (*Voir figure 1*¹). L’étude s’ouvre par la présentation de trois séquences mettant en évidence l’évolution spatio-temporelle des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS). Ces trois séquences mettent en évidence la présence de systèmes convectifs de méso-échelle se propageant vers l’ouest (cf. *figures 2.a-c*, Tb en ton de bleu) tout en décrivant des séquences de renforcement ou d’affaiblissement de l’activité convective. Il est montré que ces fluctuations, qui influencent l’activité pluvieuse, sont associées à la présence de systèmes oscillatoires appartenant à des gammes de variabilité de périodicités dominantes de l’ordre de 6 jours (échelle synoptique), 15 jours (“moyenne” échelle) et 50 jours (“longue” échelle).

La détection des gammes de périodicité dominantes, en terme de convection et de précipitation, est réalisée au moyen d’un indice caractéristique de la variabilité dans la région. La construction de cet indice est faite par le biais de l’analyse en composantes principales (ACP) des champs d’OLR et de précipitation filtrés 2-90 jours et pris sur la saison MAMJ. Les champs de variance des champs reconstruits sur la base des premiers modes ACP sont ensuite analysés (cf. *figure 3*). Les structures sont cohérentes et font apparaître un important pôle de convection et de précipitation centré sur la côte guinéenne. On note également une faible extension, de la convection au dessus de l’Afrique de l’Ouest et Centrale, mettant en lumière le fait que la forte variabilité de la convection, dans ces régions n’est pas due à la variabilité des précipitations mais aux nuages non précipitants et/ou à l’humidité de l’air. Le champ de précipitations montre un autre pôle de signe opposé le long de l’équateur près des côtes brésiliennes, ce qui signifie que le renforcement de l’activité pluvieuse au dessus du golfe de Guinée est lié à une baisse d’activité à l’ouest du bassin Atlantique. Sur la base de ces résultats, l’indice recherché est basé sur l’OLR-NOAA et a été construit sur le domaine [2.5°S-7.5°N/5°W-5°E] appartenant au pôle de forte variabilité présent au large de la côte guinéenne.

1. Dans ce chapitre, les références renvoyant à l’article Kamsu-Tamo et al. (2014) sont indiquées en italique

Des analyses de sensibilité au choix du domaine (voir *Table 1*) ont montré que l'indice ainsi défini est représentatif d'un domaine plus vaste comprenant l'Afrique Centrale. De plus, cet indice associe des structures dynamiques cohérentes avec les phases de renforcement des précipitations et de l'activité convective, combinant un flux divergent en altitude, avec dans les basses couches un gradient Est-Ouest de pression et un renforcement du vent d'ouest en quadrature avec l'activité convective (*cf figure 4*).

Pour la saison MAMJ, l'examen de la densité spectrale (*cf figure 5*) de cet indice met en lumière, dans les précipitations et l'activité convective, la présence de pics significatifs dans la bande 30-60 jours, autour de 25 et 15 jours et dans la bande 5-10 jours. La détection des modes principaux de variabilité, se fait par l'Analyse Spectrale Singulière (*en anglais, SSA*) de l'indice régional ainsi défini. Les résultats de cette décomposition, présentés dans la *Table 2* et représentés sur la *figure 6* montrent que 84% de la variance de l'indice est constitué par des signaux périodiques de périodes correspondant à celle des indices des modes reconstruits, le reste représentant le bruit.

La définition objective des bandes principales de variabilité a été effectuée au moyen de la Classification Hiérarchique Ascendante (CAH) des modes SSA les plus significatifs. Cette classification est basée sur l'intercomparaison des structures spatiales associées à ces modes afin de déterminer s'ils appartiennent aux mêmes ensembles. Ainsi, de cette classification, il ressort les trois gammes de variabilité suivantes : 20-90 jours, 8-22 jours, 2-8 jours et les indices équivalents représentant respectivement 30%, 33%, 21% de la variance de l'indice de référence filtré 2-90 jours. La distribution spatiale de la variance expliquée par chacun de ces modes, présentée à la *figure 10*, montre que le mode 2-8 jours est dominant (70-80% de variance) au dessus de la région Afrique de l'Ouest et Centrale. Le mode 8-22 jours présente lui aussi ses maxima de variance dans la bande équatoriale avec les plus fortes valeurs au dessus des océans Indien et Pacifique. Pour le mode 20-90 jours, la contribution relative au signal 2-90 jours est inférieure à celle du mode 8-22 jours (mais avec des structures semblables au dessus de l'Afrique et golfe de Guinée). Ses maxima sont localisés au dessus du bassin Indien sur la zone d'influence de la *Madden Julian Oscillation* (MJO).

La *figure 9* présente trois cas d'étude mettant en lumière la modulation des systèmes convectifs de méso-échelle par les modes 2-8, 8-22, 20-90 jours respectivement. Elle montre clairement que, lors du déplacement est-ouest des systèmes individuels générateurs de pluie, leur activité est modulée par des enveloppes (d'échelles sous-régionale et régionale) se déplaçant vers l'Est. Une analyse spectrale espace-temps (*cf figure 8*) a été utilisée dans le but d'identifier les propriétés des structures convectives associées à chacun de ces modes. Il en ressort la présence de pics de variance associés d'une part aux ondes équatoriales couplées à la convection de Kelvin (CCEK, avec 3 pics entre 8 et 10, 5 et 6, 4 et 5 jours) et de Rossby (CCER, dont le pic principal est centré autour de 25 jours) et d'autre part au signal MJO (autour de 30 jours).

Par la suite, sur la base de l'analyse de l'évolution spatio-temporelle des structures asso-

ciées à chacun de ces modes, il est montré comment les ondes équatoriales modulent l’activité intrasaisonnière. La *figure 11* qui présente le mode 2-8 jours, montre clairement l’association des pluies avec une enveloppe convective se propageant vers l’Est. Il y est confirmé la modulation du signal par une onde de Kelvin (d’amplitude 40%) de périodicité 5-6 jours, de vitesse de phase 15 m.s^{-1} . Pour cette échelle de temps, la mise en place de la convection a lieu au dessus du Nigéria et du Cameroun (le jour précédent son renforcement sur l’ensemble du golfe de Guinée) en avant du pôle convectif associé à l’onde de Kelvin. Il y est également montré une modulation de l’activité de modes par la présence des ondes d’Inertio-Gravité d’ouest (WIG, mais d’amplitude faible de l’ordre de 7%) de vitesse de phase 25 m.s^{-1} avec une période moyenne de l’ordre de 2.5 jours (voir *figure 16A*). Une analyse similaire du mode 8-22 jours, dont les résultats sont représentés sur les figures 12 et 16B (voir *figure 12*), montre également des structures similaires au mode 2-8 jours, mais avec de plus grandes longueur d’onde et période. De même, on note la dominance des signaux se propageant vers l’est induits également par une onde de Kelvin (d’amplitude 40%) de vitesse de phase 13 m.s^{-1} et de période 10 jours (pour la pluie) et 11-12 jours (pour l’activité convective). Pour ce mode au dessus du golfe de Guinée, l’intensité de l’activité convective (initiée deux jours avant à T0-2) est en phase avec l’onde de Kelvin. Deux jours plus tard (à T0+2) ce signal demeure sur la région alors que l’onde est centrée à 25°E . Les signaux d’ouest sont représentés par les ondes de Rossby de longueur d’onde 6700 km, de vitesse de phase 5.4 m.s^{-1} et de période 15 jours. S’ils sont associés à des structures alimentant l’initiation de la convection (voir *figure 16B* à T0-2 et T0), leur influence demeure assez faible (seulement 20% d’amplitude). Concernant le mode 20-90 jours, la dominance de la propagation vers l’est reste marquée (voir *figure 13*). Cela est imputable au signal MJO de période 28-30 jours qui a une contribution de 60% à l’amplitude du signal 20-90 jours au dessus du golfe de Guinée. Il est montré (cf *figure 16C*), l’impact des ondes de Rossby de période 24 jours, de vitesse de phase 4 m.s^{-1} avec une contribution relative de 15%.

En conclusion, dans ce chapitre dont le but était de documenter la variabilité intrasaisonnière de la convection en Afrique Centrale au cours de la saison MAMJ, trois principaux modes de variabilité ont été identifiés 2-8, 8-22, 20-90 jours correspondant chacun à 30,33 et 21% de part de variance du signal 2-90 jours. Pour ces bandes de périodicité, la décomposition spectrale espace-temps a permis de mettre en lumière l’impact relatif de la dynamique des ondes équatoriales couplées à la convection, de Kelvin (CCEK), de Rossby (CCER), de gravité (WIG), ainsi que lié au signal de MJO. L’analyse de leurs impacts relatifs a montré une dominance des signaux se propageant vers l’est, de l’échelle synoptique à l’échelle intrasaisonnière (Kelvin et MJO). Ainsi, pendant que les systèmes individuels générateurs de pluie se déplacent d’est en ouest, leur activité est régulée par des enveloppes convectives (d’échelles sous-régionale et régionale) se déplaçant vers l’est.

3.2 Convection activity over the Guinean coast and Central Africa during Northern spring from synoptic to intraseasonal timescales

3.2.1 *Introduction*

3.2.2 *Data*

3.2.3 *Examples of synoptic and intraseasonal time sequences over the guinea coast*

3.2.4 *Detection of the main periodicities*

3.2.5 *Spectral space-time analysis*

3.2.6 *Eastward propagation signals*

3.2.7 *Westward propagation signals*

3.2.8 *Conclusion*

Convection activity over the Guinean coast and Central Africa during northern spring from synoptic to intra-seasonal timescales

P. H. Kamsu-Tamo · S. Janicot · D. Monkam ·
A. Lenouo

Received: 14 November 2013 / Accepted: 3 March 2014
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2014

Abstract This study proposes an overview of the main synoptic, medium-range and intraseasonal modes of convection and precipitation in northern spring (March–June 1979–2010) over West and Central Africa, and to understand their atmospheric dynamics. It is based on daily National Oceanic and Atmospheric Administration outgoing longwave radiation and Cloud Archive User Service Tb convection data, daily TRMM and Global Precipitation Climatology Project rainfall products and daily ERA-Interim reanalysis atmospheric fields. It is first shown that mesoscale convective systems can be modulated in terms of occurrences number and intensity at such time scales. Based on empirical orthogonal function analyses on the 2–90-day filtered data it is shown that the main mode of convective and rainfall variability is located along the Guinean coast with a moderate to weak extension over Central Africa. Corresponding regressed deseasonalised atmospheric fields highlight an eastward propagation of patterns consistent with convectively coupled equatorial Kelvin wave dynamics. Then a singular spectrum analysis combined with a Hierarchical Ascendant Classification enable to define objectively the main spectral bands of variability within the 2–90-day band, and highlight three main bands, 2–8-, 8–22- and 20–90-day. Within these three bands, space–time spectral decomposition is used to identify the relative impacts of convectively coupled equatorial Kelvin, Rossby and inertia–gravity waves, as well as

Madden–Julian Oscillation (MJO) signal. It confirms that eastward propagating signals (convectively coupled equatorial Kelvin wave and MJO) are highly dominant in these convection and precipitation variability modes over the Guinean coast during northern spring. So, while rain-producing individual systems are moving westward, their activity are highly modulated by sub-regional and regional scales envelopes moving to the east. This is a burning issue for operational forecasting centers to be able to monitor and predict such eastward propagating envelopes of convective activity.

Keywords Synoptic variability · Intra-seasonal variability · African monsoon · Convectively coupled equatorial wave

1 Introduction

The AMMA¹ international program on the understanding of the West African monsoon and its impacts has been the opportunity to highlight the evidence of intraseasonal variability of convective activity and rainfall over this region during northern summer and to investigate its related mechanisms. One synthesis of these results has been published in Janicot et al. (2011). Three main modes of variability have been identified, two of them with a mean medium-range periodicity of 15 days and another one with a mean intra-seasonal periodicity around 40 days. Both have a regional extension and represent an envelope modulating the convective activity of individual mesoscale convective systems. These modes are intermittent but their

P. H. Kamsu-Tamo · S. Janicot (✉)
LOCEAN Laboratory, Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France
e-mail: Serge.Janicot@locean-ipsl.upmc.fr

D. Monkam · A. Lenouo
University of Douala, LPA, BP24157, Douala, Cameroon

¹ African Monsoon Multidisciplinary Analyses; <http://www.amma-international.org>.

impact on precipitation and convective activity can be strong when they occur. They have also a marked zonal propagation character.

(1) The 40-day mode modulates convection over the whole West and East Africa domain and propagates westward, closely associated to the Madden–Julian Oscillation (MJO) signal over the Indian sector. Its westward part is mainly controlled by convectively coupled equatorial Rossby (CCER) waves (Matthews 2004; Janicot et al. 2009; Lavender and Matthews 2009; Pohl et al. 2009; Janicot et al. 2010; Ventrice et al. 2011; Mohino et al. 2012). (2) The 15-day Sahelian mode propagates westward too, modulating convection mostly over the Sahelian band, and is linked mainly to CCER waves (Janicot et al. 2010) and to midlatitude medium-range variability through a major role played by the Saharan heat low (Chauvin et al. 2010; Roehrig et al. 2011). (3) The Quasi-Biweekly Zonal Mode (QBZD; Mounier et al. 2008) modulates convection over the Guinean Coast, combining an eastward propagating signal from the Atlantic to East Africa associated to some convectively coupled equatorial Kelvin (CCEK) wave signal, with a 4-day stationary phase over the Guinean Coast. All these modes appear to be controlled both by internal atmospheric dynamics and land–surface interactions (Mounier et al. 2008; Taylor 2008; Lavender et al. 2010). They can also have some impact on the African summer monsoon onset characterized by an abrupt northward shift of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) at the end of June (Sultan and Janicot 2003; Mounier et al. 2008; Janicot et al. 2008). (4) At a shorter synoptic timescale it has been also shown that westward propagating African easterly waves are not the alone synoptic system but that eastward propagating CCEK waves are also present (between 4 and 6-day periodicity), less frequently than easterly waves but with a similar impact on convection and rainfall modulation when they occur (Mounier et al. 2007; Mekonnen et al. 2008; Ventrice et al. 2012a, b, 2013).

Synoptic to intraseasonal variability must be a priori strong during the other seasons of the year when the ITCZ is close to or over the equator, favouring interactions between equatorial atmospheric dynamics and convection. However only few studies have been presently carried out over West and Central Africa outside of northern summer, and none of those that have addressed this issue has provided an overview.

1. At synoptic timescale Nguyen and Duvel (2008) revealed large oscillations of convective activity with periods of 3–6 days over equatorial Africa. In March and April, when the ITCZ migrates northward and crosses the equator, this periodic behaviour is highly pronounced with a marked peak at 5–6 days. Robust horizontal and vertical

patterns are consistent with CCEK waves even if this cannot explain all of the periodic behaviour observed over equatorial Africa.

2. At medium-range timescale, de Coëtlogon et al. (2010), then Leduc-Leballeur et al. (2011) and Leduc-Leballeur et al. (2013), performed local diagnostic analyses over the Gulf of Guinea and the Guinean coast in northern spring and showed the existence of peaks around 15 days in surface winds and sea surface temperatures (SST). They showed through lagged cross-correlations the signature of a 5-day lag wind forcing and 3-day lag strong negative SST feedback. A cold SST anomaly covering the equatorial and coastal upwelling is forced after about 1 week by stronger-than-usual south-easterlies linked to the St Helena anticyclone. Within about 5°S and 5°N, two retroactions between SST and surface wind appear to dominate near-surface atmosphere conditions. When the wind leads the SST, stronger monsoonal winds north of 2°N are partly sustained by the developing SST anomaly and bring more humidity and rainfall toward the continent. When the SST leads the wind, a reversal of anomalous winds is observed mainly south of 2°N, closing a negative feedback loop with a biweekly periodicity. The equatorial SST cooling intensifies a surface-wind equatorial divergence/coastal convergence circulation and generates a cross-equatorial pressure gradient, which both strengthen the southerlies north of the equator. This increases subsidence above the ocean and convection in the northern Gulf of Guinea. Maloney and Shaman (2008), and Nguyen and Duvel (2008), also detected a significant spectral peak at timescale near 15 days but they did not investigate it further more.

3. At intra-seasonal timescale, Gu and Adler (2004) showed by a 2D wavelet analysis the dominance of eastward propagating synoptic and intra-seasonal wave signals in rainfall along the Guinean coast in May–June but did not detail their spatial structures. The MJO signal over West Africa and the Atlantic during spring was more detailed by Gu (2008) and Maloney and Shaman (2008), and appears as clear eastward propagating coherent convection and circulation features with maximum amplitude near the Gulf of Guinea and in the Atlantic ITCZ, suggesting that the regional intra-seasonal convective signals might be mostly a regional response to the MJO and probably contribute to the MJO's global propagation. More recently Yu et al. (2012) assessed the effects of MJO and CCER waves on surface winds and convection of the tropical Atlantic and African monsoon area. They showed that in general, the MJO events dominate the westward-propagating CCER waves in affecting strong convection in the African monsoon region. The CCER waves, however, have larger contributions to convection in the western Atlantic basin. Both the westward and eastward propagating signals contribute approximately equally in the central Atlantic basin. Both convection amplitude and the

number of strong convective events associated with the MJO are larger during November–April than during May–October. Convection associated with CCER wave events is stronger during November–April, and the numbers of CCER wave events are higher during November–April than during May–October in the African monsoon region, and are comparable for the two seasons in the western and central Atlantic basins. Finally Tchakoutio Sandjon et al. (2012) focused on the MJO signal over Central Africa. They identified three eastward propagating modes over northern Congo, southern Ethiopia and southwestern Tanzania respectively, as well as a strong interannual modulation of MJO over eastern central Africa partially linked with the ENSO events.

The objective of the work presented here is to provide an overview of the main synoptic, medium-range and intra-seasonal modes of convection and precipitation in northern spring (March–June) over West and Central Africa, and to compare their relative weights. This will be useful as a basis for more detailed further studies, in particular to discriminate the role of local surface–atmosphere interactions from remote forcings in this modes dynamics and to evaluate their predictability. The datasets are detailed in Sect. 2. In Sect. 3 we present characteristic examples of synoptic and intra-seasonal sequences of convection and rainfall amounts. In Sect. 4 a reference regional index will be defined, based on empirical orthogonal function (EOF) analyses of 2–90-day filtered convection and precipitation data. We will regress deseasonalised atmospheric fields onto this index to get a first view of the dominant atmospheric patterns and dynamics. Then this index will be decomposed through a singular spectrum analysis (SSA), and a hierarchical ascendant classification (HAC) will be applied on the regression fields associated to the SSA components in order to define objectively the main spectral bands of variability within the 2–90-day band. We will highlight three main bands, 2–8-, 8–22- and 20–90-day, with a dominance of eastward propagation. In Sect. 5 the Wheeler and Kiladis (1999) space–time spectral analysis will enable to identify the associated CCEK wave dynamics over West and Central Africa. Eastward propagating CCEK signals in the three periodicity bands will be detailed in Sect. 6 and westward propagating CCEK signals in Sect. 7, confirming the dominance of eastward CCEK dynamics. Conclusions will be given in Sect. 8.

2 Data

In this study we have used different products of precipitation and convective activity in order to get robust results, as well as reanalysed atmospheric fields for documenting the spatial patterns associated to convection in the different

periodicity bands. The period 1979–2010 will be used as the reference period available for both NOAA OLR et ERAI data (see below), and the other products, available on shorter periods, will help to complement and validate the results.

2.1 The daily NOAA OLR product

Since 1974, polar-orbiting National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Television and Infrared Observation Satellite (TIROS) satellites have established a quasi-complete series of twice-daily outgoing longwave radiation (OLR) at the top of the atmosphere at a resolution of 2.58 latitude–longitude (Grueber and Krueger 1974). The daily-interpolated OLR dataset produced by the Climate Diagnostic Center (Liebmann and Smith 1996) has been used here over the period of 1979–2010 as a proxy for deep convection. Local hours of the measurements varied between 0230 and 0730 UTC in the morning and between 1430 and 1930 UTC in the afternoon. Because deep convection over West Africa has a strong diurnal cycle, a sample of daily OLR based on two values separated by 12 h is obtained to get a daily average. Wheeler et al. (2000), Straub and Kiladis (2002), and Roundy and Frank (2004), among others, have illustrated the utility of OLR in tracing convectively coupled equatorial waves. This product will be used as the reference dataset.

2.2 The daily CLAUS Tb data

Satellite-observed infrared brightness temperatures (Tb) from the Cloud Archive User Service (CLAUS; Hodges et al. 2000) have also been used over the period 1984–2005 to detect the convective cloudiness at higher spatiotemporal resolution ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 3 h). Daily averages have been computed. This dataset is built from multiple geostationary and polar-orbiting satellite imagery in the infrared window channel. It has been successfully applied to the study of the diurnal cycle by Yang and Slingo (2001) and to the study of African easterly and CCEK waves and convection by Mekonnen et al. (2006, 2008).

2.3 The daily GPCP rainfall product

The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) One-Degree-Daily (1DD) combination has been used over the period of 1997–2008 to complement the results obtained with the other infrared datasets. This rainfall estimate product is based on 3-h merged global infrared brightness temperature histograms on a $1^\circ \times 1^\circ$ grid in the 40°N – 40°S band (Huffman et al. 2001). It has the advantage of providing global coverage with a better sampling than the NOAA OLR dataset. On the other hand, because it is only

available since 1997, it can be used only as a complement to carry out our investigation. Moreover, because it is based on infrared histograms, its rainfall estimate may have large errors when rainfall is produced by warm-top clouds.

2.4 The daily TRMM rainfall product

In addition, the daily TRMM 3B42 rainfall product on a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid has been used over the period 1998–2010. It mixes satellite measurements including the TMI and TRMM precipitation radar to calibrate infrared precipitation estimate from geostationary satellites as well as data from ground radars (Huffman et al. 2007), which guarantees the best possible quality for precipitation data. It is retrieved from the website www.trmm.gsfc.nasa.gov.

2.5 The ERA-Interim reanalysis data

The ERA-Interim reanalysis from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF; hereafter ERAI; Dee et al. 2011) has been used over the period 1979–2010 to document the spatial patterns associated with the convection signals. These reanalyses data are available on a $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ horizontal grid with vertical atmospheric profiles retrieved on 23 levels from 1,000 to 100 hPa. For this study, the daily mean of the 6-hourly parameters have been computed. Daily OLR and rainfall data are also shown in order to evaluate them in front of the satellite-observed products.

3 Examples of synoptic and intraseasonal time sequences over the Guinea coast

Figure 1 presents the mean bi-monthly fields of TRMM rainfall and NOAA OLR from January–February to November–December, as well as the corresponding time–latitude cross-sections over West and Central Africa. These panels show the well-known meridional evolution of the ITCZ with a higher spatial resolution for the TRMM product. In particular high rainfall amounts in the Cameroon highlands and west of the Fouta Jalon mountains are well detected over most of the year. From March to June, convection and precipitation are high along the Guinean coast due to the location of the ITCZ over the highest SSTs in the year in the equatorial basin. This precedes the well-known northward shift of the ITCZ over West Africa at the end of June (see Fig. 1B left panel) indicating the start of the summer monsoon (Sultan and Janicot 2003). Over Central Africa such an abrupt northward shift does not exist and the ITCZ moves less to the north but summer rainfall starts to increase at the same time (Fig. 1B right panel). Similar patterns are given by the other OLR and

rainfall products but with lower values for ERAI (not shown).

Figure 2 shows characteristic synoptic, medium-range and intra-seasonal time sequences of convection (CLAUS Tb) and precipitation (TRMM) over the Atlantic-Africa domain in northern spring. These sequences have been selected based on the full investigation presented in the next sections. It is shown here as an illustration and is analysed further in Sects. 6 and 7. Left panels show (1) the time-longitude sequence of 2.5°S – 7.5°N averaged Tb from 1 to 30 March 1999 where the synoptic timescale signal is well defined, (2) the corresponding daily mean 2.5°S – $7.5^\circ\text{N}/5^\circ\text{W}$ – 5°E TRMM rainfall evolution smoothed by a moving-sum over 2 days, and (3) the corresponding wavelet diagram of the NOAA OLR index computed as an average over 2.5°S – $7.5^\circ\text{N}/5^\circ\text{W}$ – 5°E . Middle panels show the sequence from 25 March to 5 May 2001 where the medium-range timescale signal is well defined and daily rainfall evolution is smoothed by a moving-sum over 5 days. The right panels show the sequence from 1 March to 1 July 2003 where the intra-seasonal timescale signal is well defined and daily rainfall evolution is smoothed by a moving-sum over 10 days. All three time-longitude cross-sections show westward propagating signals of mesoscale convective systems (Tb shaded in blue) with succession of sequences of more or less convective activity. The impact of these fluctuations is very clear over the Guinean coast in the respective daily rainfall time series where high variations with periodicities of about 6 days (synoptic), 15 days (medium-range) and 50 days (intra-seasonal) are highlighted. They are also well detected in the wavelet diagrams of NOAA OLR.

4 Detection of the main periodicities

In this section we aim at detecting and identify the main mode of variability in terms of convection and precipitation over West and Central Africa. So a reference regional index based on the first EOF component of 2–90-day filtered convection and precipitation data will be defined. Deseasonalised atmospheric fields will be regressed onto this index to get a first view of the dominant atmospheric patterns and dynamics. Then this index will be decomposed through SSA, and a HAC will be applied on the regression fields associated to the SSA components in order to define objectively the main spectral bands of variability within the 2–90-day band.

4.1 Reference index definition

First eigenvectors of March–June 2–90-day filtered NOAA OLR, CLAUS Tb, ERAI OLR, and GPCP, TRMM and

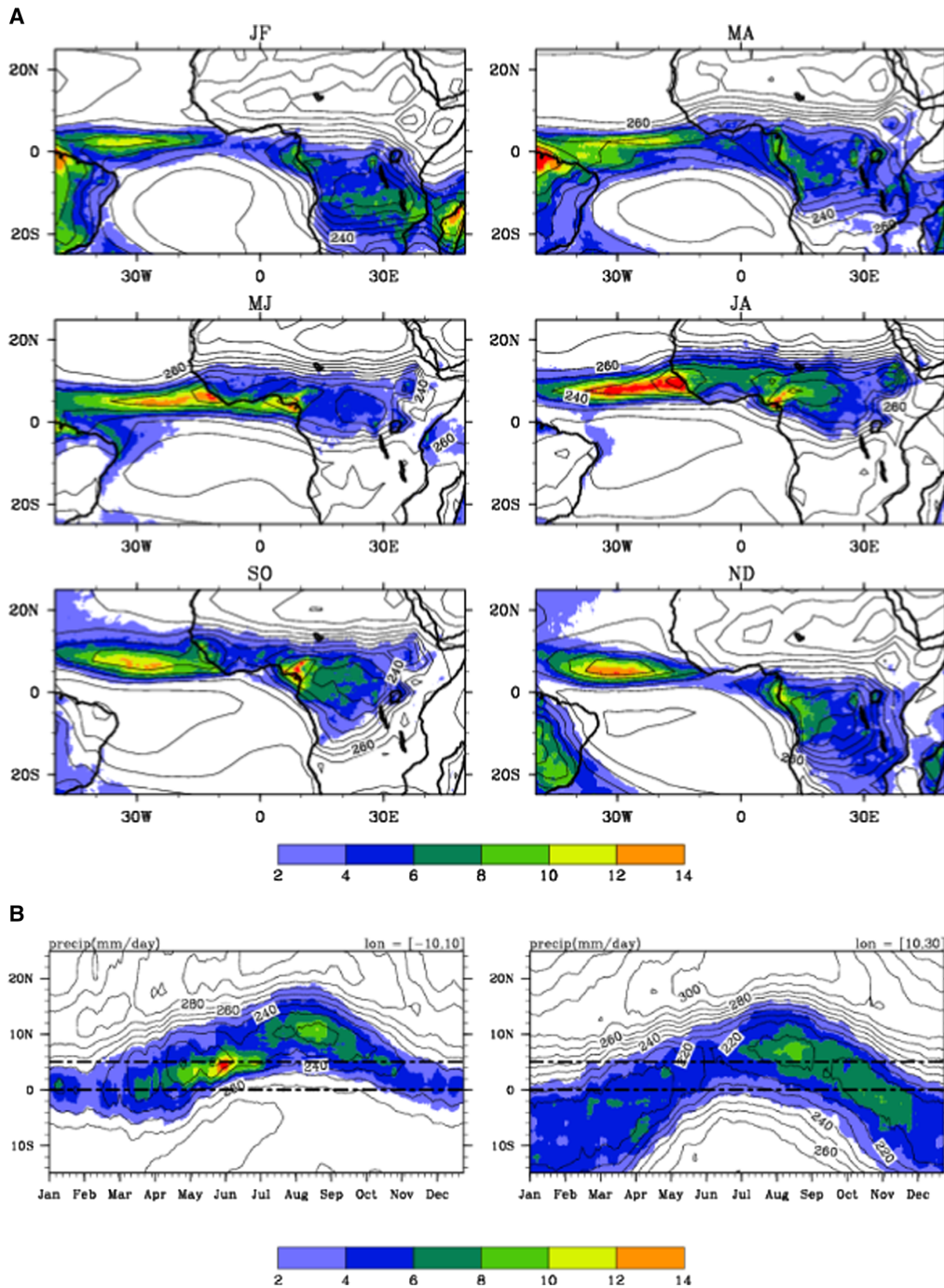


Fig. 1 A Mean bi-monthly TRMM rainfall (mm day^{-1} , color) and NOAA OLR (Wm^{-2} , contour) from January–February to November–December. B Time–latitude cross-sections of TRMM (color) and NOAA OLR (contour) averaged over $10^{\circ}\text{W}–10^{\circ}\text{E}$ (left) and $10^{\circ}\text{E}–30^{\circ}\text{E}$ (right)

ERA-Interim (ERA-Interim) rainfall have been computed over their respective period (see Sect. 2) over the domain $50^{\circ}\text{W}–50^{\circ}\text{E}/15^{\circ}\text{S}–20^{\circ}\text{N}$ using the covariance matrix. The variance fields of

the reconstruction by these first principal components are shown on Fig. 3 with the respective percentages of explained 2–90-day variance by these components. Note

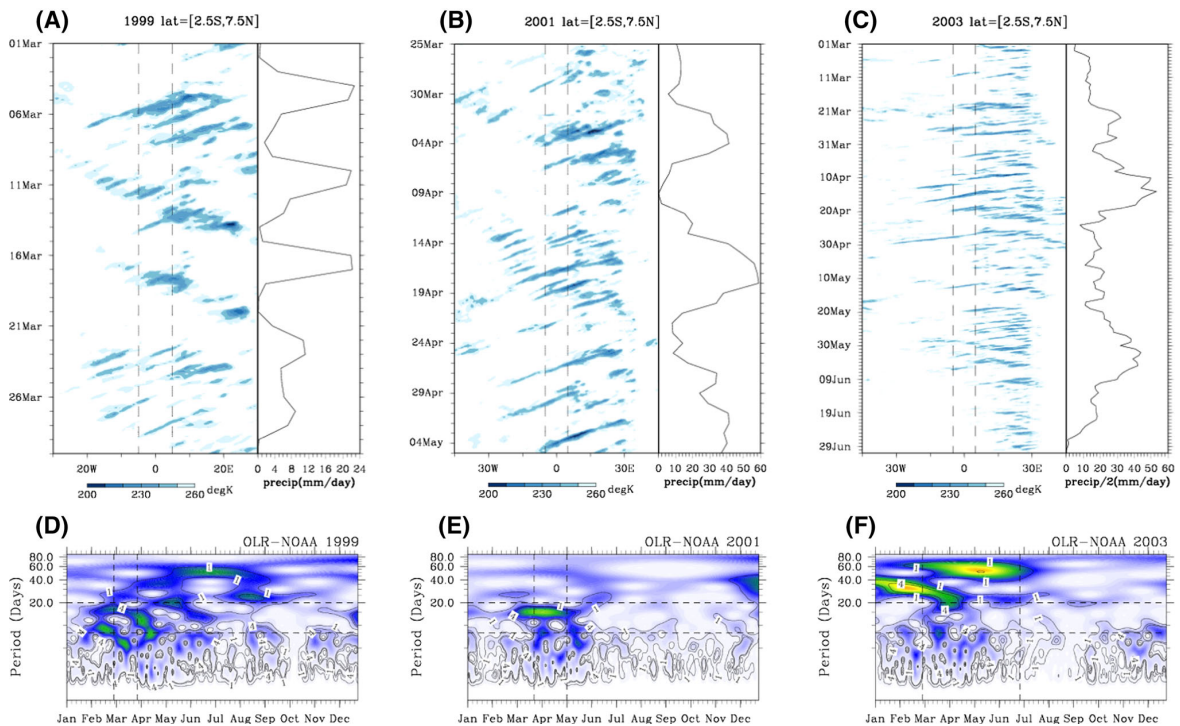


Fig. 2 Examples of characteristic **A** synoptic, **B** medium-range and **C** intra-seasonal time sequences of convection and precipitation over the Atlantic-Africa domain. The time-longitude cross-sections show the CLAUStb values ($^{\circ}\text{K}$) along $45^{\circ}\text{W}-45^{\circ}\text{E}$ and averaged over $2.5^{\circ}\text{S}-7.5^{\circ}\text{N}$; it highlights westward propagating convective systems. Curves represent the TRMM rainfall values (mm) averaged over $2.5^{\circ}\text{S}-7.5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}$. The $5^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}$ domain is displayed on the cross-sections. Corresponding wavelet diagrams of a NOAA OLR index computed as an average over $2.5^{\circ}\text{S}-7.5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}$ are shown

below (**D-F**). Three time sequences are presented : **A** the sequence from 1 to 30 March 1999 where the synoptic timescale signal is well defined and daily rainfall evolution is smoothed by a moving-sum over 2 days; **B** the sequence from 25 March to 5 May 2001 where the medium-range timescale signal is well defined and daily rainfall evolution is smoothed by a moving-sum over 5 days; **C** the sequence from 1 March to 1 July 2003 where the intra-seasonal timescale signal is well defined and daily rainfall evolution is smoothed by a moving-sum over 10 days

that the color scales are different in order to better see the details within each field. All the patterns are consistent and show a strong pole centred over the Guinean coast, including an extension of weaker values over West and Central Africa but for OLR and Tb only. That means that over Central Africa in particular the OLR variance is not due to rainfall variability but to non-precipitating clouds or atmospheric moisture. The rainfall fields highlight another pole along the equator off the Brazilian coast that is associated with an opposite sign in the eigenvector fields (not shown), meaning that more rainfall over the Guinea gulf is linked to less rainfall to the west. Such dipoles are also present in the OLR eigenvectors but with very weak variances in the western pole (not displayed). Explained variance percentages of these first EOF components are included between 6.7 and 9.6 % for OLR/Tb, and between 2.7 and 4.7 % for rainfall, probably due to the higher spatial resolution of the rainfall datasets, to higher small scale variance for rainfall fields and to a highly skewed

positive distribution. On Fig. 3 while the ERAI OLR variance field shows values of the same order as for NOAA OLR, ERAI rainfall variances are very weak compared to TRMM and GPCP values, meaning a high under-estimation in this reanalysis product. Same EOF analysis performed separately on March-April and May-June show similar patterns but a bit more zonally elongated in May-June (not shown). Based on these results, we can define a reference daily index as the average of 2-90-day filtered NOAA OLR over the area $2.5^{\circ}\text{S}-7.5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}$. This index is correlated at +0.94 to the similar deseasonalised index. Table 1 (first row) shows the correlations between this index and similar indices computed from the five other OLR and rainfall variables. Correlations are higher than 0.7 in absolute value for CLAUStb, GPCP and ERAI OLR, which are the products the most similar to NOAA OLR, and between 0.4 and 0.5 in absolute value for TRMM and ERAI rainfall. We have checked that using a similar index computed on a bit different area sizes does not modify the

Guinean coast and Central Africa

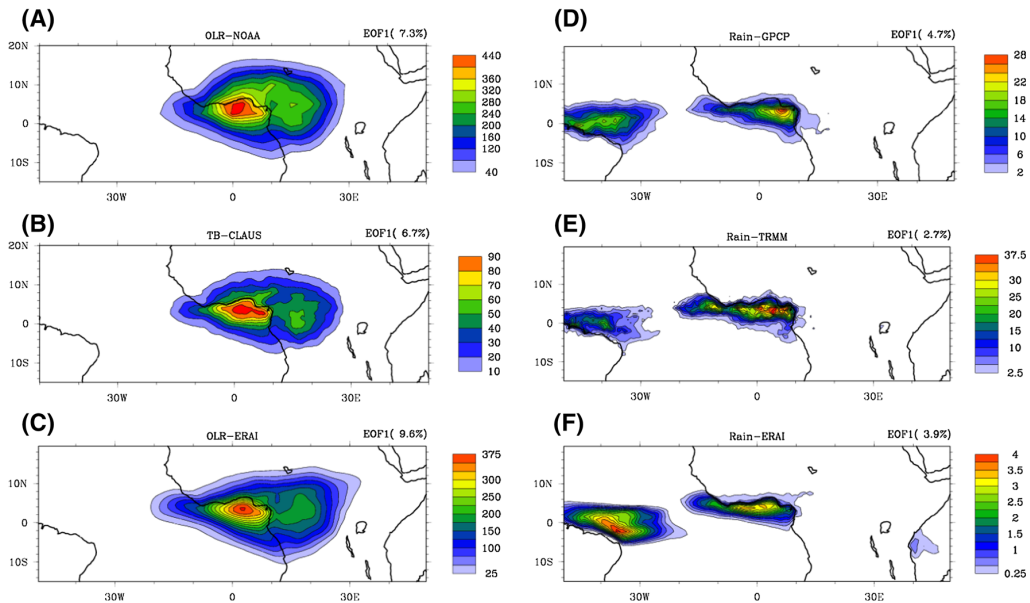


Fig. 3 Variance fields of the reconstruction by the first principal component of March–June 2–90-day filtered **A** NOAA OLR ($W^2 m^{-4}$), **B** CLAUS Tb ($^{\circ}K^2$), **C** ERAI OLR ($W^2 m^{-4}$), and

D GPCP, **E** TRMM, **F** ERAI rain ($mm^2 day^{-2}$). Respective percentages of explained variance by the first component are indicated. *Color scales* are different so as to better see the details

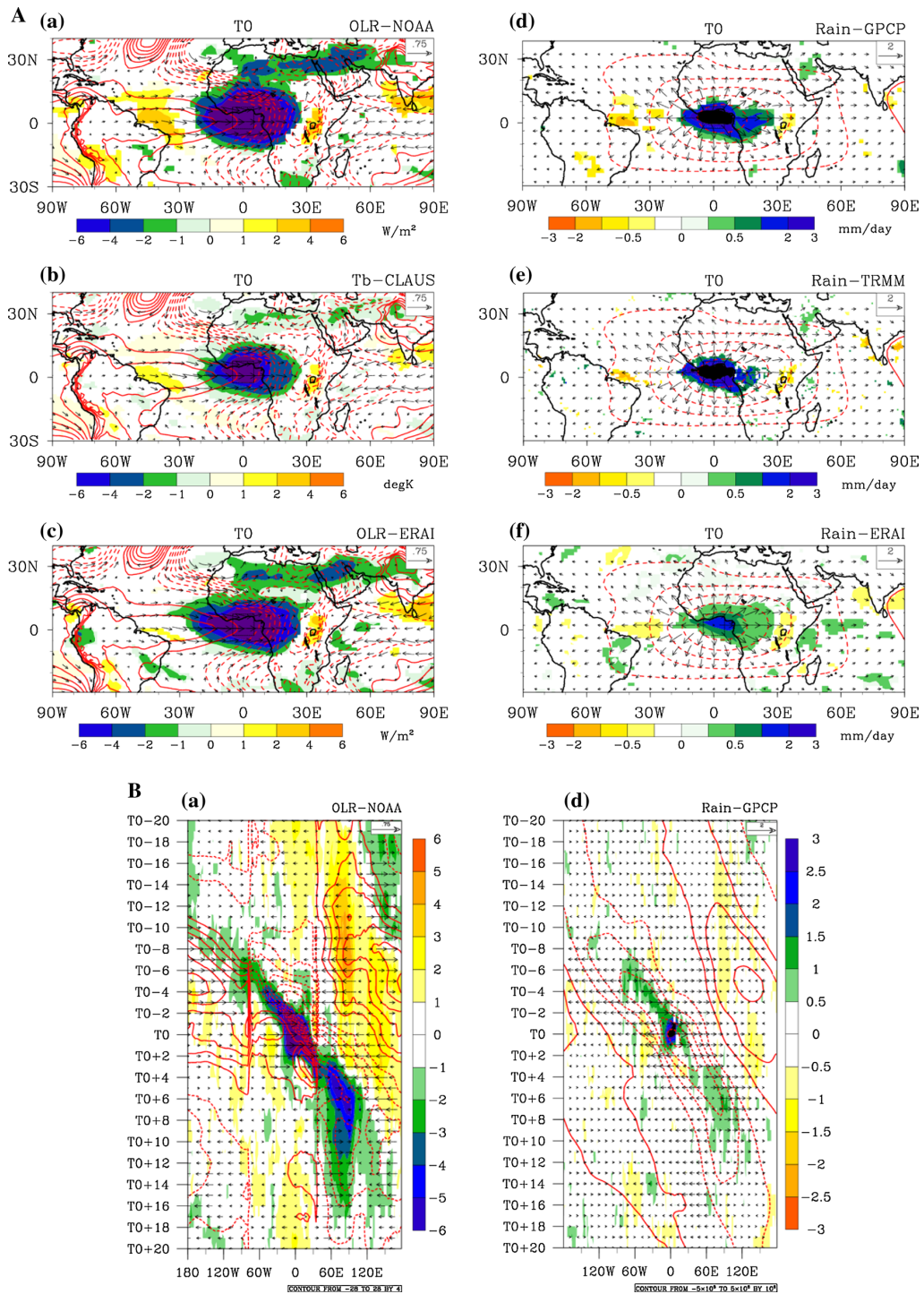
Table 1 First row: Correlations between the reference 2–90-day filtered NOAA OLR index over the Guinean coast and similar indices computed from the five other OLR and rainfall variables

Index	NOAA OLR	CLAUS Tb	ERAI OLR	GPCP Rain	TRMM Rain	ERAI Rain
Correl NOAA OLR/other indices	+1.00	+0.95	+0.71	−0.79	−0.51	−0.43
Correl 20–90-day RCPs NOAA OLR/RCPs other indices	+0.98	+0.94	+0.85	−0.88	−0.84	−0.69
Correl 8–22-day RCPs NOAA OLR/RCPs other indices	+0.98	+0.94	+0.79	−0.84	−0.84	−0.62
Correl 2–8-day RCPs NOAA OLR/RCPs other indices	+0.80	+0.76	+0.53	−0.56	−0.52	−0.31

Second row: correlations of the RCPs reconstructed NOAA OLR index over the 20–90-day band and of the other 20–90-day band filtered indices with the 20–90-day NOAA OLR reference index. Third row: as second row but for the 8–22-day band. Fourth row: as second row but for the 2–8-day band

results in the rest of the study. Moreover in order to better evaluate the space representativity of this reference index, we have computed the correlation coefficients between the reference index and indices computed over two larger longitude domains, a first one over $10^{\circ}W-10^{\circ}E$ and the second one over $10^{\circ}W-30^{\circ}E$. For the largest one, the correlations with the reference indices are equal to 0.82, 0.78, 0.75, 0.77, 0.64 and 0.65 for NOAA–OLR, CLAUS Tb, ERAI OLR, GPCP, TRMM and ERAI rain respectively, meaning a good coherency between West and Central Africa for irradiances and a moderate one for precipitation, in consistency with the EOF reconstructed variance patterns. So the reference index defined over the longitude band $5^{\circ}W-5^{\circ}E$ is representative of a more extended area including Central Africa.

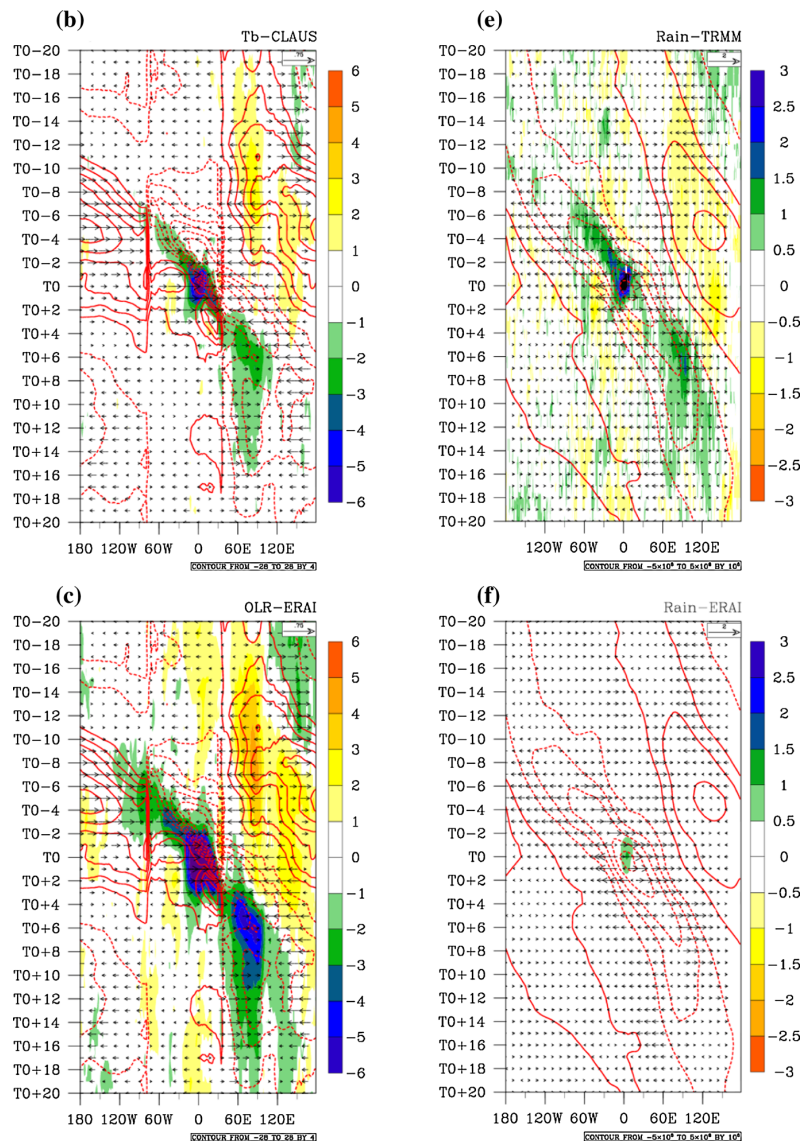
To evaluate the representativeness of this reference index on the full atmospheric fields and to get a first outlook of the associated atmospheric dynamics, March–June regression patterns of deseasonalised atmospheric variables onto this standardised 2–90-day filtered reference index have been computed, first at time T_0 (with no time lag; Fig. 4A), second through time-longitude cross-sections from $T_0 - 20$ days to $T_0 + 20$ days (Fig. 4B). Regression coefficients are displayed for NOAA OLR, CLAUS Tb, ERA OLR ($W m^{-2}$) with superimposed 925 hPa wind and geopotential height, and for GPCP, TRMM and ERAI rainfall ($mm day^{-1}$) with superimposed 200 hPa divergent wind and velocity potential. These values can be interpreted in terms of their modulation associated to a variation of the NOAA OLR reference index of one standard



◀ **Fig. 4** **A** Regression patterns over March–June onto the standardised 2–90-day filtered NOAA OLR reference index (average over 2.5°S–7.5°N/5°W–5°E) of deseasonalised variables for their respective periods (see Sect. 2). *a* at time T_0 (with no time lag) for *a* NOAA OLR, *b* CLAUStb, *c* ERA OLR (Wm^{-2}) with superimposed 925 hPa wind and geopotential height, and for *d* GPCP, *e* TRMM, *f* ERAI rain ($mm\ day^{-1}$) with superimposed 200 hPa divergent wind and velocity potential. Only 90 % significant OLR and rainfall regression coefficients are displayed, and for a better clarity all wind, geopotential height and velocity potential regression coefficients are displayed. Vector scales are displayed. **B** Same as **A** but for $T_0 - 20/T_0 + 20$ days time–longitude cross-sections averaged over 2.5°S–7.5°N (regression coefficients of zonal wind components are displayed)

deviation. The spatial patterns at T_0 are consistent with the EOF eigenvectors and show a high modulation of deseasonalised convection and rainfall centered over the Guinean coast and the equatorial Guinean gulf, with a zonal extension from 30°W to 30°E for OLR but a weaker one restricted over the oceanic basin for rainfall (with weak values for ERAI rainfall). In particular Central Africa is more weakly affected in terms of precipitation than in terms of OLR, meaning a modulation of non precipitating clouds and/or atmospheric water vapour content. The area of enhanced rainfall and convective activity is associated

Fig. 4 continued



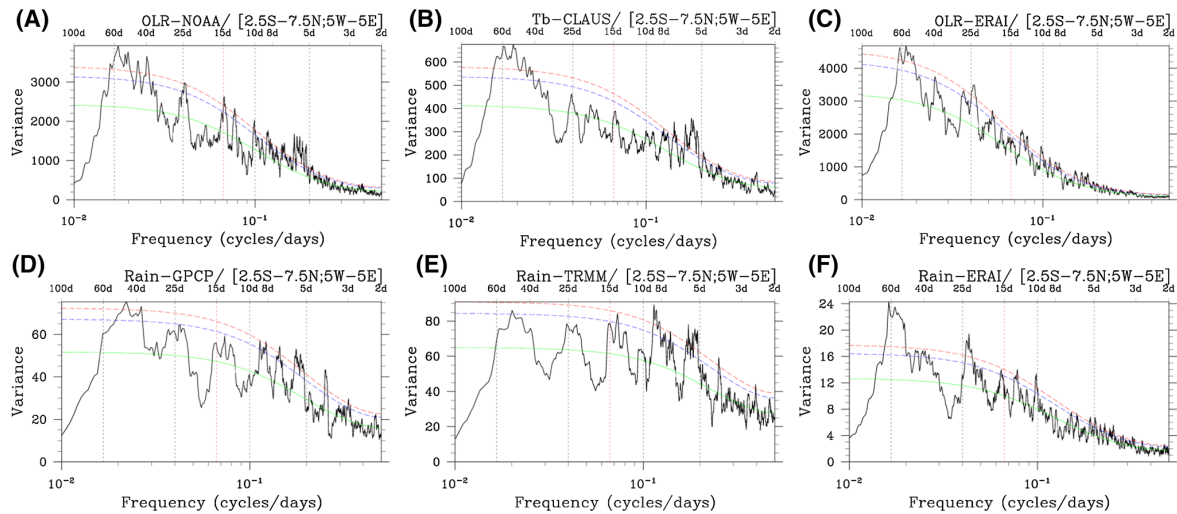


Fig. 5 March–June spectra of the 2–90-filtered **A** NOAA OLR reference index and of other filtered indices computed over the same area 2.5°S–7.5°N/5°W–5°E (**B** CLAUS Tb, **C** ERAI OLR, **D** GPCP, **E** TRMM and **F** ERAI rain) on their respective periods (see Sect. 2).

Green, blue and red curves represent the red noise spectrum and the associated significance level of 90 % and 95 %. The period of 15 days is highlighted in red

with a clear upper levels divergent outflow and in the lower levels with east–west pressure gradient and enhanced easterly wind components in quadrature with the OLR peak, that is characteristic of a Kelvin wave pattern. This is confirmed by the time–longitude cross-sections of Fig. 4B that highlight eastward propagations of both the convective envelop and the associated pressure–wind patterns. This signal is high from 60°W to 90°E but with weaker modulations over Central Africa. This enhanced convective signal is preceded and followed by an opposite modulation but no clear periodicity appears at this stage. One can notice again the very weak values of ERAI rainfall compared to TRMM and GPCP products. On Fig. 4A a zonal band of negative values is also present along 30°N over northern Africa and Saudi Arabia in NOAA and ERAI OLR but not in rainfall fields, meaning atmospheric moisture or non-precipitating clouds probably associated with tropical plumes (Knippertz and Fink 2009). Regressed atmospheric patterns onto the other irradiance and rainfall indices averaged over the same reference area have also been computed and they have very similar patterns (not shown).

4.2 Spectral analysis of the reference index

To better identify the main modes of variability within the 2–90-day band, spectral analysis and decomposition have been carried out based on the reference index. Figure 5 shows the March–June smoothed spectra of the NOAA OLR reference index and of the other indices computed

over the same area 2.5°S–7.5°N/5°W–5°E (CLAUS Tb, ERAI OLR, and GPCP, TRMM and ERAI rainfall) on their respective periods (see Sect. 2). Significant peaks (95 % of the red noise spectrum) are detected on the NOAA OLR reference index mainly between 30 and 60 days, around 25 and 15 days, and between 5 and 10 days. These main periodicities are also present and mostly significant for the other five indices.

To go further into this spectral decomposition and to identify the main periodicity bands, a SSA has been performed on the NOAA OLR reference index. Such a procedure was used in Janicot et al. (2010). SSA (Vautard and Ghil 1989; Vautard et al. 1992; Ghil 2002) is related to EOF analysis but is applied to a lagged time series providing SSA modes that correspond to oscillations in a specific frequency band. It is well designed to extract periodic information from noisy time series. Given the time series of the reference index as $x(t)$ of length N , x is embedded in a vector space of dimension M to represent the behaviour of the system by a succession of overlapping views of the series through a sliding M -point window. SSA provides eigenvectors, the EOFs in the time domain (T-EOFs), and quasi-periodic modes appear as pairs of degenerate eigenvalues associated with T-EOFs in quadrature. The projection of the original time series onto the k th T-EOF gives the corresponding principal components in the time domain (T-PCs). One can reconstruct the part of the original time series associated with the mode k , RC_k , by combining the k th T-EOF and the k th T-PC. The RCs are additive and the original time series can be reconstructed

Guinean coast and Central Africa

Table 2 Percentages of explained variance of the first 30 T-EOFs of the SSA

Eigenvalue	Variance (%)	Cumulated variance (%)
1	6.22	6.22
2	5.91	12.13
3	4.63	16.76
4	4.38	21.13
5	4.00	25.13
6	3.92	29.06
7	3.58	32.64
8	3.52	36.16
9	3.13	39.29
10	3.10	42.39
11	2.97	45.36
12	2.92	48.27
13	2.80	51.07
14	2.77	53.84
15	2.68	56.53
16	2.68	59.21
17	2.49	61.69
18	2.46	64.15
19	2.41	66.56
20	2.27	68.84
21	2.24	71.08
22	2.15	73.23
23	1.79	75.01
24	1.58	76.60
25	1.48	78.06
26	1.32	79.38
27	1.18	80.55
28	1.04	81.59
29	1.03	82.62
30	1.01	83.63

by summing up the M reconstructed components RC_k . The choice of the window size M is arbitrary. It must be large enough to get as much information as possible and yet small enough to ensure many repetitions of the original signal by maximizing the ratio N/M (Ghil 2002). A value of 60 has been used for M to accommodate the intra-seasonal signal at 40–60-day. Similar analyses have been performed for different values of M from 40 to 60, and the results were not very sensitive to these different window sizes.

The results of the SSA applied on the 2–90-day filtered reference index are presented in Table 2 and Fig. 6. Table 2 shows the explained variance of the first 30 T-EOFs (84 % for their sum). Oscillatory modes can be detected by pairs of eigenvalues that are approximately equal and by T-EOFs in quadrature. Figure 6 displays the smoothed spectra of the 2–90-day filtered NOAA OLR

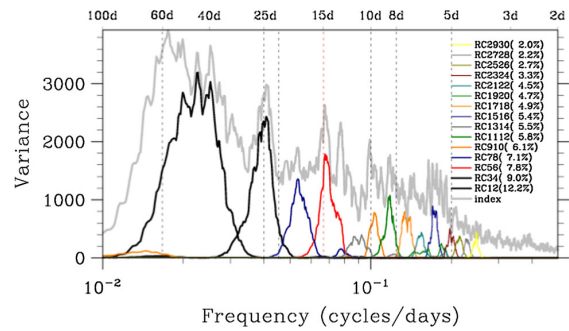
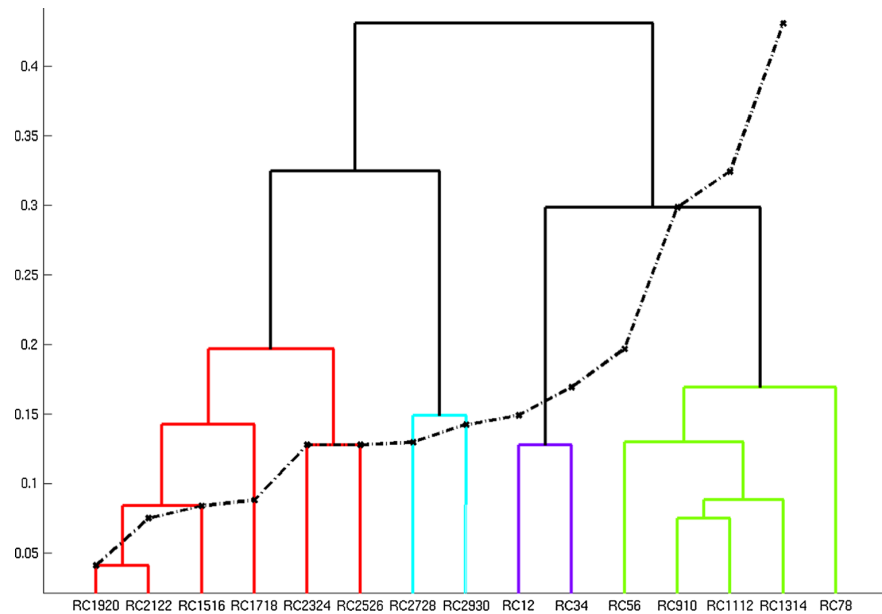


Fig. 6 Spectra of the 2–90-day filtered NOAA OLR reference index and of the reconstructed signals by pairs of components RC_{1-2} to RC_{29-30} . The explained variance percentages of the reference index are indicated for every pairs

reference index (same as Fig. 5) and of the reconstructed signals by pairs of components RC_{1-2} to RC_{29-30} . The first oscillatory mode is captured by the first pair of T-EOFs, representing 12.2 % of the variance and is characterized by a periodicity band between 30 and 60 days with higher energy near 50 days. The following pair of T-EOFs represents another oscillatory mode (9.0 % of the variance) with high energy between 20 and 30 days and a spectral peak around 25 days. The third pair of T-EOFs extracts a bit weaker oscillatory mode (7.8 % of variance) with the highest energy between 12.5 and 16.5 days and a spectral peak at 15 days, and the fourth pair (7.1 %) between 16.5 and 22 days with a peak around 18 days. Other T-EOFs pairs exhibit shorter periodicities from 12.5 to 3.5 days. On Fig. 6 one can see that not all the variance is retrieved by SSA but what is retrieved and highlighted by SSA corresponds to periodic signals.

Our aim is then to classify these RC modes in order to define objectively the main periodicity bands. The first step has been to compute maps of deseasonalised OLR over the domain $15^{\circ}N-15^{\circ}S/180^{\circ}W-180^{\circ}E$ regressed onto each of the 15 RC modes (RC_{1-2} to RC_{29-30}), as was done in Fig. 4. The regression maps at T_0 to highlight similar spatial patterns with progressive shorter zonal wavelength as the RC periodicities are decreasing (not shown). All of them show eastward propagative signals between $T_0 - 20$ and $T_0 + 20$ days, consistent with Kelvin-type signals (not shown). The second step is to aggregate these spatial T_0 patterns into a smaller number of types based on their similarities. For that we apply the HAC using a distance between every two maps based on the correlation coefficient: $Dist = 2 \times (1 - C)$ where C is the correlation between two of these regression coefficients maps. This enables to quantify all these distances in terms of spatial similarity independently of the amplitude of the regression

Fig. 7 Dendrogram of the RC₁₋₂ to RC₂₉₋₃₀ spatial regression patterns. The ordinate represents the aggregation index scale based on the intra-classes variance with the Ward distance metric. The evolution of this aggregation index is shown by the dotted line



coefficients, and to classify them into different classes using the Ward metric (Saporta 1990). The resulting dendrogram is shown in Fig. 7. A test is applied at each significant cutting level of the dendrogram defined by the “rule of the elbow”, that is the level where there is a significant change of the aggregation index, based on this metric. We chose first to select a classification into four classes, just before a drop of this index when one goes from four to five classes. This discriminates the RC₁₋₂ to RC₃₋₄ (20–90-day periodicity band), the RC₅₋₆ to RC₁₃₋₁₄ (8–22-day periodicity band), the RC₁₅₋₁₆ to RC₂₅₋₂₆ (the 5–8-day periodicity band) and the RC₂₇₋₂₈ to RC₂₉₋₃₀ (periodicities below 5 days). As the RC₂₇₋₂₈ to RC₂₉₋₃₀ variance is very weak and periods short and close to 5 days, we finally chose to aggregate RC₁₅₋₁₆ to RC₂₉₋₃₀ and include also shorter periodicities. Then SSA and HAC enable to discriminate three periodicity bands, 20–90-day, 8–22-day and 2–8-day, what will be used in the following sections. The SSA decomposition has produced a continuum of spatial regression patterns with progressively shorter wavelengths with decreasing periodicities, leading to classes with a good internal consistency, and then to a weak loss of variability when applying HAC. Sensitivity tests on the boundaries of these three bands have been carried out that provide similar results in the rest of the study (not shown). Another point is that our results would not have been different if we had used the other products than NOAA OLR to define the boundaries of the spectral bands used for filtering in the next sections, since we do not focus on individual SSA components but on their classification and related boundaries of spectral bands that is less

sensitive. We have checked that the other dendrograms provide similar results (not shown).

Table 1 (second row) shows the correlations of the RCPs reconstructed NOAA OLR index over the 20–90-day band and of the other 20–90-day band filtered indices with the 20–90-day NOAA OLR reference index, as well as similar correlations for the 8–22-day band (third row) and the 2–8-day band (fourth row). All of these coefficients are significant at least at 5 %, and more for most of them. It confirms that the three RCPs reconstructed NOAA OLR signals represent very well the corresponding three bands variability, and that, as seen in first column of Table 1, the other OLR products have also high correlations, as for rain products except ERAI. These correlations are globally weaker for the 2–8-day band (fourth row), due to the fact that the considered RCPs do not extract periodicities between 2 and 4 days (see Fig. 6). Finally one can notice that the 2–8-, 8–22- and 20–90-day filtered indices are correlated at +0.64, +0.53, +0.47 respectively with the deseasonalised reference index. EOF analysis similar to Fig. 3 but for each of the three periodicity bands have been performed and shows a first eigenvector with high weights still located along the Guinean coast confirming that our reference index is also relevant at these timescales (not shown). This will be detailed in Sect. 6.

5 Spectral space–time analysis

We have seen that the 2–90-day filtered OLR main mode, as well as pairs of RC modes, have a spatial pattern and an

eastward propagation consistent with CCEK signals. Our aim is to investigate more precisely this dynamics for the three identified periodicity bands by using the Wheeler and Kiladis (1999) spectral space–time decomposition in order to evaluate in particular the effect of the equatorial dynamics of CCEK, CCER and MJO.

A wavenumber–frequency spectral analysis has been performed on the OLR component symmetric about the equator between 15°N and 15° for February–July 1979–2010, as well as for the other OLR and rain products over their respective available periods. It has been carried out both on all the longitudes and on restricted longitude domains by tapering data to zero outside of these domains to control spectral leakage. Two domains have been tested: 90°W–60°E and 60°W–30°E. The wavenumber–frequency spectral analysis provides similar results for the three domains except that we get stronger signals on restricted domains especially for Kelvin and Westward Inertia-Gravity (WIG) waves (not shown). Figure 8A shows these results for the intermediate domain 90°W–60°E. The shaded spectral peaks lie above the 95 % level of significance, and a family of equivalent depth curves for Kelvin, Equatorial Rossby, and IG waves from equatorial linear shallow-water theory (Matsuno 1966) are also shown (see Wheeler and Kiladis 1999 for more details).

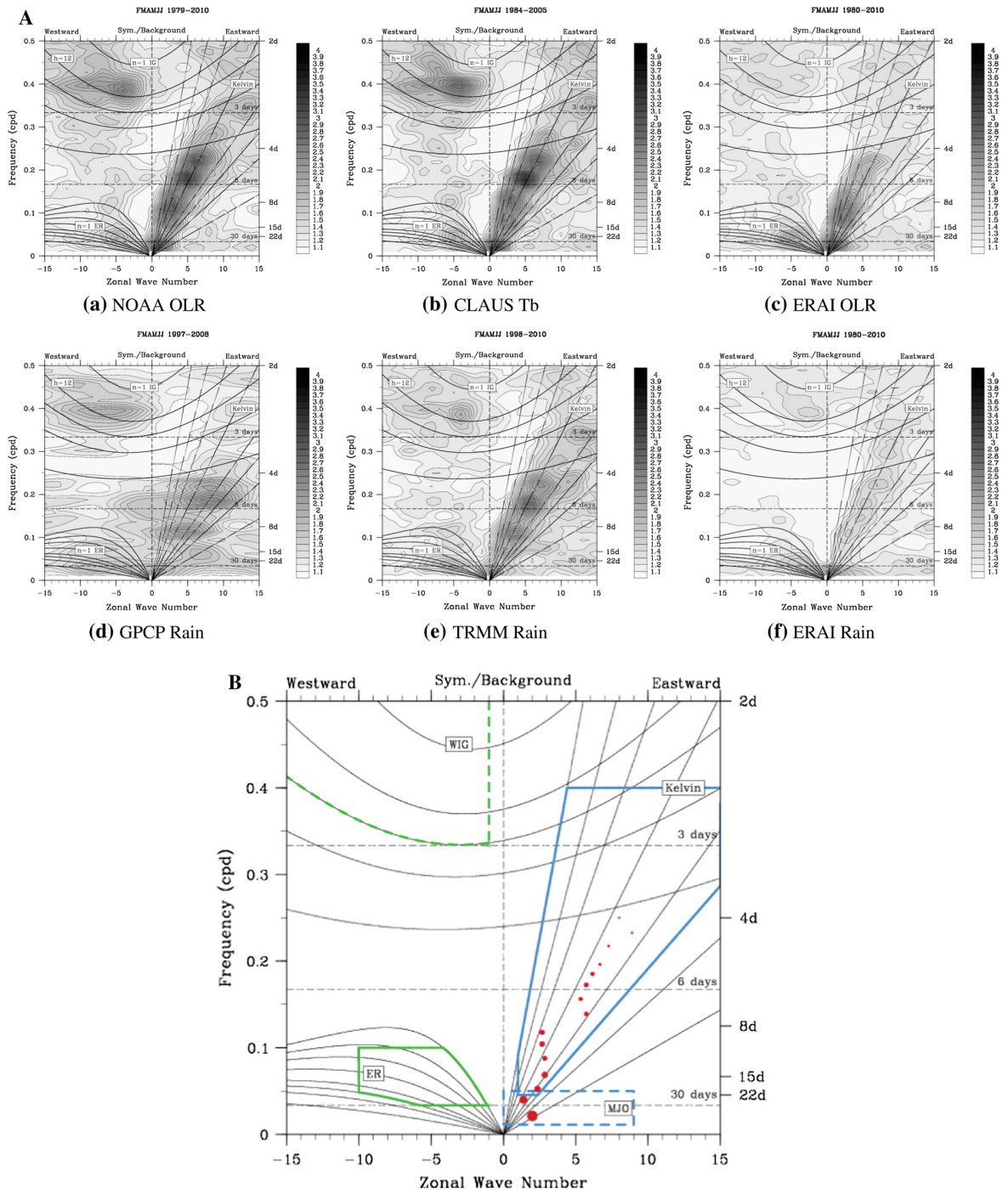
The spectra reveal the existence of peaks corresponding to CCEK and CCER waves. The MJO peak is also visible in the spectrum but does not correspond to a shallow-water mode. In Wheeler and Kiladis (1999) a so-called tropical depression band, representing easterly waves for Africa, was also identified during northern summer in the westward-propagating signal domain for 2–6-day periods and 6–20 westward zonal wavenumbers. However this signal is no more present in northern winter and is replaced by some signal in the WIG domain centred around periodicity 2.5 days and zonal wavenumber 5 (see Fig. 5 of Wheeler and Kiladis 1999). In Fig. 8A there is a similar WIG signal and no evidence of an easterly wave signal, what is consistent with the period of the year, February to July, used to compute Fig. 8A spectra. The CCEK NOAA OLR signal has three main peaks between 8 and 10, 5 and 6, and 4 and 5 days. A weaker one is also evident near 3 days. We can also notice weak amplitudes around 7 days and around 20 days that corresponds well to the boundaries of the periodicity bands identified in Sect. 4. The main CCER peak is centred around 25 days and the MJO eastward signal appears at periods above 30 days. CLAU5 Tb and ERAI OLR show similar peaks but with clearly lower values for ERAI data. These peaks are also present in the rainfall data with again lower values for ERAI.

In Fig. 8B the boxes outline the regions of filtering for the CCEK and CCER waves examined here as well as for the WIG waves and the MJO signal. This filtering has been

performed by creating an OLR dataset through an inverse transform that retains only the Fourier coefficients corresponding to the designated boxes (Wheeler and Kiladis 1999). Note that the datasets obtained contain equatorial waves as well as a significant amount of background convection. This technique has been applied successfully for the West African summer monsoon in Mounier et al. (2007, 2008) and Janicot et al. (2009, 2010). Red dots represent the 15 RCs modes computed in Sect. 4 with size proportional to their variance. Their central period was provided from their spectrum and their wavelength estimated from the related regression pattern at To (Sect. 4). The first two modes are well located within the MJO box. Within the Kelvin domain the 3rd to 7th modes between 8 and 22 days and the remaining 8 modes between 4 and 8 days are mostly located along the 25 m equivalent depth meaning an average phase speed of about 16 m s⁻¹, some others along 12 m (phase speed of 11 m s⁻¹) and remaining few near 50 m (phase speed of 22 m s⁻¹).

6 Eastward propagation signals

In this section the spatial patterns associated to the three periodicity bands and the related filtered CCEK and MJO signals are examined. Let us recall that the SSA–HCA approach was used to define objectively the boundaries of the three main spectral bands that are then used for filtering data. Figure 9 revisits the characteristic examples of synoptic, medium-range and intra-seasonal signals shown on Fig. 2 by including superimposed filtered signals. Figure 9A highlights the 2–8-day filtered NOAA OLR signal (red contours) and the 2.5–8-day CCEK filtered NOAA OLR signal (black contours). When the Kelvin signal is high (5–23 March), it is associated with high eastward propagating 2–8-day filtered signal and it modulates very clearly the activity of westward propagating mesoscale convective systems. Outside of this active Kelvin sequence, the 2–8-day filtered signal appears less well organised. Figure 9B highlights the 8–22-day filtered NOAA OLR signal (red contours) and the 8–22-day CCEK filtered NOAA OLR signal (black contours). The 8–22-day signals appears well organised over the whole sequence and modulates clearly the activity of westward propagating mesoscale convective systems at this timescale. It is characterised by an eastward propagation combined with a systematic stationary phase along the Guinean coast between 15° and 0°W. The associated Kelvin filtered signal is high during the first half of the sequence only. Figure 9C highlights the 20–90-day filtered NOAA OLR signal (red contours) and the MJO filtered NOAA OLR signal (black contours). Again the activity of westward propagating mesoscale convective systems are modulated at this longer



◀ **Fig. 8 A** Regions of wavenumber–frequency filtering calculated for February–July over 1979–2010 for a NOAA OLR and respective available periods for the other OLR and rain products (*b–f*). Contours show the symmetric power divided by a background spectrum [note that the background was calculated for the full period; see Wheeler and Kiladis (1999) for details on the computation techniques]. Contour interval of this ratio is 0.1 starting at 1.0, with shading above 1.1 indicative of statistically significant signals. The *thin lines* are the various equatorial wave dispersion curves for the eight different equivalent depths 2, 5, 8, 12, 25, 50, 90 and 180 m for Kelvin and Equatorial Rossby waves, and 2, 5, 8, 12, 25 m for Inertio-Gravity waves. **B** The *boxes* indicate the regions of the wavenumber–frequency domain used for filtering of the data to retrieve the longitude–time information of the different convectively coupled equatorial waves [CCEK in *blue*, CCER in *green*, WIG in *dotted green*, and MJO in *dotted blue*]. *Red dots* represent the 15 RCs modes computed in Sect. 4 with size proportional to their variance

timescale through eastward propagating signals associated most of the time with MJO signals. In consequence these examples show that the westward propagating rain producing systems can be modulated significantly by eastward propagative waves at various time and space scales, contributing to define envelop of convective activity, and synoptic to intra-seasonal fluctuations of rain at sub-regional to regional scales.

Figure 10 shows maps of March–June 1979–2010 NOAA OLR variance for filtered 2–8-, 8–22- and 20–90-day signals, and for superimposed filtered 2.5–8-day CCEK, 8–22-day CCEK and MJO signals respectively (Fig. 10 left). Variance percentages of 2–8-, 8–22- and 20–90-day signals referred to 2–90-day variance are also shown (Fig. 10 right). The synoptic part (2–8-day) represents the highest fraction of variance with up to 70–80 % of 2–90-day variance over West and Central Africa. It is also very high over the rest of the equatorial band except the eastern coast of Africa. The maxima are centred a bit north of the equator over Africa and the East Pacific basin, and a bit south of the equator over the Indian and West Pacific basins as well as South America. The associated Kelvin contribution is high and its maxima are coincident with 2–8-day maxima. The spatial distribution of TRMM rainfall variance is similar to NOAA OLR except weak values over the African continent as seen in Fig. 3 (not shown). The variance field of the 8–22-day signal shows again maxima within the equatorial band with high values over the Indian and Pacific oceans. Other maxima are located along the Guinean coast, along 10°N over Africa, and over the western Sahara corresponding here to frequent occurrences of tropical plumes. In this sector the TRMM variance field shows again high values over the Guinean gulf only (not shown). Relative contributions to the 2–90-day NOAA OLR signal are rather of the same order all along the equatorial band about 20–30 % with a bit weaker values over land. Over the Guinea gulf it coincides with the maxima of the associated Kelvin signal. At 20–90-day scale, the

highest variance is located over the Indian basin consistent with the MJO events occurrence area. Over Africa and the Guinean gulf the variance pattern looks like the 8–22-day one with a bit lower values, and it coincides with the maxima of the MJO signal over this area. The relative contributions to the 2–90-day variance are weaker than for the 8–22-day band. TRMM variance is also weaker and its maxima still located over the Guinea gulf (not shown).

In the following figures we analyse the time sequences of regression patterns over March–June of deseasonalised fields onto the standardised NOAA OLR reference index filtered on 2–8-day (Fig. 11), 8–22-day (Fig. 12) and 20–90-day (Fig. 13) respectively. The objective is to analyse for each periodicity band the time sequence of convection, precipitation and associated atmospheric fields, and their links with the Kelvin and MJO equatorial dynamics.

Figure 11 shows the regression patterns from $T_0 - 3$ to $T_0 + 3$ days of (A) deseasonalised CLAUStb, 2.5–8-day CCEK filtered NOAA OLR and deseasonalised divergent 200 hPa wind, (B) deseasonalised TRMM, 925 hPa geopotential height and wind, (C) and 2.5–8-day CCEK filtered NOAA OLR, 925 hPa geopotential height and wind, as well as (D) the associated evolution from $T_0 - 10$ to $T_0 + 10$ days of the regression coefficients averaged over 2.5°S–7.5°N/5°W–5°E for deseasonalised NOAA OLR, filtered 2.5–8-day CCEK NOAA OLR, deseasonalised TRMM, and for the same variables averaged over 2.5°S–7.5°N/10°–30°E (Central Africa). On Fig. 11A, B, C CLAUStb has been chosen because it has an evolution similar to NOAA OLR but provides more small scale details. On Fig. 11D NOAA OLR has been chosen because the amplitudes can be compared directly to those of filtered CCEK signals. On all panels eastward propagation of convective envelop and associated precipitation is very clear. This dynamics is also signed by a high outflow area of divergent wind at 200 hPa (A). At low levels (B), the patterns of deseasonalised geopotential height and wind are very consistent with a Kelvin-like pattern with a pole of enhanced rainfall located within an area of high easterly geopotential height gradient and of zonal wind convergence, maxima of westerly (resp. easterly) winds being linked to maxima (resp. minima) of geopotential heights. This is confirmed by their similarity with the associated Kelvin filtered patterns shown in Fig. 11C. The phase speed of the CCEK is estimated to 15 m.s⁻¹. The mean periodicity of this signal is 5–6 days as seen on Fig. 11D both on deseasonalised and Kelvin filtered time series of OLR and precipitation over the Guinean coast. The amplitude of the Kelvin signal is about 40 % of the deseasonalised signal. Over Central Africa the time lag is of 1 day and the amplitude is highly reduced respect to the Guinean coast index. A last point is that convective activity shown through deseasonalised Tb is initiated at $T_0 - 1$ also

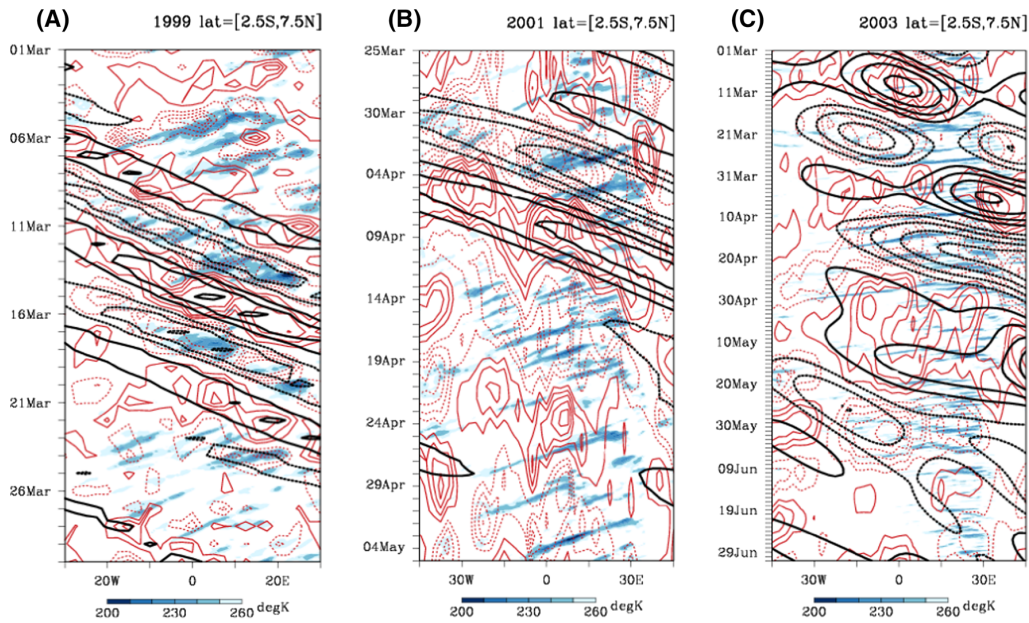


Fig. 9 Same as Fig. 2 including superimposed filtered signals: **A** 2–8-day filtered NOAA OLR signal (red contours) and 2.5–8-day CCEK filtered NOAA OLR signal (black contours); **B** 8–22-day filtered NOAA OLR signal (red contours) and 8–22-day CCEK

filtered NOAA OLR signal (black contours); **C** 20–90-day filtered NOAA OLR signal (red contours) and MJO filtered NOAA OLR signal (black contours)

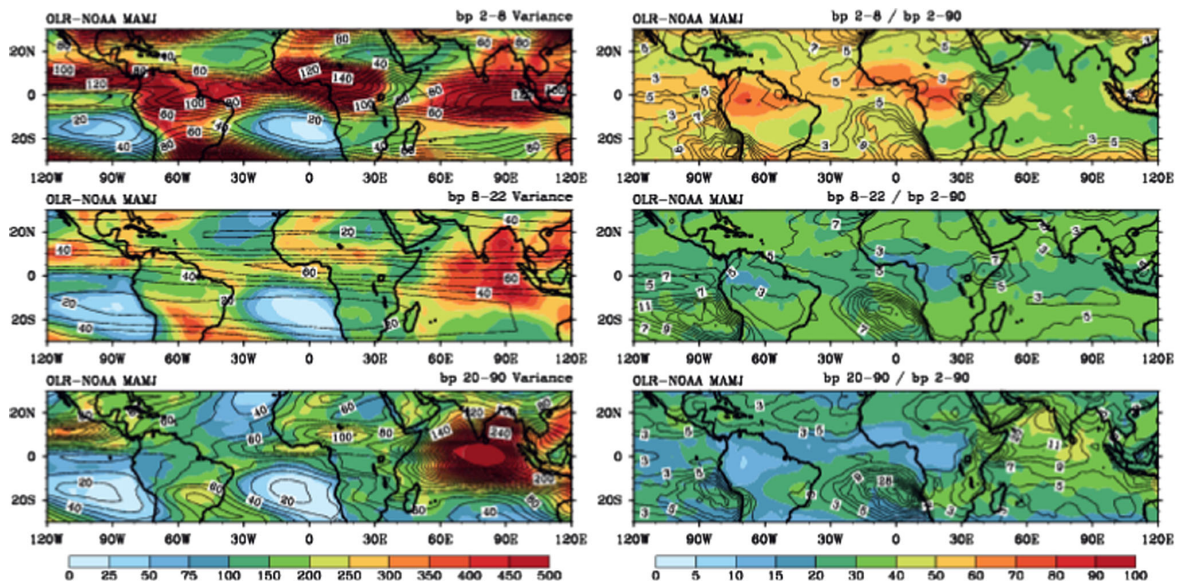


Fig. 10 Left panels Maps of March–June 1979–2010 NOAA OLR variance for filtered 2–8-day, 8–22-day and 20–90-day signals (colour), and for superimposed filtered 2.5–8-day CCEK, 8–22-day

CCEK and MJO signals respectively. Right panels Same as left but for variance percentage referred to 2–90-day variance

over Nigeria and Cameroon ahead of the CCEK filtered signal and enhances on the spot to cover the whole Guinean coast at To in phase with CCEK.

The results of similar computations from the 8–22-day signal are shown on Fig. 12. The evolution and the spatial patterns look like those of 2–8-day signal except

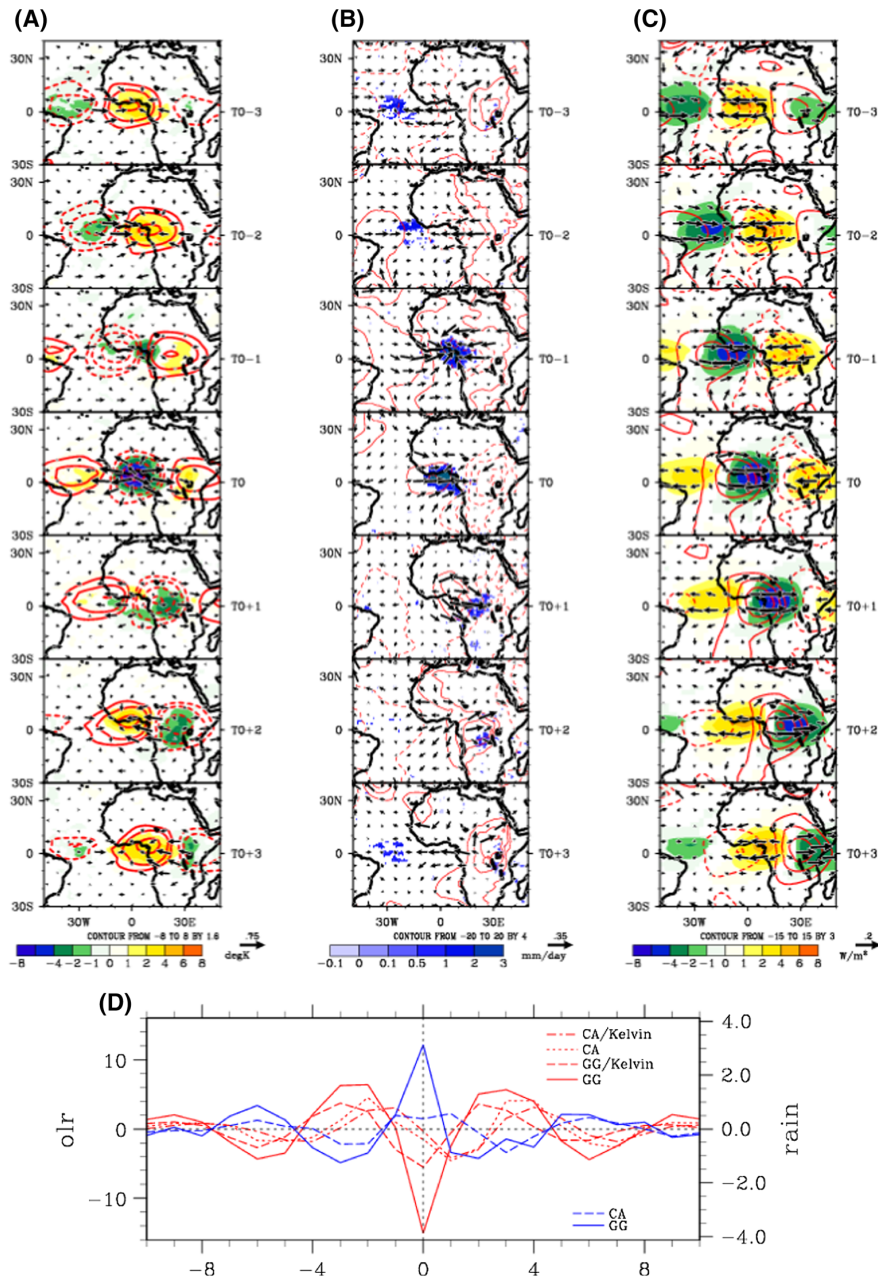


Fig. 11 Regression patterns over March–June onto the standardised 2–8-day filtered NOAA OLR reference index of variables over their respective periods from To -3 to To +3 days by 1-day step. **A** Deseasonalised CLAUS Tb (colour), 2.5–8-day CCEK filtered NOAA OLR (contours) and deseasonalised divergent 200 hPa wind. **B** Deseasonalised TRMM (colour), 925 hPa geopotential height (contours) and wind. **C** 2.5–8-day CCEK filtered NOAA OLR (colour), 925 hPa geopotential height (contours) and wind. Only 90 % significant NOAA OLR, CLAUS Tb and TRMM regression

coefficients are displayed. For a better clarity all wind and geopotential height regression coefficients are displayed. Vector scales are displayed. **D** Evolution from To -10 to To +10 days of the regression coefficients averaged over 2.5°S–7.5°N/5°W–5°E for deseasonalised NOAA OLR (red “GG”), filtered 2.5–8-day CCEK NOAA OLR (red “GG/Kelvin”), deseasonalised TRMM (blue “GG”), and for the same variables (red “CA”, red “CA/Kelvin” and blue “CA” respectively) averaged over 2.5°S–7.5°N/10°E–30°E

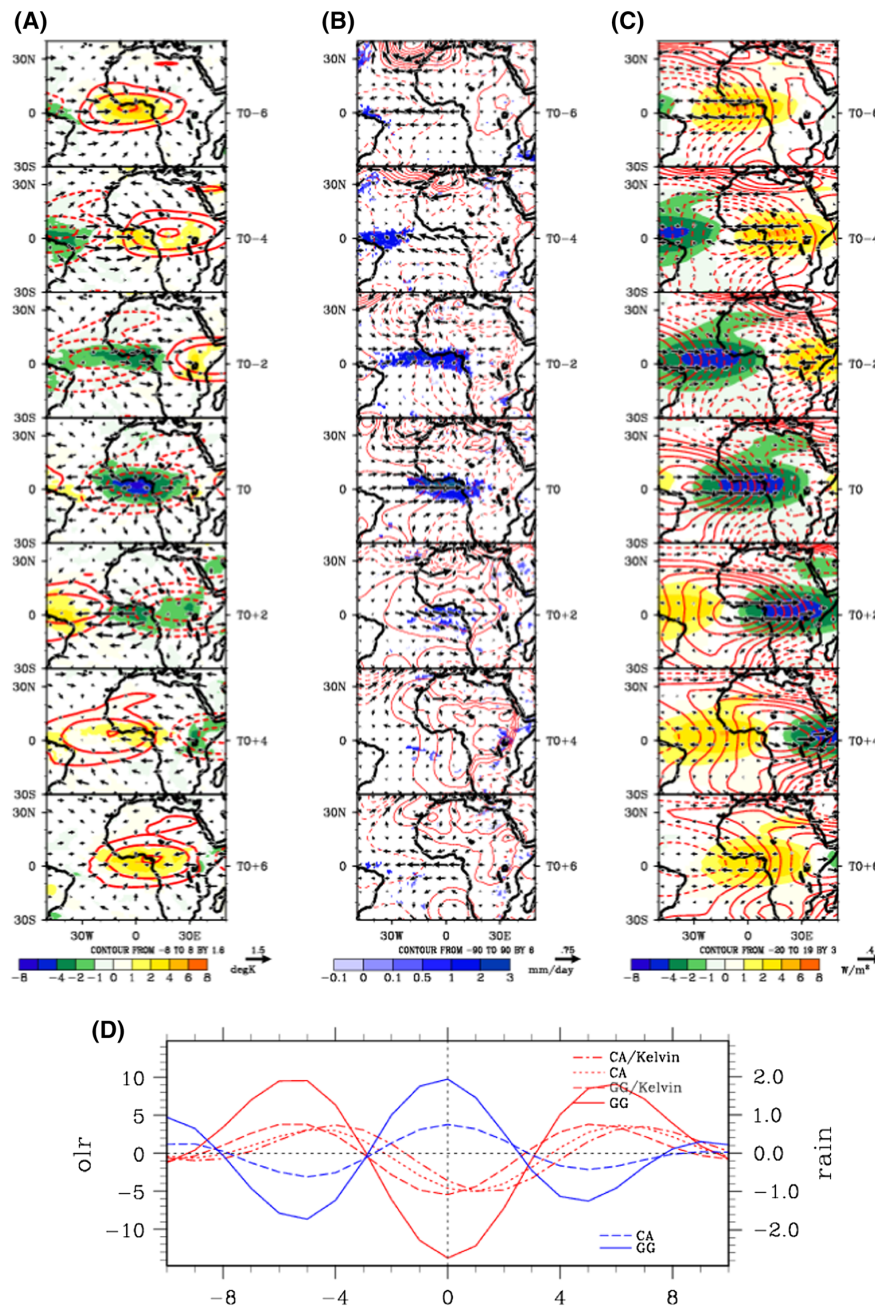


Fig. 12 Same as Fig. 11 but for 8–22-day (and 8–22-day CCEK) filtered signals instead of 2–8-day (and 2.5–8-day CCEK) signals from To –6 to To +6 days by 2-day step

wavelength and periodicity are higher, as shown in the distribution of the RCPs on the space–time spectral diagram (Fig. 8B). Convective and rainfall envelopes are more zonally elongated but still closely associated with a Kelvin-like pattern (Fig. 12A, B, C). The phase speed of the

CCEK is estimated to 13 m s^{-1} . The mean periodicity is 11–12 days in OLR and 10 days in TRMM both on deseasonalised and Kelvin filtered signals. The amplitude of the Kelvin signal is 40 % of the deseasonalised signal. Over Central Africa the time lag is of 1 day and the

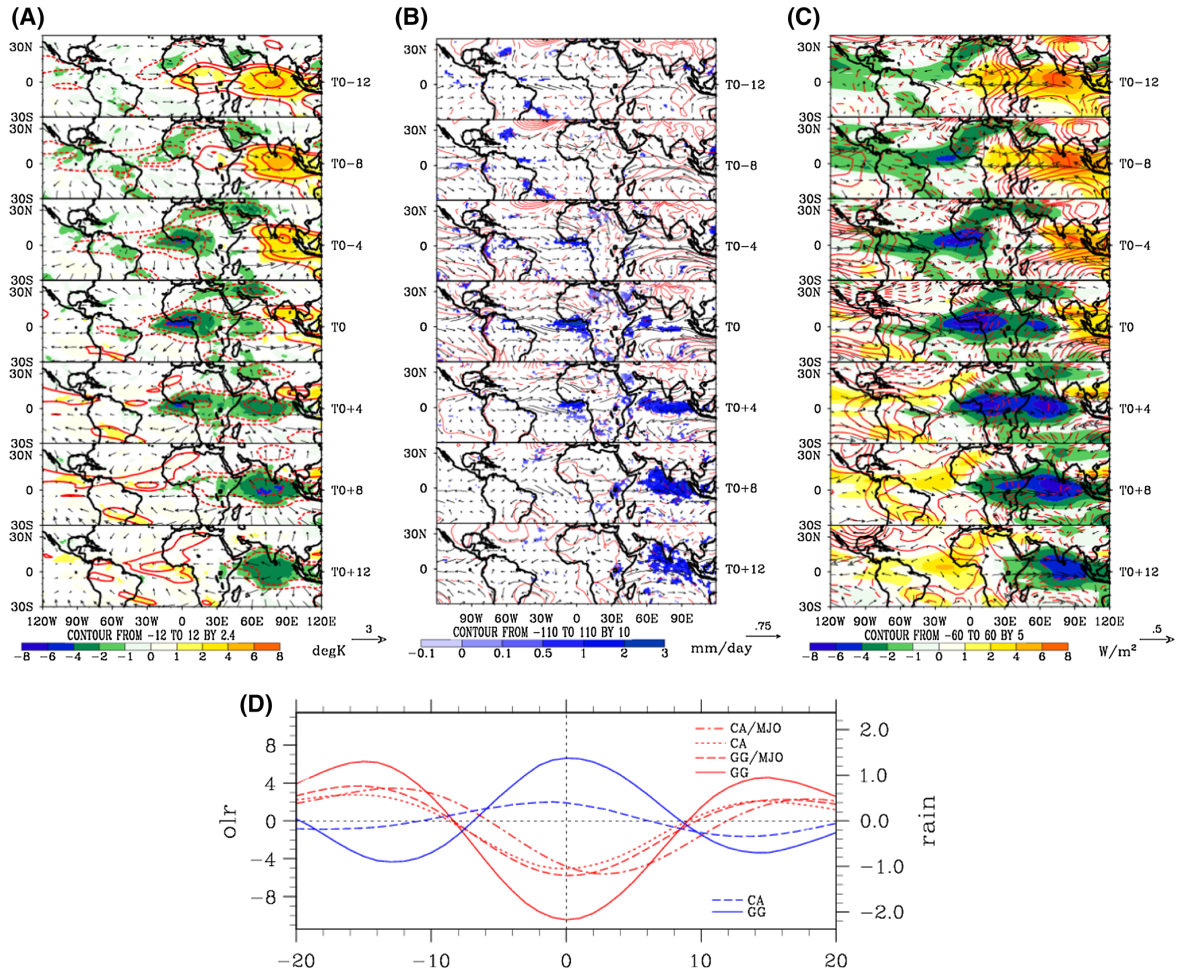


Fig. 13 Same as Fig. 11 but for 20–90-day (and MJO) filtered signals instead of 2–8-day (and 2.5–8-day CCEK) signals from To –12 to To +12 days by 4-day step, and from To –20 to To +20 days for **B**

amplitude is highly reduced respect to the Guinean coast index. As seen in Fig. 4A, a zonal band of negative CCEK NOAA OLR and Tb values is also present along 30°N over northern Africa and Saudi Arabia, corresponding to atmospheric moisture or non-precipitating clouds probably associated with tropical plumes. Finally as for the 2.5–8-day signal, convective activity shown through deseasonalised Tb is initiated at To –2 over the whole Guinean coast a bit ahead of the CCEK filtered signal, enhances on the spot to cover the whole Guinean coast at To in phase with CCEK, and is still present at To +2 while CCEK is centered at 25°E.

Finally Fig. 13 shows results of similar computations but for the 20–90-day and MJO filtered signals. Again in agreement with Fig. 8B an eastward propagative signal is present over the whole domain with a higher wavelength

associated with a mean periodicity of 28–30 days both on deseasonalised and MJO filtered signals. Over the Indian sector the well-known MJO signal is clearly detected through large Tb and NOAA OLR anomalies covering the Indian basin and moving eastward. The TRMM signal shows a more northward propagation of an enhanced rainbelt in this Indian sector. The MJO contribution over the Guinean coast is about 60 % of the deseasonalised signal. Again the modulations weaken over Central Africa, especially in terms of precipitation. Finally as seen for the 8–22-day signal, a zonal band of negative CCEK NOAA OLR and Tb values is also present along 30°N over northern Africa and Saudi Arabia, corresponding to atmospheric moisture or non-precipitating clouds probably associated with tropical plumes (Knipertz and Fink 2009).

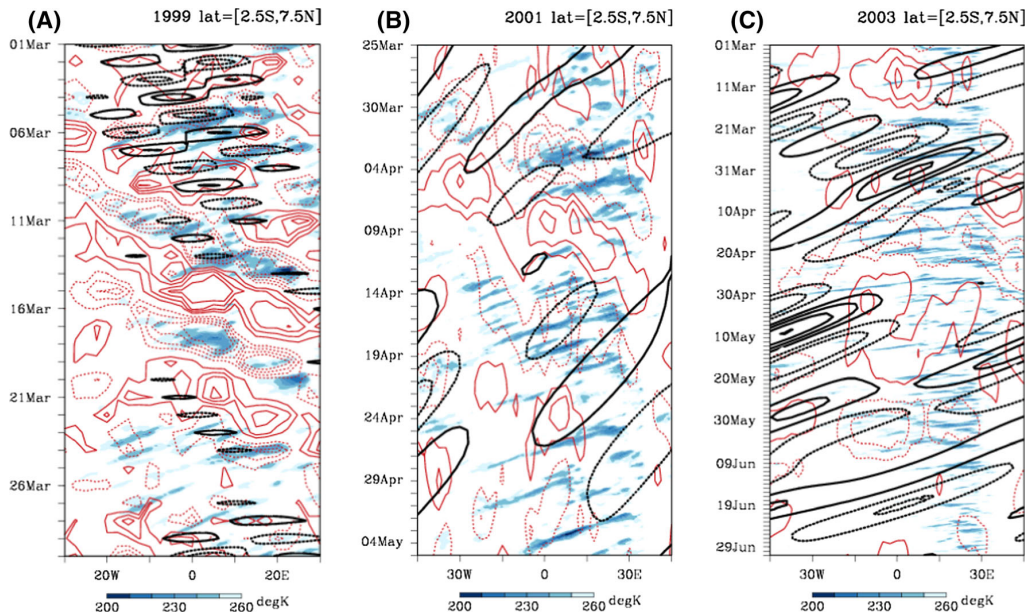


Fig. 14 Same as Fig. 9 but for superimposed filtered WIG signal (A) and CCER signals (B, C). For A the WIG filtered CLAUS Tb data have been used instead of NOAA OLR because of the higher space–time resolution

In conclusion we have shown that the three main modes of convective variability from synoptic to intra-seasonal time scales detected in Sect. 4 are closely associated with eastward propagating convectively coupled Kelvin wave and MJO activity. This confirms that while rain-producing individual systems are moving westward, their activity are highly modulated by sub-regional and regional scales envelopes, all of them moving to the east. This is a burning issue for operational forecasting centers to be able to monitor and predict such eastward propagating envelopes of convective activity. It is a way of considering the forecast exercise that is not usual in African forecast centers where the focus is put more on predictability of individual convective systems. However this can provide information about cumulative effects of convective activity or rainfall amount that can occur typically during a sequence of several days to 2 weeks. Predictability of such sequence may be higher, at least in terms of qualitative or probabilistic forecasts, for instance through the TIGGE ensemble forecast products.

7 Westward propagation signals

Our results have shown the dominance of eastward propagating signals linked to the equatorial atmospheric dynamics at the three main periodicity bands. However Fig. 8A shows that westward propagating signals also exist

in the Atlantic-Africa domain linked to WIG and CCER waves. Tulich and Kiladis (2012) studied recently the links between WIG and squall lines and showed that convection-wave coupling may be important in this context throughout the tropics including Africa, leading to consider that many squall lines can be classified as convectively coupled inertia–gravity waves with the dispersion properties of shallow-water gravity waves. CCER were also identified in northern summer by Janicot et al. (2010) as one of the main contributors to medium-range to intra-seasonal timescale modes of variability over West Africa. As detailed in the introduction Yu et al. (2012) extended this investigation on the whole year. They showed that convection associated with CCER wave events is stronger and more frequent during November–April than during May–October in the African monsoon region, but that in general, the MJO events dominate the westward-propagating CCER waves in affecting strong convection in this region.

So we have carried out the same analysis as in Sect. 6 but for these westward signals, in order to evaluate their possible impact on convective activity and their weight relative to eastward propagating signals identified in Sect. 6. Figure 14 shows the same sequences as in Fig. 9 but by superimposing corresponding WIG signals (A) and CCER signals (B and C). Let us notice that for Fig. 14A the WIG filtered CLAUS Tb data have been used instead of NOAA OLR because of its higher space–time resolution more adapted to the higher frequencies of the WIG signal.

Guinean coast and Central Africa

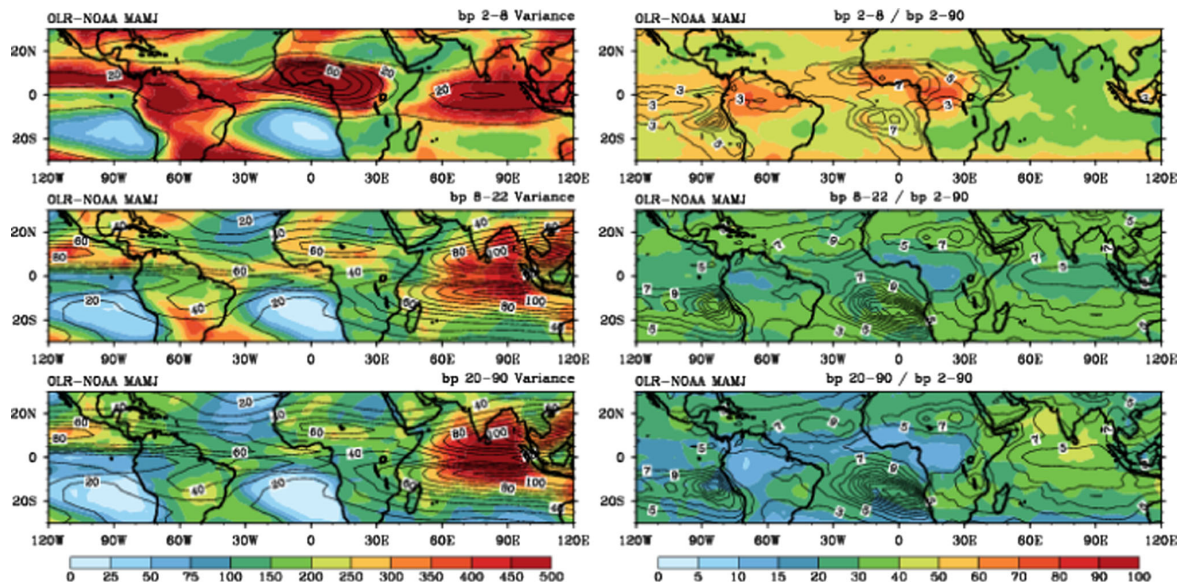


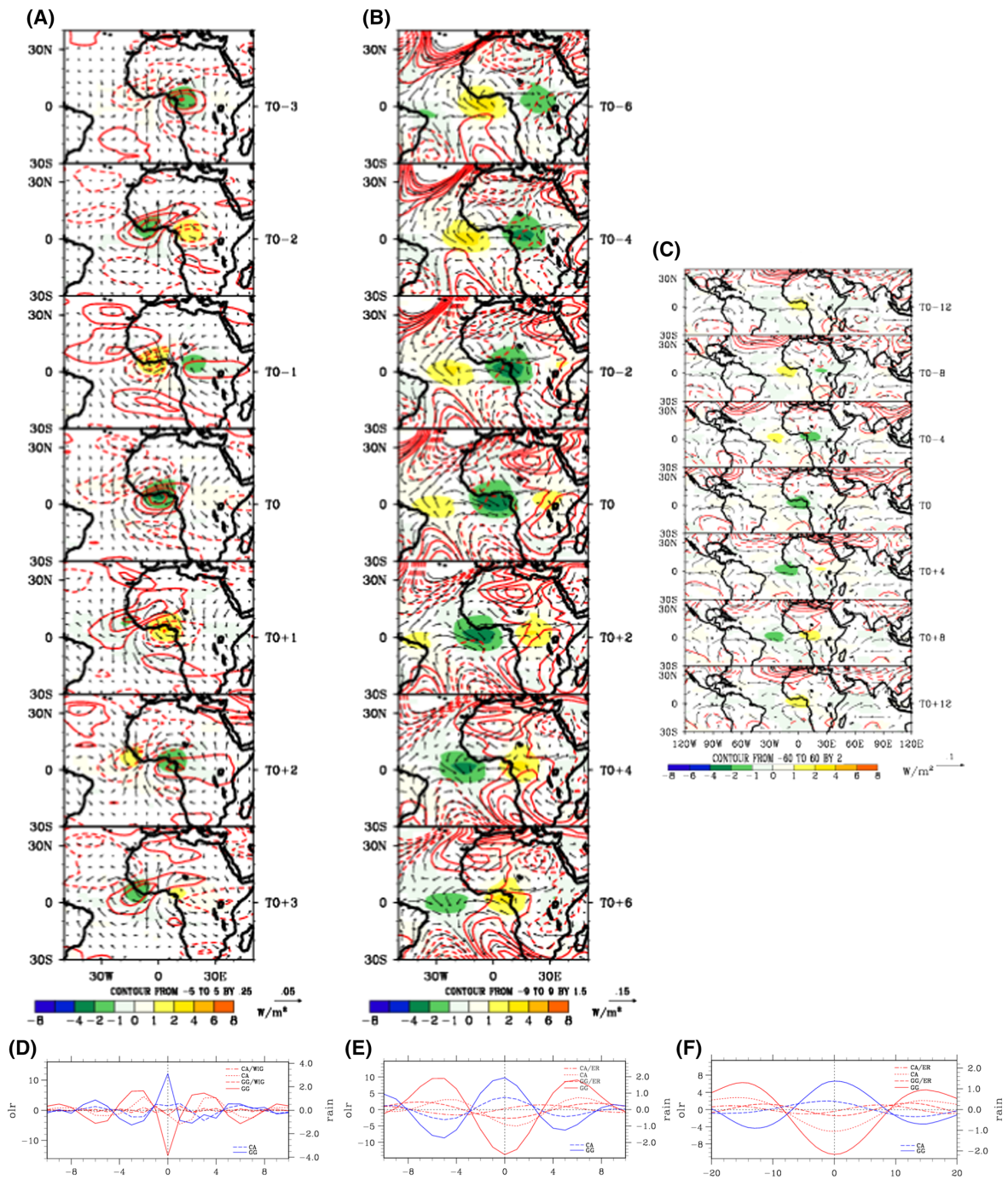
Fig. 15 Same as Fig. 10 but for superimposed filtered WIG (top panel) and CCER (middle and bottom panels) signals

Paradoxically the consistency between periods of high and low activity of westward propagating convective systems and westward propagating envelopes of equatorial waves is less clear than with eastward propagating equatorial signals in this example. Some WIG waves appear clearly associated with full or part of trajectories of convective system but inconsistencies between both are more frequently found. CCER are superimposed on the two other sequences (Fig. 14B, C). Again any consistency with the medium-range and intra-seasonal phases of more or less active convection activity is not evident and is less clear than for CCEK and MJO signals.

Figure 15 shows maps of March–June 1979–2010 NOAA OLR variance for filtered 2–8-day (top panel), 8–22-day (middle panel) and 20–90-day (bottom panel) signals, and for superimposed filtered WIG (top panel) and CCER (middle and bottom panels) signals (left). Variance percentages referred to 2–90-day variance are also shown (Fig. 15 right). The patterns of filtered 2–8-, 8–22- and 20–90-day variance have already been described in Fig. 10. The WIG variance is by far the highest over West Africa with maxima along 10°N, that is on the northern margin of the ITCZ, in superimposition to the 2–8-day variance maxima. The CCER variance is the highest over the Indian and West Pacific sectors. Over Africa maxima are located between 10° and 15°N (that is far from the ITCZ) and over the equatorial Atlantic including the Guinean gulf in superimposition to 8–22- and 20–90-day maxima.

Figure 16 panels have been computed as for right panels of Figs. 11, 12, 13, but for WIG filtered fields regressed on

the standardised 2–8-day filtered NOAA OLR reference index (A) and for CCER filtered fields regressed on standardised 8–22-day filtered NOAA OLR reference index (B) and standardised 20–90-day filtered NOAA OLR reference index (C). The theoretical $n = 1$ WIG has divergence maximised on the equator in phase with anti-symmetric meridional flow and in quadrature with symmetric pressure and zonal wind (Kiladis et al. 2009). Tulich and Kiladis (2012) showed that observed composite structures in the Pacific resemble theoretical predictions while the African composite displays a more asymmetric structure in the north–south direction with the largest perturbations occurring to the northeast of the composite base point, similar to observations of West African squall lines (see Fig. 10 of Tulich and Kiladis 2012). The patterns on Fig. 16A are very similar to this description, especially when looking at To, except that the zonal dimension is larger than in Tulich and Kiladis study. The phase speed is around 25 m s^{-1} with an average wavelength of 5,500 km and a mean periodicity of 2.5 days on Fig. 16A which is near the ones observed over the Pacific (29 m s^{-1} , 5,000 km, 2 days) in Kiladis et al. (2009). However Tulich and Kiladis (2012) observed over north Africa a mean phase speed of 18 m s^{-1} . They also performed simulations with WRF model where the control run (with no mean wind) produces a phase speed of 19 m s^{-1} and a run including a typical vertical profile of the north Africa atmosphere a phase speed of 26 m s^{-1} . However the amplitude of the WIG is very weak (see the regression time series on Fig. 16D). The kinematic differences with the



◀ **Fig. 16** **A** Regression patterns from To -3 to To +3 days by 1-day step over March–June onto the standardised 2–8-day filtered NOAA OLR reference index of WIG filtered NOAA OLR (colour), 925 hPa geopotential height (contours) and wind. **B** Regression patterns from To -6 to To +6 days by 2-day step over March–June onto the standardised 8–22-day filtered NOAA OLR reference index of CCER filtered NOAA OLR (colour), 925 hPa geopotential height (contours) and wind. **C** Regression patterns from To -12 to To +12 days by 4-day step over March–June onto the standardised 20–90-day filtered NOAA OLR reference index of CCER filtered NOAA OLR (colour), 925 hPa geopotential height (contours) and wind. Only 90 % significant NOAA OLR regression coefficients are displayed. For a better clarity all wind and geopotential height regression coefficients are displayed. Vector scales are displayed. **D** Evolution from To -10 to To +10 days of the regression coefficients of **A** left averaged over 2.5°S–7.5°N/5°W–5°E for deseasonalised NOAA OLR (red “GG”), filtered WIG NOAA OLR (red “GG/WIG”), deseasonalised TRMM (blue “GG”), and for the same variables (red “CA”, red “CA/WIG” and blue “CA” respectively) averaged over 2.5°S–7.5°N/10°E–30°E. **E** Same as **D** but for **B** middle regression coefficients and CCER instead of WIG. **F** Same as Middle but for **C** right regression coefficients and from To -20 to To +20 days

results of Tulich and Kiladis could be due to the different spectral domain filtering. This deserves more investigation but is out of the scope of this paper.

Regression patterns of the CCER filtered fields on the standardised 8–22- and 20–90-day NOAA OLR reference indices are also shown on Fig. 16B, C. The fields regressed on the 8–22-day index show spatial dynamical structures moving westward close to theoretical CCER waves with cyclonic/anticyclonic cells located north of 10°N and rather symmetric structures south of the equator. Along the equator the winds are mainly zonal and converge towards the envelop of enhanced convective activity (see for instance at To -2 and To). The mean wavelength is about 6,700 km, the estimated phase speed about 5.4 m s⁻¹ and the periodicity around 15 days. The main difference from the theoretical wave is that convection is located along the equatorial band and no signal is evident outside of it. This may be one sign of a weak contribution of CCER to the 8–22-day variability.

The fields regressed on the 20–90-day index also show spatial dynamical structures moving westward close to theoretical CCER waves with cyclonic/anticyclonic cells located north of 10°N but no symmetric structures south of the equator. The mean wavelength is about 7,800 km, the estimated phase speed near 4 m s⁻¹ and the periodicity around 24 days. Another difference from the theoretical wave is that convection is located along the equatorial band and no signal is evident outside of it. Again this may be one sign of a weak contribution of CCER to the 8–22-day variability.

We showed in Sect. 4 that the propagation of synoptic to intra-seasonal signals is mainly eastward. In Sects. 6 and 7 we have decomposed these signals into eastward and

westward components. Figures 11D, 12D, 13D enable to evaluate the contributions of CCEK and MJO to the three main modes (2.5–8-, 8–22- and 20–90-day), and Fig. 16D, E, F the contributions of WIG and CCER to these three main modes. First, looking at the mean periodicities of the signals, the first mode is centred around 5–6 days, consistent with the detected CCEK periodicity but not with the WIG periodicity of 2–2.5 days. The second mode is centred around 11–12 days, consistent with the detected CCEK periodicity but less with the CCER periodicity of 15 days. Finally the third mode is centred around 28–30 days, consistent with the detected MJO periodicity but less with the CCER periodicity of 24 days. The relative contributions on the signals amplitude at To can also be evaluated through these figures. The amplitude at To of the three modes are respectively 14, 14 and 10 Wm⁻², and 3, 2 and 1.5 mm day⁻¹, for 2.5–8-, 8–22 and 20–90 days modes. The relative contributions of the equatorial waves at To are, for the 2.5–8-day signal: 40 % for CCEK and 7 % for WIG, for the 8–22-day signal: 40 % for CCEK and 20 % for CCER, and for the 20–90-day signal: 60 % for MJO and 15 % for CCER. All these results confirm that eastward propagating signals (CCEK and MJO) are highly dominant in the synoptic to intra-seasonal variability of convection and precipitation over the Guinean coast during northern spring.

8 Conclusion

This study has proposed an overview of the main synoptic, medium-range and intra-seasonal modes of convection and precipitation in northern spring (March–June) over West and Central Africa, and to understand their atmospheric dynamics. Some examples have been presented, showing that mesoscale convective systems can be modulated in terms of occurrences number and intensity at such time scales. Based on EOF analyses on the 2–90-day filtered data, it has been shown that the main mode of convective and rainfall variability is located along the Guinean coast with a moderate to weak extension over Central Africa. Corresponding regressed deseasonalised atmospheric fields highlight an eastward propagation of patterns consistent with convectively coupled equatorial Kelvin wave dynamics. Then a SSA–HAC approach has enabled to define objectively the main spectral bands of variability within the 2–90-day band, separated into three main bands, 2–8-, 8–22- and 20–90-day. Within these three bands, space–time spectral decomposition has enabled to identify the relative impacts of CCEK, CCER, MJO and WIG wave dynamics over West and Central Africa. It has been confirmed that eastward propagating signals (CCEK and MJO) are highly dominant in the synoptic to intra-seasonal

variability of convection and precipitation over the Guinean coast during northern spring.

We have used different products in terms of longwave irradiance and precipitation. Considering several products instead of only one is interesting because we know that uncertainty is present in these products. So one can get robust conclusions based on common features present within these different data, and have some idea about the related uncertainty of these conclusions.

In conclusion, while rain-producing individual systems are moving westward, their activity are highly modulated by sub-regional and regional scales envelopes moving to the east. This is a burning issue for operational forecasting centers to be able to monitor and predict such eastward propagating envelopes of convective activity. This study will be also useful as a basis for more detailed further studies, in particular to discriminate the role of local surface-atmosphere interactions from remote forcings in this modes dynamics and to evaluate their predictability. Another issue is the role and impact of these synoptic to intra-seasonal modes of variability on the occurrence of extreme events.

Acknowledgments We thank the two anonymous reviewers who helped clarifying some parts of this article. We are also thankful to NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center (Boulder, CO) for providing the interpolated OLR dataset from their Web site (online at <http://www.cdc.noaa.gov/>). The leading author thanks IRD for its Ph.D. financial support. This study was supported by the French component of AMMA. Based on French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It has been beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International website <http://www.amma-international.org>.

References

- Chauvin F, Roehrig R, Lafore J-P (2010) Intraseasonal variability of the Saharan heat low and its link with midlatitudes. *J Clim* 23:2544–2561
- De Coëtlogon G, Janicot S, Lazar A (2010) Intraseasonal variability of the ocean–atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during northern spring and summer. *Q J R Meteorol Soc* 136:426–441. doi:10.1002/qj.554
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Holm EV, Isaksen L, Kallberg P, Kohler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thepaut J-N, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137:553–597
- Ghil M et al (2002) Advanced spectral methods for climatic series. *Rev Geophys* 40:1003. doi:10.1029/2000RG000092
- Grueber A, Krueger AF (1974) The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. *Bull Am Meteorol Soc* 65:958–962
- Gu G (2008) Intraseasonal variability in the equatorial Atlantic-West Africa during March–June. *Clim Dyn*. doi:10.1007/s00382-008-0428-0
- Gu G, Adler RF (2004) Seasonal evolution and variability associated with the West African monsoon. *J Clim* 17:337–3364
- Hodges KI, Chappell DW, Robinson GJ, Yang G (2000) An improved algorithm for generating global window brightness temperatures from multiple satellite infrared imagery. *J Atmos Ocean Technol* 17:1296–1312
- Huffman GJ, Adler RF, Morrissey MM, Bolvin DT, Curtis S, Joyce R, McGavock B, Susskind J (2001) Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J Hydrometeorol* 2:36–50
- Huffman GJ, Bolvin DT, Nelkin EJ, Wolff DB, Adler RF, Gu G, Hong Y, Bowman KP, Stocker EF (2007) The TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined sensor precipitation estimates at fine scales. *J Hydrometeorol* 8:38–55
- Janicot S, Caniaux G, Chauvin F, de Coëtlogon G, Fontaine B, Hall N, Kiladis G, Lafore JP, Lavaysse C, Lavender SL, Leroux S, Marteau R, Mounier F, Philippon N, Roehrig R, Sultan B, Taylor CM (2011) Intra-seasonal variability of the West African monsoon. *Atmos Sci Lett*. Special issue on AMMA 12(1):58–66. doi:10.1002/asl.280
- Janicot S, Thorncroft C et al (2008) Large scale overview of the summer monsoon over the summer monsoon in West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Ann Geophys* 26:2569–2595
- Janicot S, Mounier F, Hall NM, Leroux S, Sultan B, Kiladis G (2009) The dynamics of the West African monsoon. Part IV: analysis of 25–90-day variability of convection and the role of the Indian monsoon. *J Clim* 22:1541–1565
- Janicot S, Mounier F, Gervois S, Sultan B, Kiladis G (2010) The dynamics of the West African monsoon. Part V: the role of convectively coupled equatorial Rossby waves. *J Clim* 23:4005–4024
- Kiladis GN, Wheeler MC, Haertel PT, Straub KH (2009) Convectively coupled equatorial waves. *Rev Geophys* 47, RG2003/2009, paper number 2008RG000266
- Knippertz P, Fink AH (2009) Prediction of dry-season precipitation in tropical west Africa and its relation to forcing from the extratropics. *Weather Forecast* 24:1064–1084. doi:10.1175/2009WAF2222221.1
- Lavender SL, Matthews AJ (2009) Response of the West African monsoon to the Madden–Julian oscillation. *J Clim* 22:4097–4116. doi:10.1175/2009JCLI2773.1
- Lavender SL, Taylor CM, Matthews AJ (2010) Coupled land–atmosphere intraseasonal variability of the West African monsoon in a GCM. *J Clim* 23:5557–5571. doi:10.1175/2010JCLI3419.1
- Leduc-Leballeur M, Eymard L, de Coëtlogon G (2011) Observation of the marine atmospheric boundary layer in the Gulf of Guinea during the 2006 boreal spring. *Q J R Meteorol Soc* 137:992–1003
- Leduc-Leballeur M, de Coëtlogon G, Eymard ML (2013) Air–sea interaction in the Gulf of Guinea at intraseasonal timescales: wind bursts and coastal precipitation in boreal spring. *Q J R Meteorol Soc* 139:387–400
- Liebmann B, Smith CA (1996) Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull Am Meteorol Soc* 77:1275–1277
- Maloney ED, Shaman J (2008) Intraseasonal variability of the West African monsoon and Atlantic ITCZ. *J Clim* 21:2898–2918. doi:10.1175/2007JCLI1999.1

- Matsuno T (1966) Quasi-geostrophic motion in the equatorial area. *J Meteorol Soc Jpn* 44:25–42
- Matthews M (2004) Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *J Clim* 17:2427–2440
- Mekonnen A, Thorncroft CD, Aiyyer AR (2006) Analysis of convection and its association with African easterly waves. *J Clim* 19:5405–5421
- Mekonnen A, Thorncroft CD, Aiyyer AR, Kiladis GN (2008) Convectively coupled Kelvin waves over tropical Africa during the boreal summer: structure and variability. *J Clim* 21:6649–6667. doi:10.1175/2008JCLI2008.1
- Mohino E, Janicot S, Douville H, Li L (2012) Impact of the Indian part of the summer MJO on West Africa using nudged climate simulations. *Clim Dyn* 38:2319–2334. doi:10.1007/s00382-011-1206-y
- Mounier F, Kiladis G, Janicot S (2007) Analysis of the dominant mode of convectively coupled Kelvin waves in the West African monsoon. *J Clim* 20:1487–1503
- Mounier F, Janicot S, Kiladis G (2008) The West African monsoon dynamics. Part III: the quasi-biweekly zonal dipole. *J Clim* 21:1911–1928
- Nguyen H, Duvel J-P (2008) Synoptic wave perturbations and convective systems over equatorial Africa. *J Clim* 21:6372–6388. doi:10.1175/2008JCLI2409.1
- Pohl B, Janicot S, Fontaine B, Marteau R (2009) Implication of the Madden–Julian Oscillation in the 40-day variability of the West African monsoon, and associated rainfall anomalies. *J Clim* 22:3769–3785. doi:10.1175/2009JCLI2805.1
- Roehrig R, Chauvin F, Lafore J-P (2011) 10–25-day intraseasonal variability of convection over the Sahel: a role of the Saharan heat low and midlatitudes. *J Clim* 24:5863–5878. doi:10.1175/2011JCLI3960.1
- Roundy PE, Frank WM (2004) A climatology of waves in the equatorial region. *J Atmos Sci* 61:2105–2132
- Saporta G (1990) Probabilités, analyses de données et statistique. Ed. Technip, Paris
- Straub KH, Kiladis GN (2002) Observations of convectively coupled Kelvin waves in the eastern Pacific ITCZ. *J Atmos Sci* 59:30–53
- Sultan B, Janicot S (2003) The West African monsoon dynamics. Part II: the pre-onset and the onset of the summer monsoon. *J Clim* 16:3407–3427
- Taylor CM (2008) Intraseasonal land-atmosphere coupling in the West African monsoon. *J Clim* 21:6636–6648
- Tchakoutio Sandjon A, Nzeukou A, Tchawoua C (2012) Intraseasonal atmospheric variability and its interannual modulation in Central Africa. *Meteorol Atmos Phys* 117:167–179. doi:10.1007/s00703-012-0196-6
- Tulich SN, Kiladis GN (2012) Squall lines and convectively coupled gravity waves in the tropics: Why do most cloud systems propagate westward? *J Atmos Sci* 69:2995–3012. doi:10.1175/JAS-D-11-0297.1
- Vautard R, Ghil M (1989) Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics with applications to paleoclimatic time series. *Physica D* 35:392–424
- Vautard R, Yiou P, Ghil M (1992) Singular spectral analysis: a toolkit for short, noisy chaotic signals. *Physica D* 58:95–126
- Ventrice MJ, Thorncroft CD (2013) A convectively coupled equatorial Kelvin wave’s impact on African easterly wave activity. *Mon Weather Rev* 141:1910–1924
- Ventrice MJ, Thorncroft CD, Roundy PE (2011) The Madden Julian Oscillation’s influence on African easterly waves and downstream tropical cyclogenesis. *Mon Weather Rev* 139:2704–2722
- Ventrice MJ, Thorncroft CD, Janiga MA (2012a) Atlantic tropical cyclogenesis: a three-way interaction between an African easterly wave, diurnally varying convection, and a convectively-coupled atmospheric Kelvin wave. *Mon Weather Rev* 140:1108–1124
- Ventrice MJ, Thorncroft CD, Schreck CJ III (2012b) Impacts of convectively coupled Kelvin waves on environmental conditions for Atlantic tropical cyclogenesis. *Mon Weather Rev* 140:2198–2214
- Wheeler M, Kiladis GN (1999) Convectively coupled equatorial waves: analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain. *J Atmos Sci* 56:374–399
- Wheeler M, Kiladis GN, Webster PJ (2000) Large scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves. *J Atmos Sci* 57:613–640
- Yang G, Slingo J (2001) The diurnal cycle in the tropics. *Mon Weather Rev* 129:784–801
- Yu W, Han W, Gochis D (2012) Influence of the Madden–Julian oscillation and intraseasonal waves on surface wind and convection of the tropical Atlantic ocean. *J Clim* 25: 8057–8074. doi:10.1175/JCLI-D-11-00528.1

3.3 Quelques compléments de l'article Kamsu-Tamo et al. [2014]

Cette section présente le détail des analyses exploratoires ayant conforté le choix du domaine pour la construction de l'indice de référence. On y trouvera également une validation de la pertinence de ce choix à travers la distribution annuelle des systèmes pluvieux et convectifs. Cette section se termine par une petite revue de la distribution spatio-temporelle des modes propres en lien avec les modes de variabilité identifiés.

3.3.1 Décomposition spatiale de la variance et définition de l'indice de référence

Pour avoir la pleine description des gammes de variabilité intrasaisonnière des activités convective et pluvieuse, il convient de se construire un indice régional de référence qui a été ainsi défini dans la zone de maximum de variabilité tant en convection qu'en précipitation. Pour les mois de Mars à Juin, les pôles majeurs de variabilité ont été mis en évidence par l'analyse EOF des champs d'OLR et de pluie filtrés, 2-90 jours. Les résultats sont représentés par les figures 3.1 et 3.2 pour les champs convectif et pluvieux respectivement.

L'analyse de la figure 3.1.a indique un terme de Scree en position 3, impliquant la possible significativité des trois premiers facteurs. D'après le test de North, les facteurs 3 à 4 sont dégénérés. Au final seuls les facteurs 1 à 2 seront retenus. Pour la pluie (voir figure 3.2.a), seuls les trois premiers facteurs sont significatifs. Pour ces deux champs, les deux premiers facteurs apparaissent en quadrature spatiale et même temporelle (cf figures 3.1.b et 3.2.b), laissant ainsi augurer de la probable présence de signaux propagatifs dans la région.

De plus, comme le montre les figures 3.1.c et 3.2.c, les structures sont cohérentes et font apparaître un important pôle de convection et de précipitation centré sur la côte guinéenne. On note également une faible extension, de la convection au dessus de l'Afrique de l'Ouest et Centrale, mettant en lumière le fait que la forte variabilité de la convection, dans ces régions n'est pas due à la variabilité de la précipitation mais aux nuages non précipitants et/ou à l'humidité de l'air. Le champ de précipitation montre un autre pôle de signe opposé le long de l'équateur près des côtes brésiliennes, ce qui signifie que le renforcement de l'activité pluvieuse au dessus du golfe de Guinée est lié à une baisse d'activité à l'ouest du bassin Atlantique.

Ainsi, l'indice construit sur le domaine défini par $[2.5^{\circ}\text{S}-7.5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}]$, et contenant conjointement les pôles de maximum d'activité convective et pluvieuse, a été retenu comme référence pour l'analyse des modes principaux de variabilité intrasaisonnière en Afrique centrale et de l'ouest au cours de la saison MAMJ.

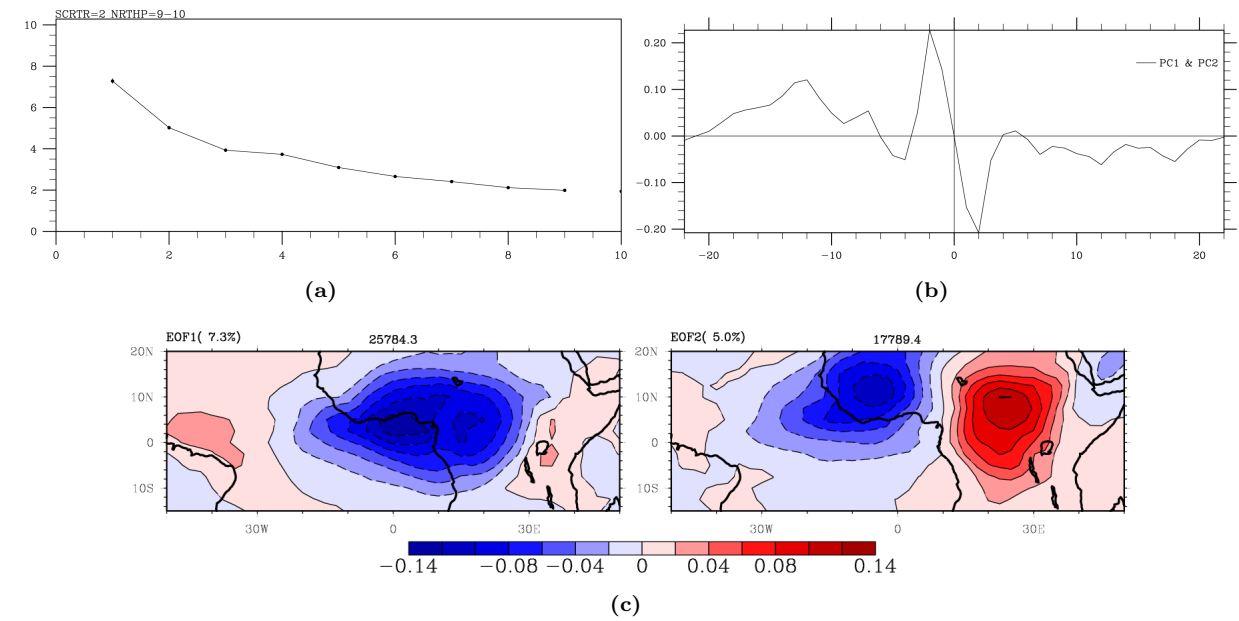


FIG. 3.1 – Décomposition EOF de l'OLR-NOAA filtré 2-90 jours pour les saisons MAMJ des années 1979-2010. (a) : Pourcentage de variance et erreur d'échantillonnage des 10 premiers facteurs de l'analyse EOF. (b) : Corrélacion décalée entre les composantes principales associées aux modes EOF retenus. (c) : Les deux premières EOF retenues à l'issue des tests de significativité, la couleur bleue (rouge) indique les zones de renforcement (affaiblissement) de l'activité convective. Les pourcentages de variance des modes retenus sont indiqués sur le bord supérieur gauche de chacune des cartes.

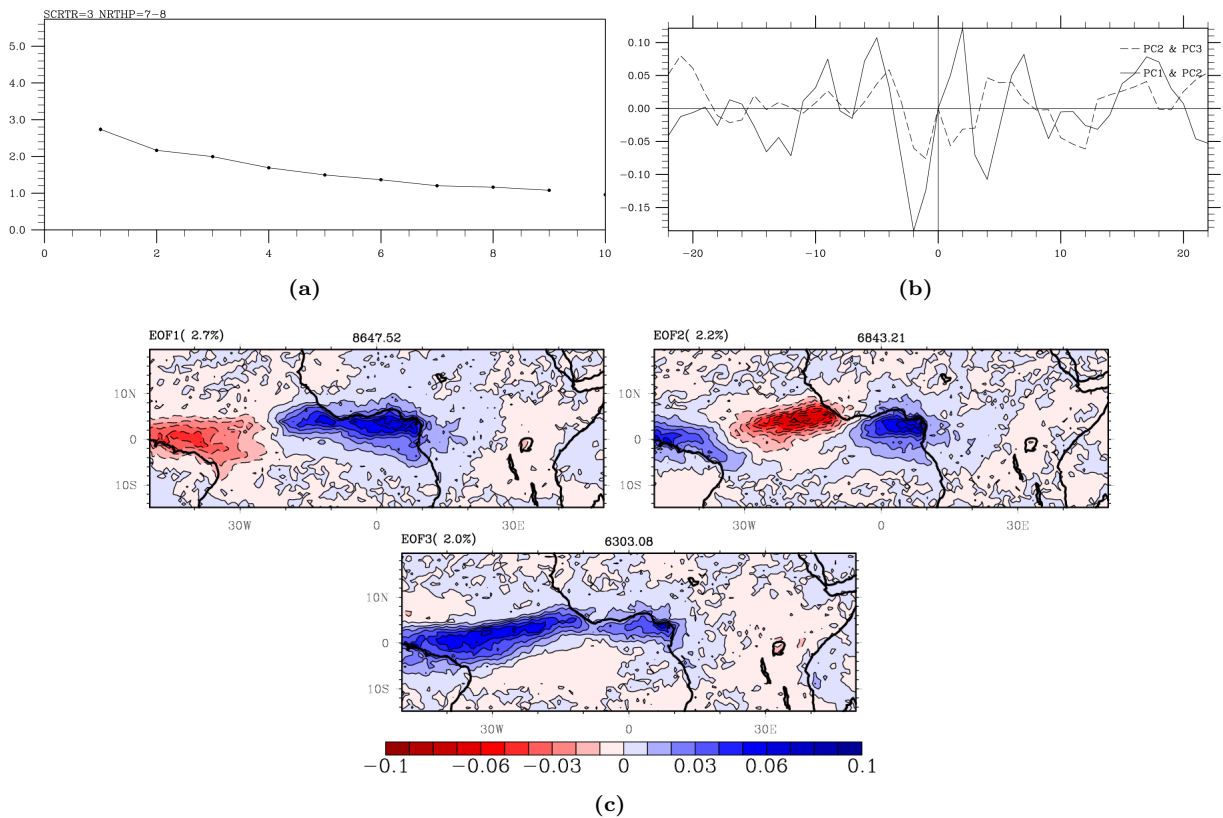


FIG. 3.2 – Idem que la figure 3.1 mais pour Rain-TRMM

3.3.2 Analyse spatio-temporelle des principaux modes de variabilité

Il est à noter que la localisation du domaine sélectionné autour de l'équateur va favoriser la propagation des ondes équatoriales et ainsi permettre une comparaison avec les structures théoriques de celles-ci.

L'analyse en EEOF des trois modes détectés est réalisée (sur la même fenêtre spatiale que celles des EOF) dans le but de mettre en lumière le caractère propagatif ou non des structures convectives qui leur sont attachées. Le choix du nombre de facteurs significatifs se fait sur la base des tests de Scree et de North. La figure 3.3 présente les résultats de cette analyse pour

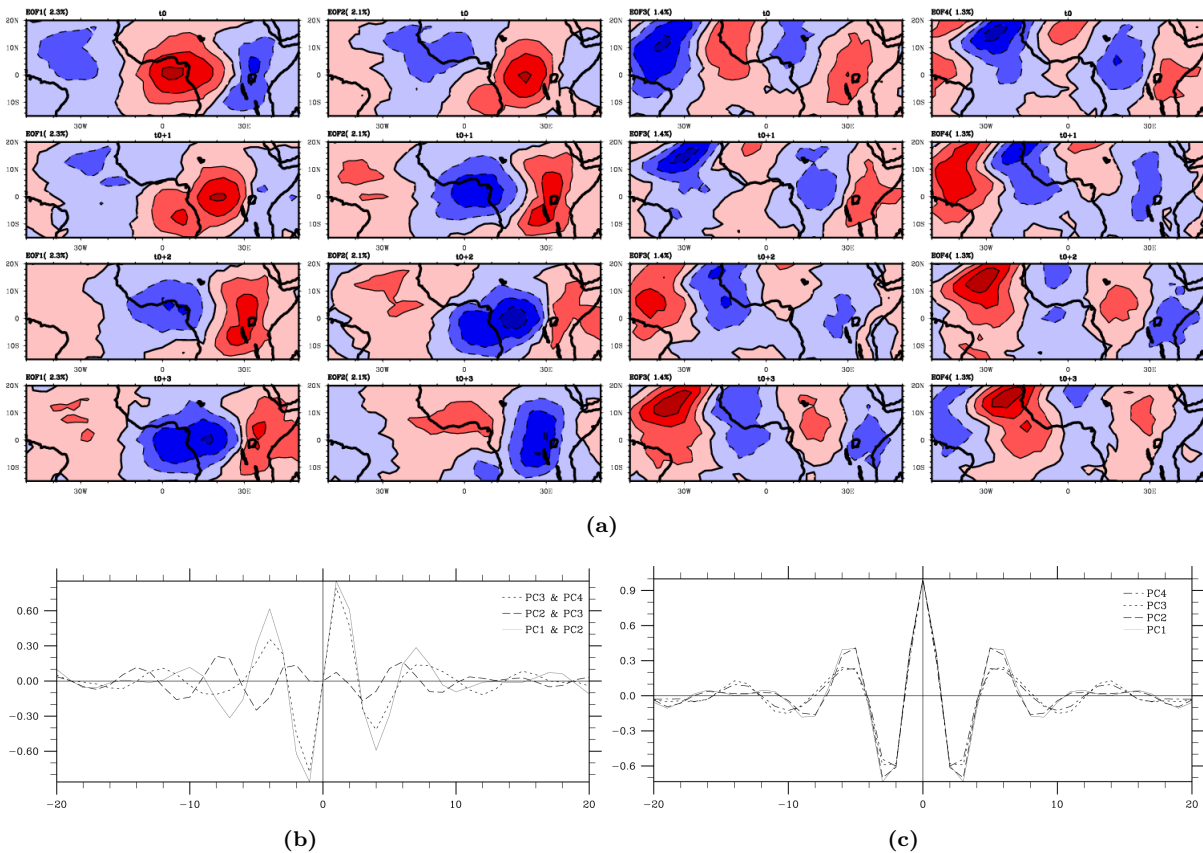


FIG. 3.3 – a) Quatre premiers facteurs résultant de l'analyse en composante principale étendue (EEOF) de l'OLR-NOAA filtré en 2-8 pour les saison MAMJ (1979-2010). Les valeurs négatives (positives) en bleu (rouge) représentent le renforcement (l'affaiblissement) de l'activité convective. Les pourcentage de variance sont indiqués au dessus de chacune des figures. b) Corrélation décalée entre les composantes principales associées aux modes EOF retenus. c) Autocorrélation décalée des composantes principales associées aux modes retenus.

le mode 2-8 jours. Les quatre premiers facteurs ont pour pourcentage de variance 2.3%, 2.1%, 1.4% et 1.3% respectivement. Selon le tracé de la courbe de pourcentage de variance, le terme de Scree est en position 3. Le test de North indique une dégénérescence à partir des facteurs 8 et 9. Le critère de Scree ayant primauté, seuls les facteurs 1 et 2 sont retenus. La figure 3.3 montre les quatre premiers facteurs (de la gauche vers la droite) et leurs évolutions respectives dans le temps (de t_0 (haut) à t_0+3 jours (bas)). Le premier facteur (EEOF1) met en lumière un tripôle (d'axe équatorial) de convection se propageant vers l'est. Le pôle

d’affaiblissement (positif) centré à 5°E , s’étend sur le bassin du Congo et il est associé à deux pôles de renforcement (négatif) à 35°W et 35°E . L’EEOF2 à t_0+1 présente une structure similaire à celle de l’EEOF1 à t_0+2 , suggérant que ces facteurs représentent les activités d’un même mode de variabilité. De plus la quadrature spatiale (entre les deux vecteurs propres, cf figure 3.3.a) et temporelle (entre les composantes principales qui leur sont associées, cf figure 3.3.b) confirme l’idée que l’EEOF2 est la suite de l’EEOF1 avec un décalage de 1 jour. Le doublet formé par les EEOF3 et 4 décrit des structures nuageuses éventuellement convectives, issues des moyennes latitudes. Se basant sur la hauteur géopotentielle à 500 mb, Blackmon et al. (1984a,b) montre qu’il s’agit de l’empreinte du train d’onde zonal des moyennes latitudes et correspond au signal de Rossby synoptique se propageant vers l’est. Pour la saison MAMJ, ce mode est principalement dominé par les structures se propageant vers l’est avec une période de l’ordre de 5 jours.

Pour **le mode 8-22 jours**, le résultat de cette même EEOF est présenté à la figure 3.4. D’après le tracé des pourcentages de variance, le terme de Scree se trouve en position 5. Le test de North indique que le doublet formé par les facteurs 5 et 6 est dégénéré, donc seuls les facteurs 1 à 4 (de pourcentage de variance, 5.5%, 5.0%, 3.0% et 2.6% respectivement) sont significatifs et sont présentés à la figure 3.4.a (de la gauche vers la droite respectivement, de t_0 à t_0+8 jours par pas de 2 jours). L’EEOF1 représente une structure convective se propageant vers l’est et présentant un pôle de renforcement de l’activité convective au dessus du golfe de Guinée. Celui-ci est associé à un pôle d’affaiblissement (de moindre importance) au large des côtes brésiliennes. Ce mode illustre une structure convective arrivant par l’ouest du domaine, se renforçant lors de sa traversée du bassin Atlantique. Une fois au dessus du golfe de Guinée, l’activité convective y est maximale avant de s’affaiblir au cours de sa propagation vers l’est. Le deuxième doublet formé par les facteurs 3 et 4, présente quant à lui des structures convectives d’axe 15°N . Si ces structures se déplacent avec une même périodicité de l’ordre de 13 jours, elles sont en opposition de phase comme l’indique la figure 3.4.b représentant la corrélation décalée entre les composantes principales. Elles représentent l’extension sur la bande tropicale des trains d’ondes présents aux moyennes latitudes. Pour cette gamme d’échelle, Blackmon et al. (1984a) montre qu’il s’agit de l’empreinte d’une onde dispersive de Rossby, se propageant lentement à travers un guide d’onde.

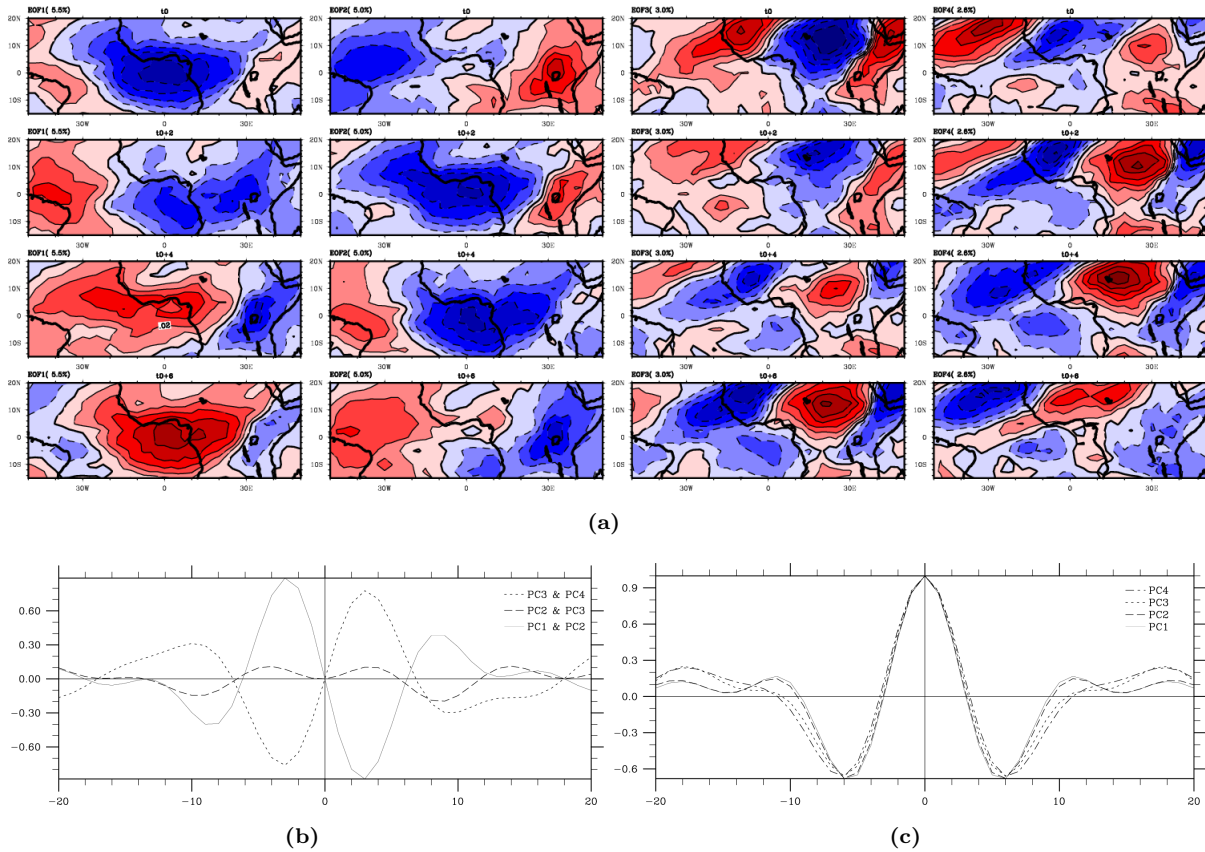


FIG. 3.4 – Idem que la figure 3.3 mais pour la gamme de périodicité 8-22 jours

En ce qui concerne le **mode 20-90 jours**, les quatre premières composantes de l'analyse en EEOF sont présentées à la figure 3.5. En effet, le terme de Scree étant en position 4 et comme le doublet 3-4 est dégénéré (selon le test de North), seuls les quatre premiers facteurs sont significatifs. Ceux-ci sont montrés à la figure 3.5.a, de la gauche vers la droite les facteurs 1 à 4 respectivement, de haut en bas les séquences de t_0 à t_0+12 par pas de 4 jours.

La première EEOF (EEOF1) met en évidence un monopôle de renforcement de l'activité convective avec un maximum côtier centré autour de 5°N et se propageant vers l'est. L'EEOF2 à t_0 présente une équivalence avec l'EEOF1 à t_0+8 . De plus considérant les structures de ces deux facteurs à t_0 pour l'EEOF1 et à t_0+16 pour l'EEOF2 nous pouvons déduire que ceux-ci représentent deux aspects d'un même mode de variabilité se propageant vers l'Est avec une périodicité de l'ordre de 35 jours.

L'EEOF3 présente deux dipôles de convection et structurellement similaire à l'EEOF4. Le premier axe à 8°S , a ses pôles de renforcement et d'affaiblissement de l'activité convective respectivement à 20°W et à 35°E . Le second axe à 12°N a ses pôles respectivement à 10°W (renforcement) et à 30°E (affaiblissement) et est assimilable au symétrique (par rapport au plan équatorial) du premier dipôle. Ces deux dipôles semblent liés à des anomalies d'activité convective se propageant vers l'ouest et caractérisant les ondes de Rossby équatoriales.

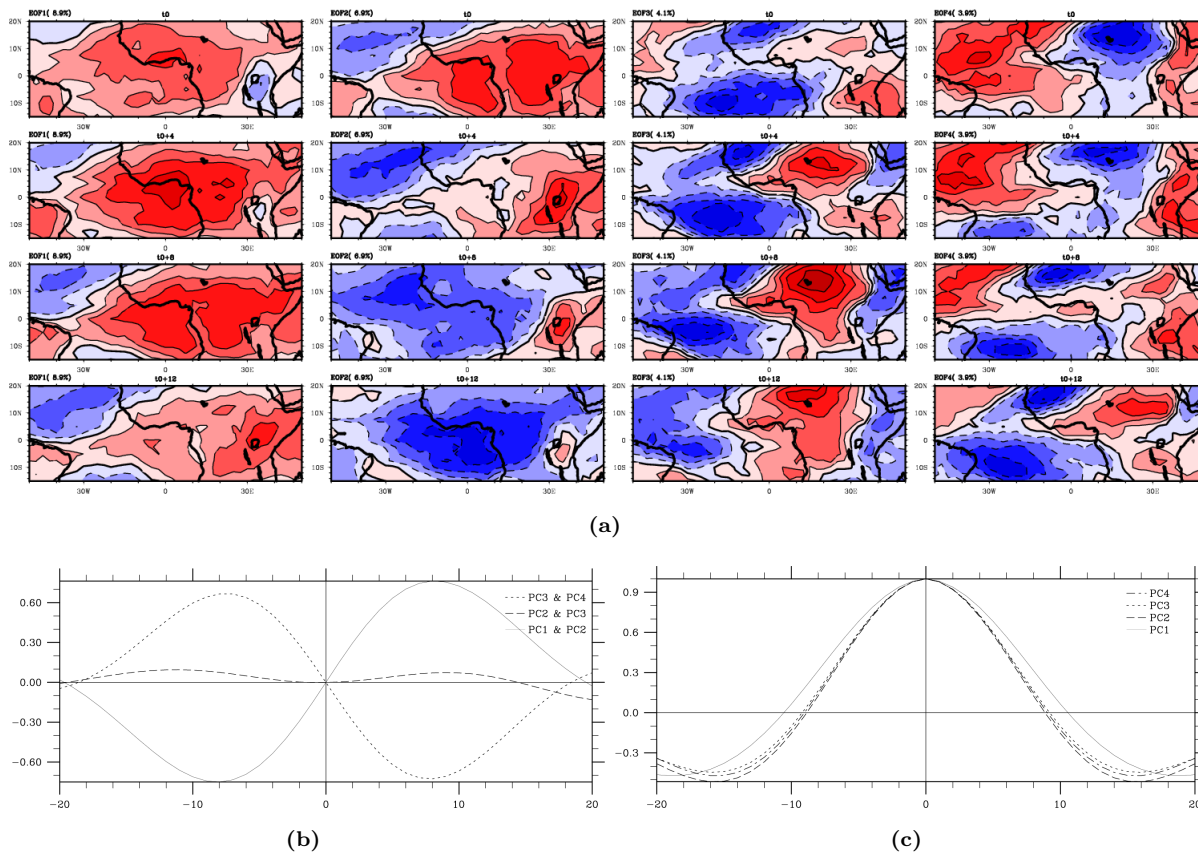


FIG. 3.5 – Idem que la figure 3.3 mais pour la gamme de périodicité 20-90 jours

3.4 Conclusion

Notre but dans ce chapitre était l’analyse de la variabilité intrasaisonniers des activités convective et pluvieuse au dessus du Golfe de Guinée et de l’Afrique Centrale au cours du printemps (de Mars à Mai). En se basant sur les outils d’analyses appropriés nous avons pu mettre en lumière trois bandes principales de variabilité : 2-8, 8-22 et 20-90 jours. Quelques exemples de situations illustrant l’impact de ces modes de variabilité, sur l’activité des systèmes convectifs de méso-échelle, ont été présentés. L’analyse de l’organisation spatiale a montré que les principaux modes de variabilité de la convection et de la pluie sont centrés le long de la côte guinéenne avec une faible extension sur l’Afrique Centrale. Du fait du positionnement de la région, qui la rend sensible à la dynamique des ondes équatoriales, il a été montré une dominance des signaux se propageant vers l’Est imputable aux ondes de Kelvin et à la MJO. Ainsi, pendant que les systèmes individuels générateurs de pluie se déplacent d’Est en Ouest, leur activité est régulée par des enveloppes convectives (d’échelles sous-régionale et régionale) se déplaçant vers l’Est.

A l’issue de l’identification de ces modes, il est envisageable, pour chacun d’eux, de produire une étude plus détaillée. Le mode 2-8 jours a fait l’objet d’une étude approfondie par Nguyen and Duvel (2008). Il en découle que pour cette gamme d’échelle, l’onde de Kelvin module considérablement la taille et l’intensité des systèmes convectifs. Le mode 20-90 jours

a déjà fait l'objet de plusieurs analyses qui font toutes émerger la prédominance du signal MJO. Par exemple, Berhane et al. (2015) étudie les mécanismes par lesquels le signal MJO module l'activité pluvieuse de la partie Ouest de l'Afrique Equatoriale. Le chapitre suivant se focalise donc principalement sur le mode 8-22 jours non examiné dans la littérature.

Le Mode 8-22 jours durant le printemps et ses mécanismes de contrôle

Sommaire

2.1	Données	31
2.1.1	L'activité pluvieuse	31
2.1.2	Le suivi de l'activité convective	32
2.1.3	Les données de réanalyses numériques : ERAI	34
2.1.4	Les produits de prévision : TIGGE	35
2.2	Méthodes statistiques et outils numériques	37
2.2.1	Calcul des anomalies	38
2.2.2	Les analyses spectrales	38
2.2.3	L'Analyse en Composantes Principales (ACP ou EOF) et ses variantes	43
2.2.4	La classification hiérarchique	50
2.2.5	Les analyses de régression et composite	51
2.2.6	Les expériences de sensibilité à l'aide du modèle régional WRF	54

Le chapitre 3 a permis la détection des principaux modes de la variabilité intrasaisonnière de la convection au-dessus du golfe de Guinée durant la saison de Mars à Juin. Trois modes principaux ont été identifiés, 2-8 jours, 8-22 jours, et 20-90 jours, représentant respectivement 21%, 33% et 30% de la variance de l'indice de référence utilisé pour les détecter. L'objectif de ce chapitre est de se focaliser sur le mode 8-22 jours de la variabilité intrasaisonnière de la convection, détecté au-dessus du golfe de Guinée au cours du printemps en Afrique Centrale afin d'en mieux comprendre les mécanismes. Pourquoi ce mode en particulier ? Tout d'abord, il est moins bien connu que les deux autres, appartenant respectivement aux échelles synoptiques et associé aux ondes de Kelvin, et aux échelles intrasaisonnières longues et associé principalement au signal MJO. Un second point d'intérêt est qu'à cette échelle de temps, les modulations pluviométriques peuvent avoir des impacts significatifs sur les rendements agricoles (voir par exemple Sultan et al. 2005). Enfin, les produits de prévision opérationnels

comme ceux délivrés par le Centre Européen de Prévision (CEPMMT) sont performants à l'échelle synoptique, mais à plus longue échéance, leur niveau de prévisibilité est mal connu, en particulier sur cette échelle intermédiaire de 8-22 jours. Ainsi mieux connaître les mécanismes régissant ce mode de variabilité pourra permettre de mieux évaluer les potentialités de prévision (les analyses de prévisibilité sont présentées plus loin, dans le chapitre 6).

Cette échelle de temps intrasaisonnaire et la saison concernée (printemps) ont fait l'objet de plusieurs autres études, comme indiqué dans le chapitre 1. Le but ici est donc de se focaliser sur le signal 8-22 jours, de moyenne échelle, détecté durant le printemps au dessus du golfe de Guinée. En particulier, nous sommes intéressés à l'évaluation et la compréhension des impacts induits par des forçages externes en comparaison de l'effet des rétroactions locales. Ceci se fait, entre autre, en s'appuyant sur la base d'une simulation (multi annuelle) de référence du modèle régional WRF calé sur le domaine Afrique-Atlantique et forcé par les réanalyses ERA-Interim. Par ailleurs, s'appuyant sur les données d'observations d'OLR, l'indice guinéen utilisé dans Kamsu-Tamo et al. (2014) est construit et filtré 8-22 jours. Il est décomposé en composantes Kelvin (CCEK), Rossby (CCER) et résiduelle (Res), qui sont utilisées pour des analyses de régressions des données d'observation et de simulation WRF. La comparaison de ces champs de régressions permet l'évaluation de l'impact des forçages externes en lien avec la dynamique atmosphérique sur le domaine de simulation. Pour aller plus loin dans les analyses de sensibilité, nous avons aussi isolé sur le golfe de Guinée une séquence temporelle fortement modulée par une onde de Kelvin. Une simulation spécifique a été réalisée, en soustrayant le signal 8-22 jours des conditions aux limites, et le résultat comparé à la simulation de référence.

Plus précisément, ce chapitre se présente comme suit. Après une analyse de la représentativité du cycle climatologique moyen, nous évaluerons l'aptitude du modèle WRF à mettre en évidence l'activité des ondes équatoriale convectives. L'indice guinéen utilisé dans Kamsu-Tamo et al. (2014) est ensuite filtré sur 8-22 jours et séparé, grâce à l'analyse spectrale de Wheeler and Kiladis (1999), en composantes Kelvin, Rossby et résiduelle. L'indice de base de chacun des signaux est par la suite utilisé pour la régression temporelle des champs météorologiques dérivés tant des observations que des simulations WRF. Ces analyses de régressions sont effectuées à la fois sur les champs désaisonnalisés et filtrés, dans le but d'avoir une meilleure compréhension de l'impact relatif des forçages extérieurs par rapport à celui des rétroactions locales. Le chapitre se termine par un test de sensibilité montrant au travers d'un cas d'étude l'impact du passage d'une onde de Kelvin.

4.1 Evaluation et validation du modèle WRF

La version 3.3.1 (Skamarock et al. 2008) du modèle a été utilisée pour réaliser les simulations sur la période allant de 1989 à 2010. Les saisons de Mars à Juin ont été extraites pour être comparées aux données d'observations. Les paramétrisations retenues pour cette version,

baptisée "CS1b" sont décrites au chapitre 2 (voir Section 2.2.6) et le domaine de simulation est présente à la figure 4.1. Il s'étend de 46°W à 46°E (98 points de grilles) et couvre les latitudes de 10°S à 30°N (45 points de grilles), avec une zone tampon de 3°. Ce domaine a été choisi assez large pour permettre au modèle WRF de pouvoir simuler "librement" les structures atmosphériques de grandes échelles souvent rencontrées sur l'Afrique et l'Atlantique Tropical. Ainsi tant l'impact de la dynamique des ondes de Kelvin, arrivant et/ou initiées au dessus de la partie Ouest du bassin Atlantique et de l'Amérique Latine (Liebmann et al. 2009), que celui des ondes de Rossby en provenance de l'océan Indien (Janicot et al. 2010b) peuvent être pris en compte, de même que celui de l'influence Méditerranéenne sur le climat Ouest Africain (Fontaine et al. 2003).

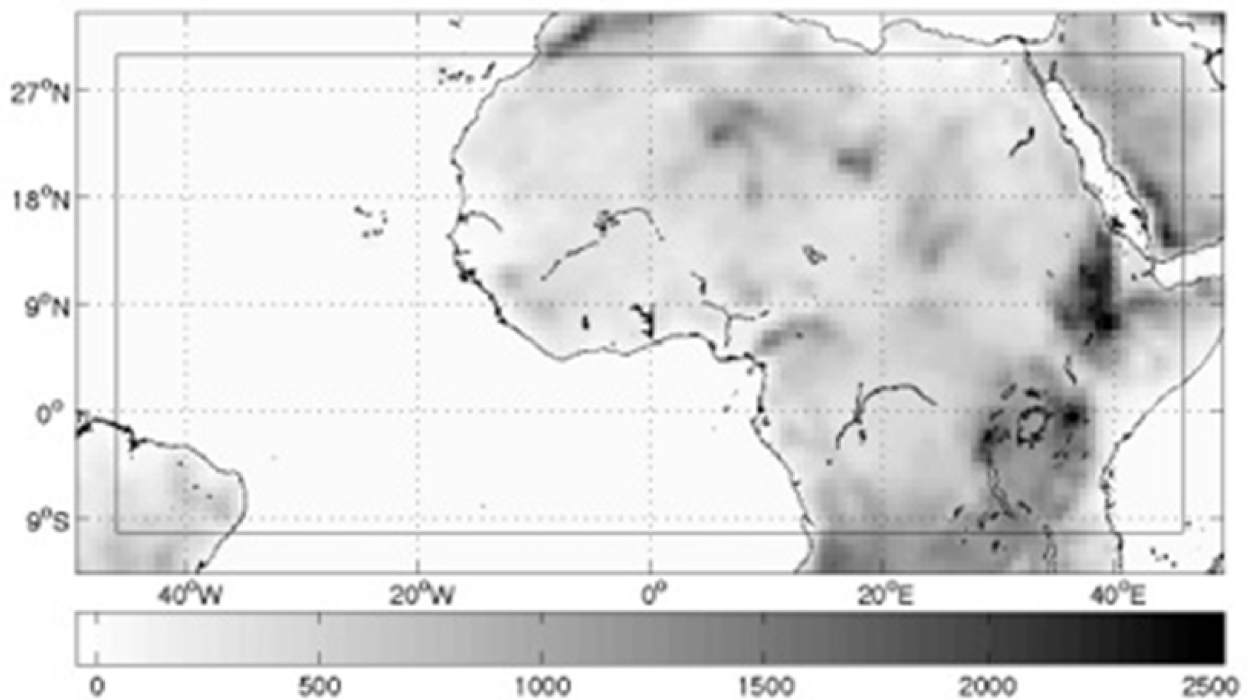


FIG. 4.1 – Carte orographique (m) présentant la région retenue pour les simulations WRF. La zone comprise entre les deux cadres représente la zone Tampon ou *buffer zone*.

Sur la base de cette même version du modèle, une autre simulation a été réalisée sur un cas d'étude spécifique pour lequel le signal 8-22 jours a été éliminé des conditions aux limites du domaine. Cette analyse de sensibilité est effectuée sur la période du 10 avril au 25 Mai 2007 marquée par la présence d'un signal Kelvin fort entre le 30 Avril et le 20 Mai. Cette simulation spécifique est comparée à la simulation CS1b dans le but d'analyser l'impact des forçages externes, en particulier par l'onde de Kelvin et leurs répercussions à l'intérieur du domaine WRF.

4.1.1 Analyse des structures climatologiques

La figure 4.2 présente la structure spatiale associée à la moyenne bi-mensuelles (pour les mois Mars-Avril et Mai-Juin) des activités pluvieuse (TRMM et WRF, couleurs) et convective (OLR; NOAA et WRF, contours). Pour cette période de l'année, la ZCIT est positionnée au dessus du golfe de Guinée (Mars-Avril) et de la côte Guinéenne (Mai-Juin). Les taux de précipitations les plus élevés sont enregistrés aux environs des hautes Terres du Cameroun et sur l'océan entre l'équateur et 5°N , coïncidant avec les zones d'OLR faibles caractérisant une activité convective intense. Ces caractéristiques sont bien reproduites par le modèle WRF mais avec un fort biais positif en pluie au dessus de l'océan. Ce même biais positif se retrouve dans les champs de variance (Fig.4.3).

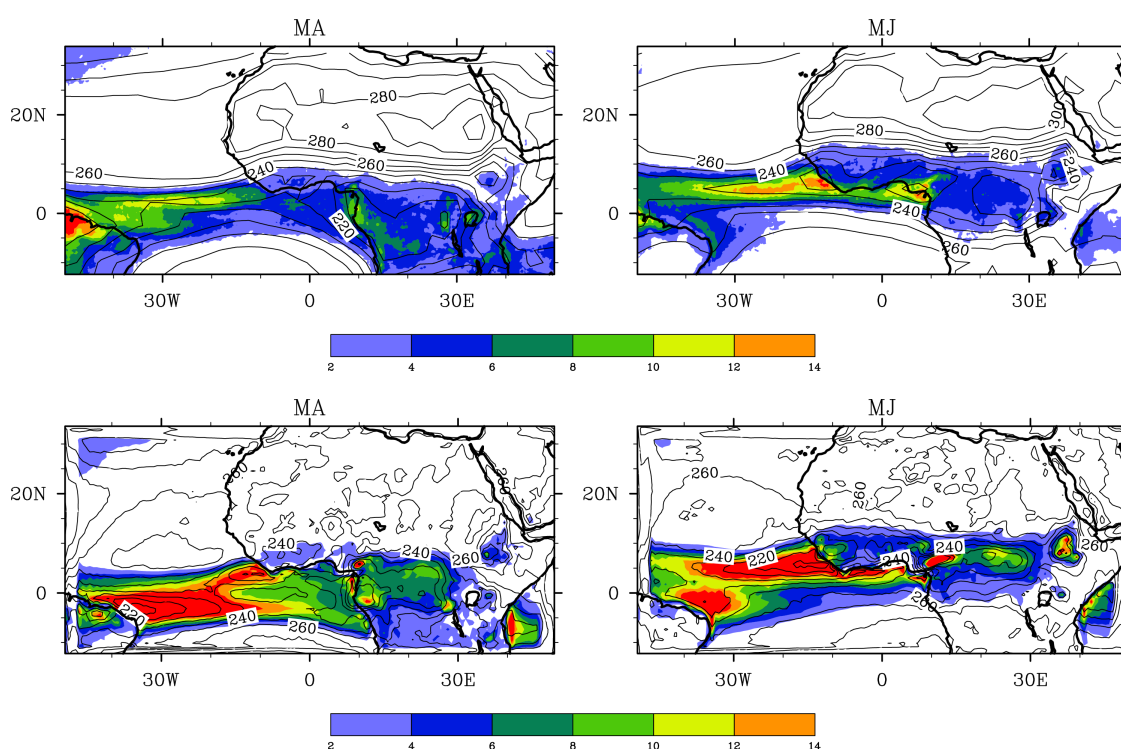


FIG. 4.2 – (En haut) Climatologie bimensuelle, Mars-Avril et Mai-Juin, pour la pluie TRMM (mm.j^{-1} , en couleur) et l'OLR NOAA (W.m^{-2} , contour). (En bas) Idem, mais pour les simulations WRF.

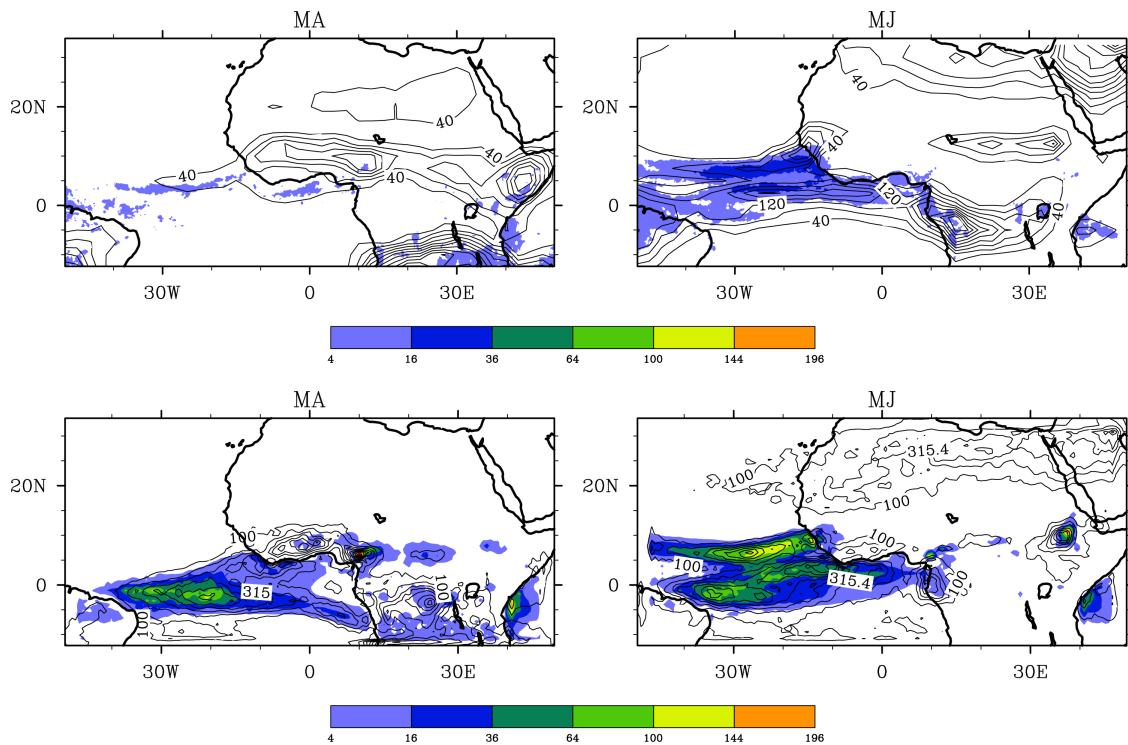


FIG. 4.3 – Idem que la figure 4.2 mais pour la variance.

La figure 4.4 montre le diagramme temps-latitude des champs saisonniers moyen de pluie et d'OLR moyennés sur les transects $10^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}$ (gauche) et $10^{\circ}\text{E}-30^{\circ}\text{E}$ (droite). Ces panneaux mettent en lumière la non moins connue évolution méridionale de la ZCIT. De Mars à Juin, les maxima de convection et de pluie sont confinés le long de la côte guinéenne, cela en lien avec le positionnement de la ZCIT juste au dessus des maxima annuels de température de surface de mer. Sur le transect, $10^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}$ ces maxima précèdent la migration vers le nord de la ZCIT qui a lieu vers la fin Juin, signe du démarrage de la mousson ouest africaine (Sultan and Janicot 2003a). Au dessus de l'Afrique Centrale (transect $10^{\circ}\text{E}-30^{\circ}\text{E}$), ce saut est moins évident et la migration vers le nord est plus lente mais les pluies estivales démarrent au même moment que sur l'Afrique de l'Ouest. Le modèle WRF simule bien le saut de la ZCIT, sa dynamique temporelle et sa localisation sont bien retranscrites. Il en est de même au dessus de l'Afrique Centrale, cependant le biais positif en terme de pluie reste présent.

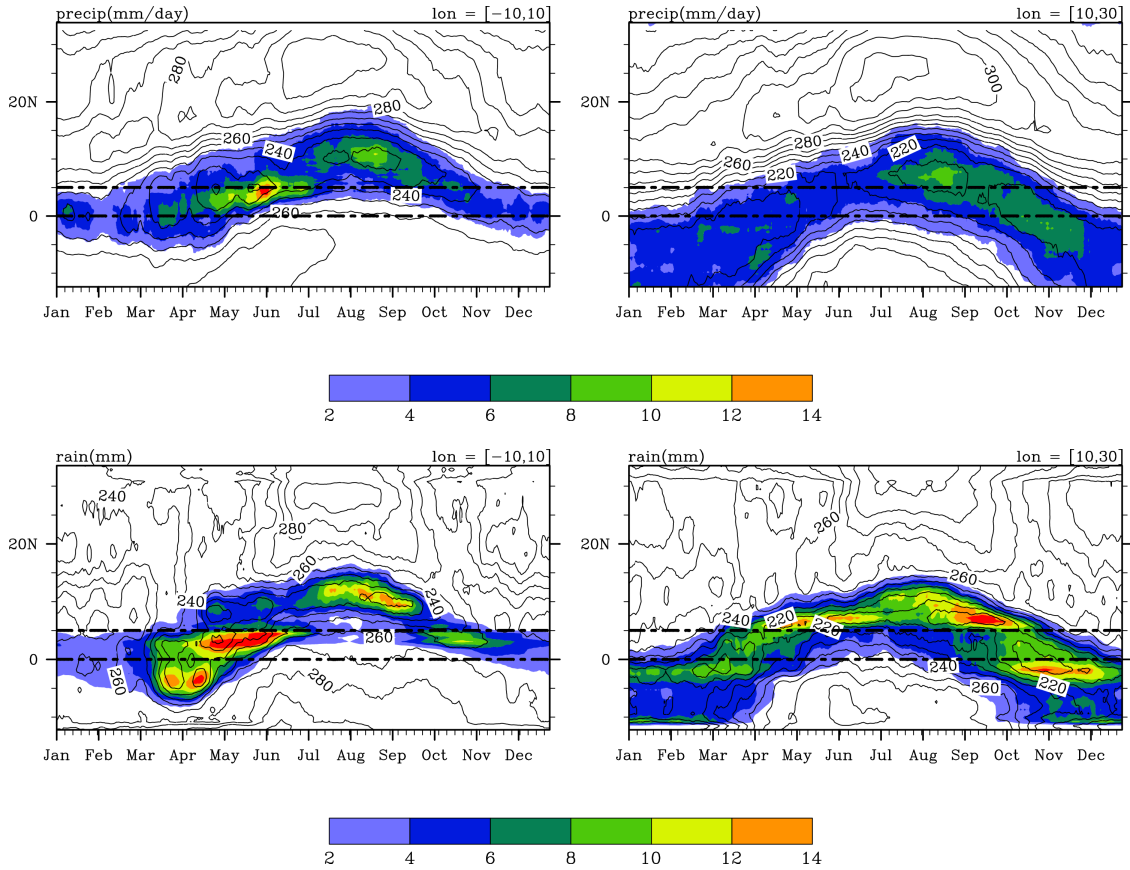


FIG. 4.4 – (En haut) Diagrammes Temps-latitude de la pluie TRMM (couleur) et l'OLR NOAA (contours) réalisés sur les transects 10°W - 10°E (panneau de gauche) et 10°E - 30°E (Panneau de droite). Les traits horizontaux indiquent respectivement l'équateur (0°N) et la côte Guinéenne (5°N). (En bas) Idem mais pour les simulations WRF.

4.1.2 Analyse spectrale espace-temps

L'évaluation de la capacité du modèle WRF à simuler les ondes équatoriales est réalisée sur la période Février-Juillet (cf figure 4.5), le domaine visé est en longitude, celui des simulations WRF, 45°W - 45°E et en latitude 13°S - 13°N . Les résultats obtenus sont comparés aux observations pour les données d'OLR (NOAA) et de pluie (TRMM). D'après le principe de calcul décrit par Wheeler and Kiladis (1999), qui est généralement appliqué à un domaine couvrant en longitude la totalité du globe, il devient possible d'accéder au nombre d'onde et à la fréquence de l'onde visée. Dans notre cas, pour une utilisation à aire limitée, il est impératif de faire un comblement en affectant des zéros aux longitudes en dehors du domaine de simulation (voir Kamsu-Tamo et al. 2014). Seules des comparaisons qualitatives sont possibles. En effet, la différence des résolutions spatiales introduit des bruits de fonds spécifique au produit utilisé, rendant difficile toute comparaison quantitative entre les structures spatiales des ondes observées et simulées.

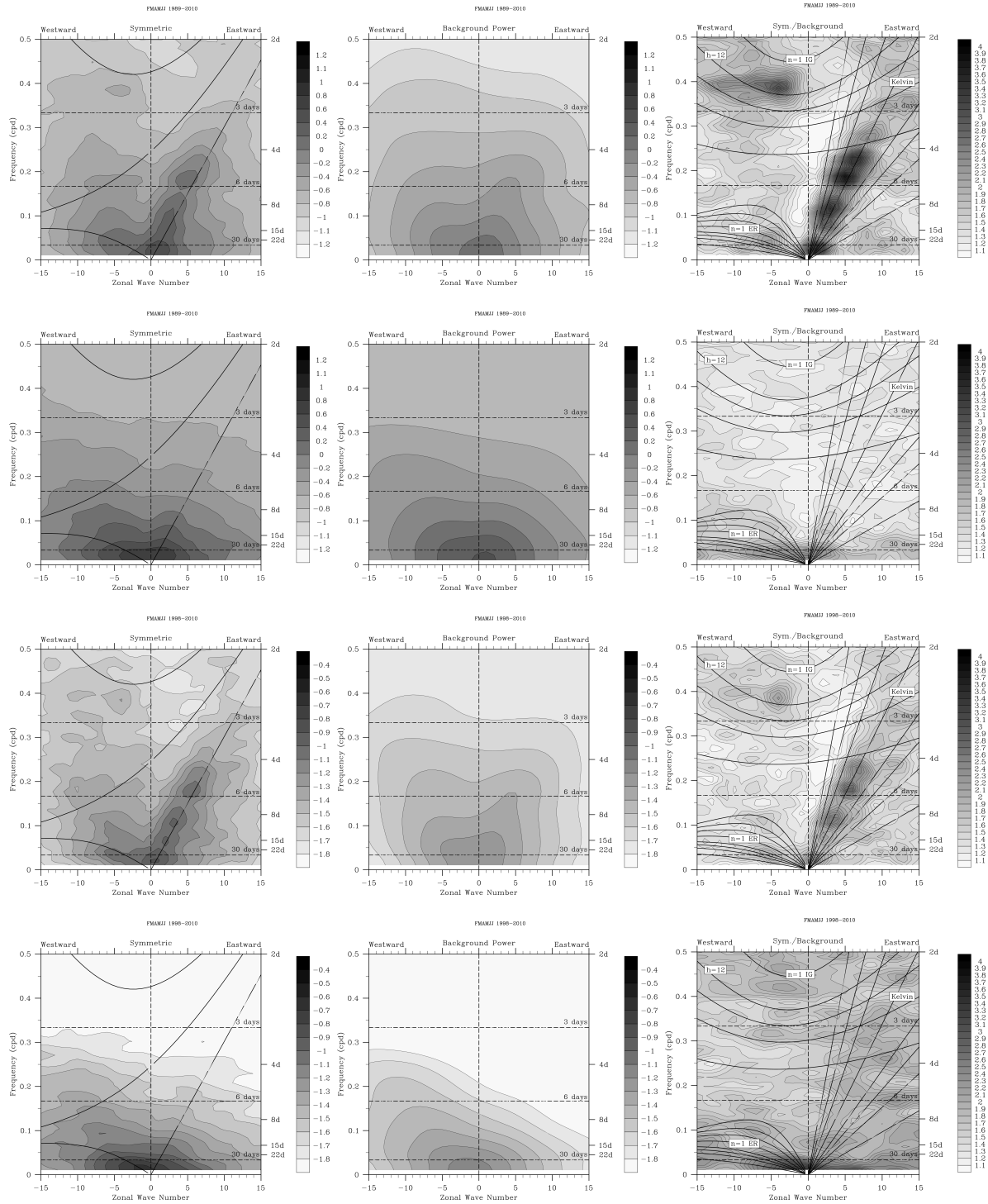


FIG. 4.5 – Spectres spatio-temporel (interdépendance des échelles spatiale et temporelle, see Wheeler and Kiladis (1999) pour le principe de calcul) de l'OLR et de la pluie calculés sur la région 45°W - 45°E / 13°N - 13°S durant les saisons Février-Juillet, le nombre de saisons est fonction de la longueur temporelle de chacun des produits utilisés. 1^{ère} ligne : OLR NOAA; 2^{ème} ligne : OLR WRF; 3^{ème} ligne : pluie TRMM; 4^{ème} ligne : pluie WRF. Les deux premières colonnes représentent respectivement les spectres de la partie symétrique et du bruit rouge de chacun des produits (les ϵ). La troisième colonne est le rapport des deux premières colonnes. Pour chacun des panneaux de la troisième colonne, l'échelle des contours démarre à 1.0 par pas de 0.1. Seules les valeurs supérieures à 1.1 sont significatives. Sont également représentées les courbes de dispersions des ondes équatoriales pour les profondeurs équivalentes 2, 5, 8, 12, 25, 50, 90 et 180 m.

Sur la figure 4.5, sont présentés la composante symétrique du spectre (première colonne), le spectre du bruit de fond (deuxième colonne) et le rapport de la composante symétrique

par le spectre du bruit de fond (troisième colonne). Pour la troisième colonne, seules sont présentées les valeurs ayant une significativité de plus de 95%. On y retrouve les familles de courbes de dispersions (ou de profondeurs équivalentes correspondant aux ondes de Kelvin, de Rossby Equatoriale et d'Inertie Gravité), décrite par la théorie en eau peu profonde (Matsuno 1966). Pour l'ensemble des composantes symétriques, l'allure du spectre est caractéristique de la présence d'un bruit rouge, avec une concentration de l'énergie dans les basses fréquences et pour les plus grandes échelles spatiales (plus petit nombre d'onde zonal). Dans les observations OLR-NOAA (première ligne) et pluie TRMM (troisième ligne), on note une dominance des signaux se propageant vers l'est. Avec dans les basses fréquences et grandes longueurs d'onde un pic correspondant à la MJO. Les pics correspondant aux ondes équatoriales convectives de Kelvin et Rossby sont également discernables. Pour les simulations WRF (deuxième et quatrième lignes) la composante symétrique présente une allure de bruit rouge avec une dominance de la variabilité de basse fréquence uniquement. Le bruit de fond est rouge, les structures décrites par les observations et les simulations présentent des différences notables. Ainsi, les simulations WRF présentent une dominance des signaux de nombres d'ondes négatifs (particulièrement marqué pour la pluie, voir quatrième ligne). Le rapport de la composante symétrique par le bruit de fond (troisième colonne), permet de corriger une grande partie des biais systématiques rencontrés dans WRF et ainsi d'avoir une vision claire des variations simulées par rapport à sa variance climatologique du modèle. Toutefois la sous estimation des signaux se propageant vers l'est reste présente, prouvant la moindre aptitude de WRF à simuler les ondes de Kelvin comparativement aux ondes de Rossby.

4.1.3 Evolution spatio-temporelle des échelles synoptique à intra-saisonnière

Il est question dans cette section d'évaluer la capacité du modèle WRF, à représenter les structures associées aux principaux modes de variabilité de la saison MAMJ mis en lumière au chapitre 3. Cela est fait en analysant les structures convectives et dynamiques issues de la régression des champs d'observations et simulés sur les indices de référence guinéens filtrés dans les bandes 2-90, 20-90, 8-22, et 2-8 jours.

La première ligne de la figure 4.6 présente les diagrammes longitude-temps de la régression, sur l'indice guinéen d'OLR standardisé et filtré 2-90 des champs désaisonnalisés d'OLR [a) NOAA, b) WRF] et de pluie [c) TRMM, d) WRF], avec superposés les champs désaisonnalisés de géopotential et vent zonal au niveau 925 hPa. Les autres lignes de la figure 4.6 présentent les structures associées aux régressions de ces mêmes champs sur les indices OLR-NOAA standardisés et filtrés 20-90 jours (2^{ème} ligne), 8-22 jours (3^{ème} ligne) et 2-8 jours (4^{ème} ligne).

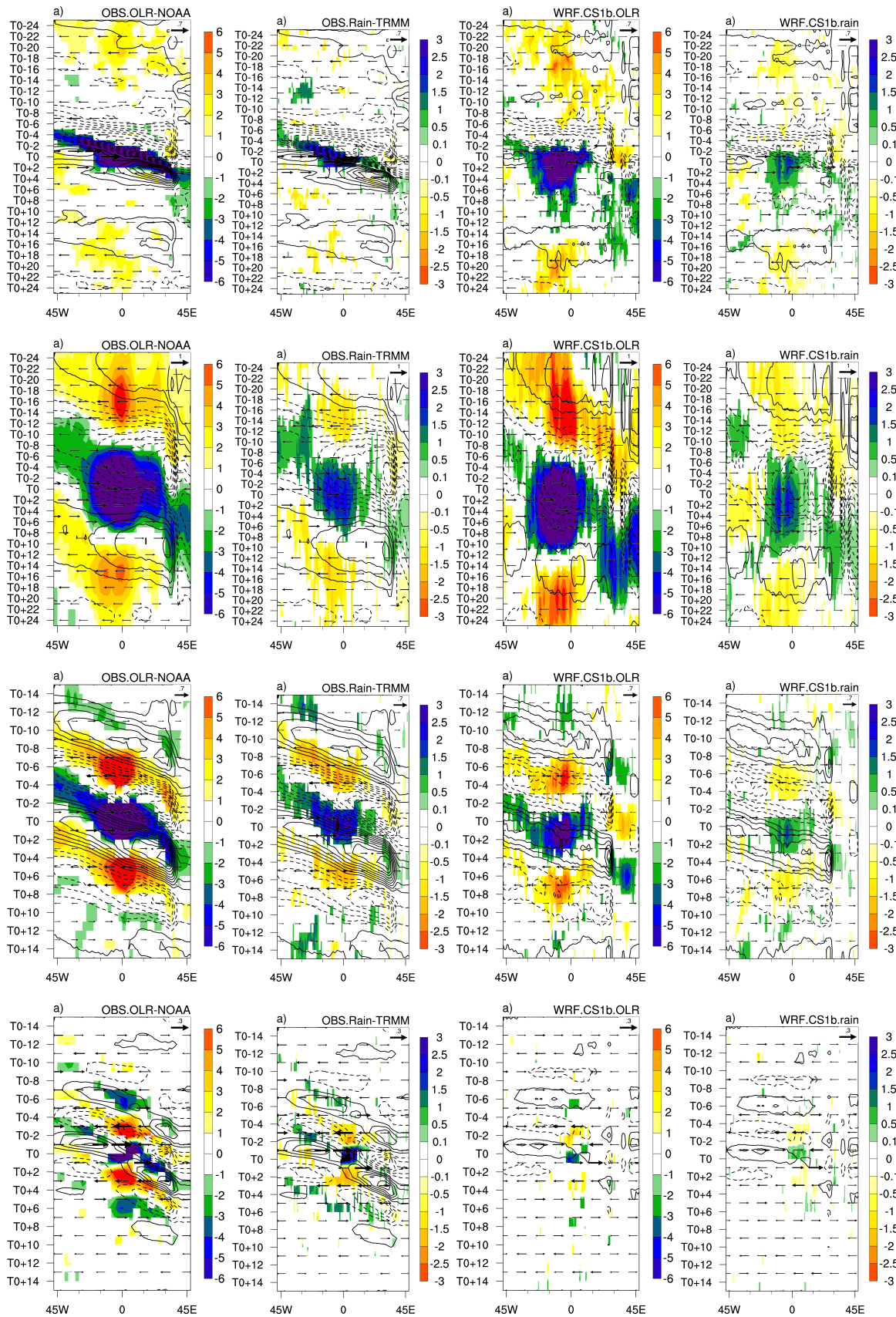


FIG. 4.6 – (1^{ère} ligne) Diagramme Longitude-temps (sur la bande 2.5°S-7.5°N) représentant les régression sur l'indice guinéen (standardisé) d'OLR NOAA filtré 20-90 jours, de la saison MAMJ (voir 3), des champs désaisonnalisés de : (à gauche) OLR NOAA, (au milieu à gauche) pluie TRMM, (au milieu à droite) OLR WRF, (à droite) pluie WRF, - sont superposés le vent zonal (vecteur) et géopotential (contour) à 925 hPa. Pour l'OLR ($W.m^{-2}$) et la pluie ($mm.j^{-1}$) seules les valeurs significatives à plus 90% sont représentées. (2^{ème} ligne) Idem mais pour l'indice de référence filtré 20-90 jours. (3^{ème} ligne) Idem mais pour l'indice de référence filtré 8-22 jours. (4^{ème} ligne) Idem mais pour l'indice de référence filtré 2-8 jours.

La régression des données d'observations sur l'indice d'OLR-NOAA filtré 2-90 jours met en lumière une propagation vers l'est de l'enveloppe convective et des structures dynamiques caractérisant une structure d'onde de Kelvin. Le pôle de renforcement des activités convectives et pluvieuses associe dans les basses couches un gradient est-ouest de pression et un renforcement des vents d'est en quadrature de phase avec son centre. Le pôle d'intensification de l'activité convective présente une plus grande extension (de 30°W à 30°E) que celui de l'activité pluvieuse. En effet, il ressort que sur le bassin du Congo, la forte variabilité de l'OLR est liée à une forte modulation des nuages non précipitants et/ou de l'humidité de l'air. Cette forte activité convective est précédée et suivie d'une phase d'affaiblissement mais sans périodicité précise.

Les régressions sur les indices guinéens d'OLR filtrés 20-90 jours, 8-22 jours et 2-8 jours présentent des structures similaires caractérisant des signaux propagatifs vers l'est avec des périodicités de l'ordre de 32 j, 12 j et 6 j respectivement. On notera la stationnarité de la structure lors de son passage au dessus du golfe de Guinée.

Pour la simulation WRF, les champs de régression mettent en lumière des structures similaires à celles décrites par les observations. La propagation vers l'est est présente, les périodicités des signaux sont retrouvées. On y retrouve également la stationnarité des structures lors de leurs passage au dessus du golfe de Guinée. On notera toutefois un décalage temporel dans l'évolution des champs convectifs et pluvieux. A titre d'illustration, le pôle de convection du signal 8-22 jours présente un retard de 2 à 3 jours par rapport aux observations. Si ce même décalage est observé dans les champs convectifs et pluvieux pour les signaux 2-8 jours et 20-90 jours, ce n'est pas le cas pour les champs dynamiques, quelque soit l'échelle de temps considérée. L'amplitude des signaux modulant l'activité convective varie d'une échelle à l'autre contrairement aux observations où celle-ci est pratiquement la même. Présentant des valeurs quasi nulles pour l'échelle synoptique, l'amplitude des signaux présente des valeurs semblables à celles des observations pour les échelles 8-22 jours et 20-90 jours.

Dans la suite, au fil des résultats présentés, certaines caractéristiques des champs de WRF pourront être comparées aux observations.

4.2 Contribution des ondes équatoriales à la dynamique du mode 8-22 jours

4.2.1 Décomposition de l'indice Guinéen d'OLR filtré 8-22 jours

Dans cette partie, il est question d'explorer les processus régissant le mode 8-22 jours de la variabilité intrasaisonnière de la convection et de l'activité pluvieuse au dessus de la côte guinéenne au cours du printemps. Le chapitre 3 a permis de mettre en évidence la

contribution des ondes équatoriales convectives de Kelvin (40%) et de Rossby (20%) au signal 8-22 jours. Elles se caractérisent avec des vitesses de phases estimées à 13 m.s^{-1} et 5.5 m.s^{-1} avec des périodicités tournant autour de 12 et 15 jours respectivement. Il a également été noté que le mode 8-22 jours est dominé par des structures se propageant vers l'est avec une organisation spatiale similaire à celle de l'onde de Kelvin. Cette propagation vers l'est se combine systématiquement à une phase stationnaire ayant lieu le long de la côte guinéenne.

Comme dans le cas du chapitre précédent, nous nous sommes servis du filtre espace-temps de Wheeler-Kiladis (1999) pour extraire, du signal filtré 8-22 jours, les parts relatives aux ondes de Kelvin et de Rossby. La *figure 8B* de Kamsu-Tamo et al. (2014) présente les paramètres nécessaires à cette extraction. Le filtrage est réalisé sur la transformation inverse de Fourier de sorte à ne retenir que les coefficients correspondant aux paramètres caractéristiques des ondes équatoriales cibles (Wheeler and Kiladis 1999). Ainsi chacune des variables est déclinée en quatre composantes distinctes : le champ "total" filtré 8-22 jours, le champ "CCEK" du signal Kelvin, le champ "CCER" de Rossby et le champ "Résiduel" résultant de la différence champ "total" moins "CCEK" moins "CCER". L'indice guinéen (construit par moyenne sur le domaine $2.5^{\circ}\text{S}-7.5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}$) d'OLR-NOAA filtré 8-22 jours a également été séparé en composantes Kelvin, I_K , Rossby, I_{ER} , et résiduelle I_{Res} . Ainsi, on a :

$$I_{Tot} = I_K + I_{ER} + I_{Res} \quad (4.1)$$

Le tableau 4.1 présente la corrélation inter-indices entre ces trois composantes et leur contribution relative à l'indice total. Ces trois composantes sont faiblement corrélées entre elles (de 0.1 à 0.29), suggérant qu'elles représentent des mécanismes physiques indépendants. Toutefois, elles présentent une forte corrélation par rapport à l'indice total I_{Tot} , avec des valeurs 0.76 (I_K), 0.6 (I_{ER}) et 0.67 (I_{Res}), signifiant qu'elles doivent toutes être prises en compte dans l'explication de la variabilité de l'indice total I_{Tot} .

	I_{Tot}	I_K	I_{ER}	I_{Res}
I_K	0.76	1.00	0.29	0.19
I_{ER}	0.60	0.29	1.00	0.10
I_{Res}	0.67	0.19	0.10	1.00

TAB. 4.1 – Corrélation, pour l'ensemble des saisons de MAMJ de 1979-2010, entre l'indice guinéen d'OLR NOAA filtré 8-22 jours et des indices similaires représentant les contributions des signaux CCEK (I_K), CCER (I_{ER}) et résiduel (I_{Res}).

La figure 4.7 montre le nuage de points associés aux relations entre l'indice total I_{Tot} et ses composantes I_K , I_{ER} et I_{Res} . Pour chacune des composantes, les valeurs supérieures à un écart type ont été séparées du reste, de sorte à discriminer deux ensembles de données : celles correspondant aux évènements forts (en bleu) et faibles (en rouge).

L'allure des nuages de points illustre la forte contribution de ces composantes à la modulation du signal 8-22 jours, et confirme un impact assez élevé pour les composantes I_K et I_{Res} , et la plus grande dispersion de la relation avec I_{ER} . Pour en analyser les impacts relatifs,

spécifiquement sur la composante Kelvin, nous avons séparé les valeurs de la composante I_K supérieures à un écart-type du reste des données. Le nuage de points est ainsi scindé en deux ensembles caractérisant les forts (bleu) et les faibles (rouge) impacts du signal Kelvin.

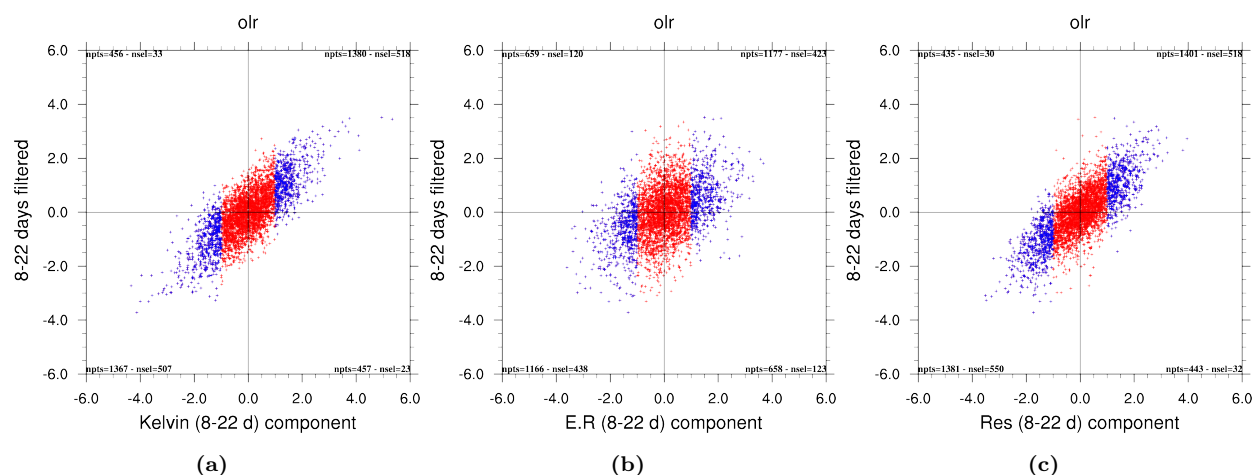


FIG. 4.7 – Nuages de points, pour les saisons de MAMJ de 1979-2010, entre l’indice guinéen standardisé d’OLR NOAA filtré 8-22 jours (en ordonné) et en abscisse ses composantes Kelvin (à gauche), Rossby (au milieu) et résiduelle (à droite). Les points bleu (rouge) correspondent aux forts (faibles) signaux représentés en abscisse.

Les deux ensembles ont été utilisés pour produire la séquence composite des champs désaisonnalisés entre T0-6 et T0+6. Ce composite est construit en considérant la différence entre les extrêmes négatifs et positifs de l’indice I_{Tot} , en ne considérant que les cas correspondant aux fortes et faibles valeurs de l’indice I_K . La figure 4.8 présente les résultats de cette analyse composite pour les champs d’observations OLR, géopotential et vent à 925 hPa.

Pour les évènements Kelvin fort (cf figure 4.8.a), les structures convectives et dynamiques sont effectivement similaires à celle de la théorie de l’onde de Kelvin et se propagent comme attendu vers l’est. A T0-2, l’extension à l’est du pôle convectif et son maintien jusqu’à T0+2 contribue à la construction de la stationnarité observé sur le diagramme de Hovmoeller associé (cf figure 4.8.e). La même séquence tirée des simulations WRF montre une propagation similaire mais avec une structure plus bruitée et présentant le même retard que précédemment.

Pour ce qui est des faibles évènements Kelvin, les observations mettent en lumière, un signal plus faible, présent de T0-2 à T0+2 (cf figures 4.8.b et 4.8.b), caractérisant un signal stationnaire le long de la côte guinéenne. On peut également y percevoir en fond un signal se propageant vers l’ouest combiné à un résidu de signal se propageant vers l’est. Les structures ne sont plus semblables à celles de l’onde théorique de Kelvin et peuvent être interprétées comme étant les contributions des composantes de Rossby (CCER) et résiduelle. Les structures données par les simulations WRF montrent une évolution similaire, mais avec un fort impact des signaux se propageant vers l’ouest dont la présence était déjà soulignée dans les diagrammes spectraux de la figure 4.5.

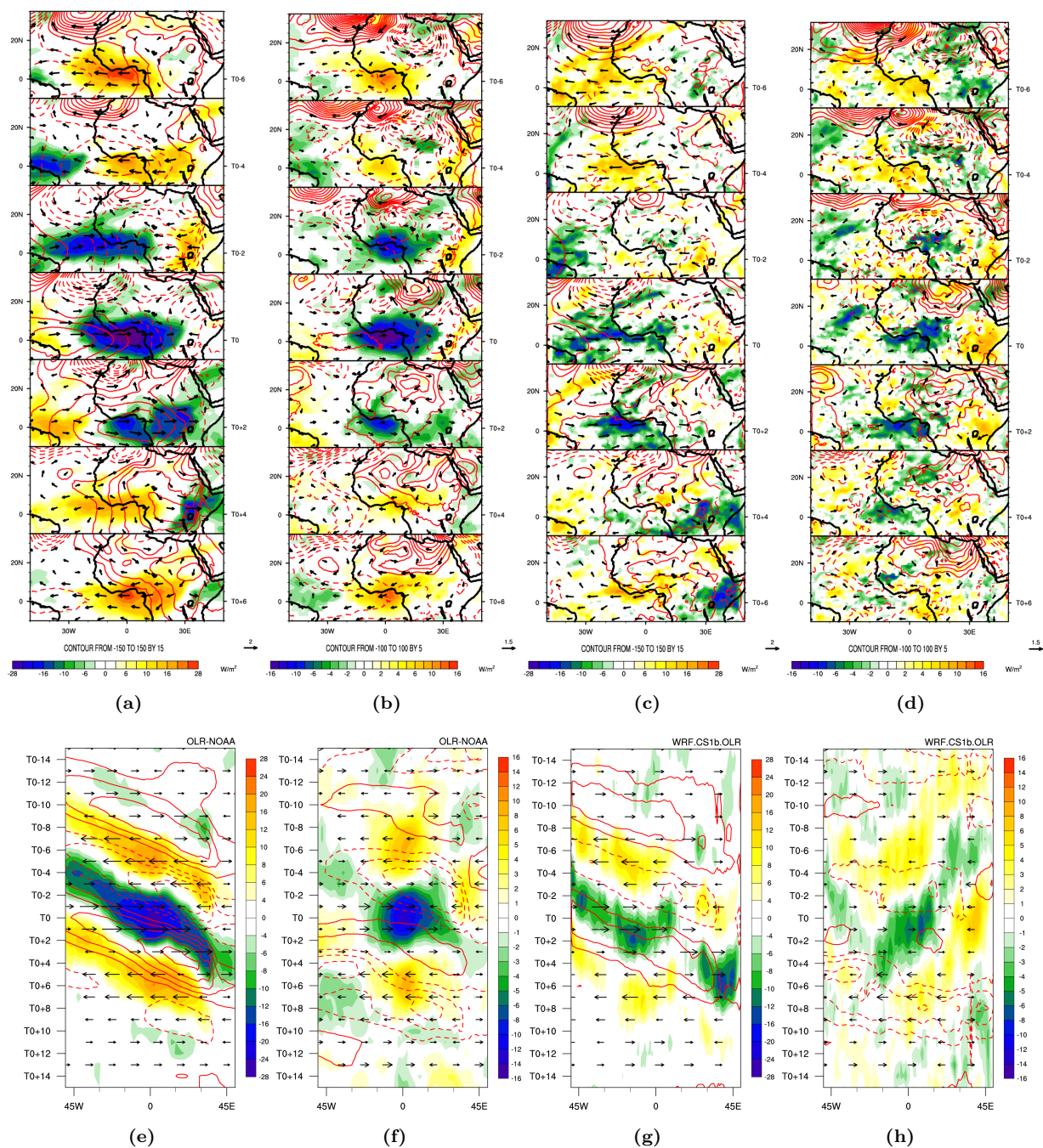


FIG. 4.8 – Séquence composite, pour la période Mars-Juin, basé sur la composante Kelvin standardisée de l'indice guinéen filtré 8-22 jours. Dans le cas des signaux forts, les dates retenues (T0) représentent les maximums (minimums) supérieurs (inférieurs) à 1 (-1) ; les autres dates correspondant aux signaux faibles (Voir figure 4.7). **(A gauche)** OLR NOAA désaisonnalisé (couleur), 925 hPa géopotential (contour) et vent (vecteur) à 925 hPa, pour les signaux Kelvin forts. **(Au milieu à gauche)** Idem, mais pour les signaux Kelvin faible. **(Au milieu à droite et à droite)** Idem que les deux premières colonnes respectivement mais pour les sorties de la simulation WRF. Pour l'OLR, les valeurs présentées sont significatives à 90%. Pour des besoins de clarté aucune significativité n'est appliquée au valeurs de géopotential et de vent. **Deuxième ligne** Diagramme Longitude-temps correspondant (moyenné sur la bande 2.5°S-7.5°N), de T0-15 à T0+15 jours des champs désaisonnalisés d'OLR (couleur), de géopotential (contour) et de vent zonal (vecteur) à 925 hPa. **Les échelles de couleurs sont différentes selon qu'on considère les signaux de Kelvin forts ou faibles**

Une étude plus approfondie du signal 8-22 jours est maintenant menée par l'analyse des contributions relatives de chacune de ces composantes, CCEK, CCER et Résiduelle. La figure 4.9 présente, pour la période de Mars à Juin, le résultat de la régression des champs

d'OLR-NOAA (à gauche), de pluie TRMM (au milieu à gauche), d'OLR WRF (au milieu à droite) et pluie WRF (à droite) sur l'indice I_{tot} . En contours et vecteurs sont superposés les champs de géopotential et de vent à 925 hPa (pour les cartes d'OLR), de vent divergent et de vitesse potentielle à 200 hPa (pour les champs de pluie). La deuxième ligne de cette figure présente les diagrammes temps-longitude dérivés des cartes de la première ligne. Ces diagrammes sont similaires à ceux présentés à la figure 4.6 mais avec une échelle de couleur différente. En troisième ligne, on retrouve l'évolution des coefficients de régressions (en terme d'OLR et de pluie) moyenné sur le golfe de Guinée et l'Afrique Centrale. Cette évolution temporelle rend bien compte d'une périodicité autour de 12 jours pour le signal 8-22 jours. Si cette évolution confirme la cohérence entre l'OLR et la pluie, elle souligne également la décroissance de l'amplitude du signal au dessus de l'Afrique Centrale. On note également la faible amplitude des signaux dans les simulations WRF. Les cartes sont par la suite utilisées en comparaison aux structures associées de la régression des mêmes champs constitutifs sur les indices I_K , I_{ER} et I_{Res} (Fig.4.10 à Fig.4.15).

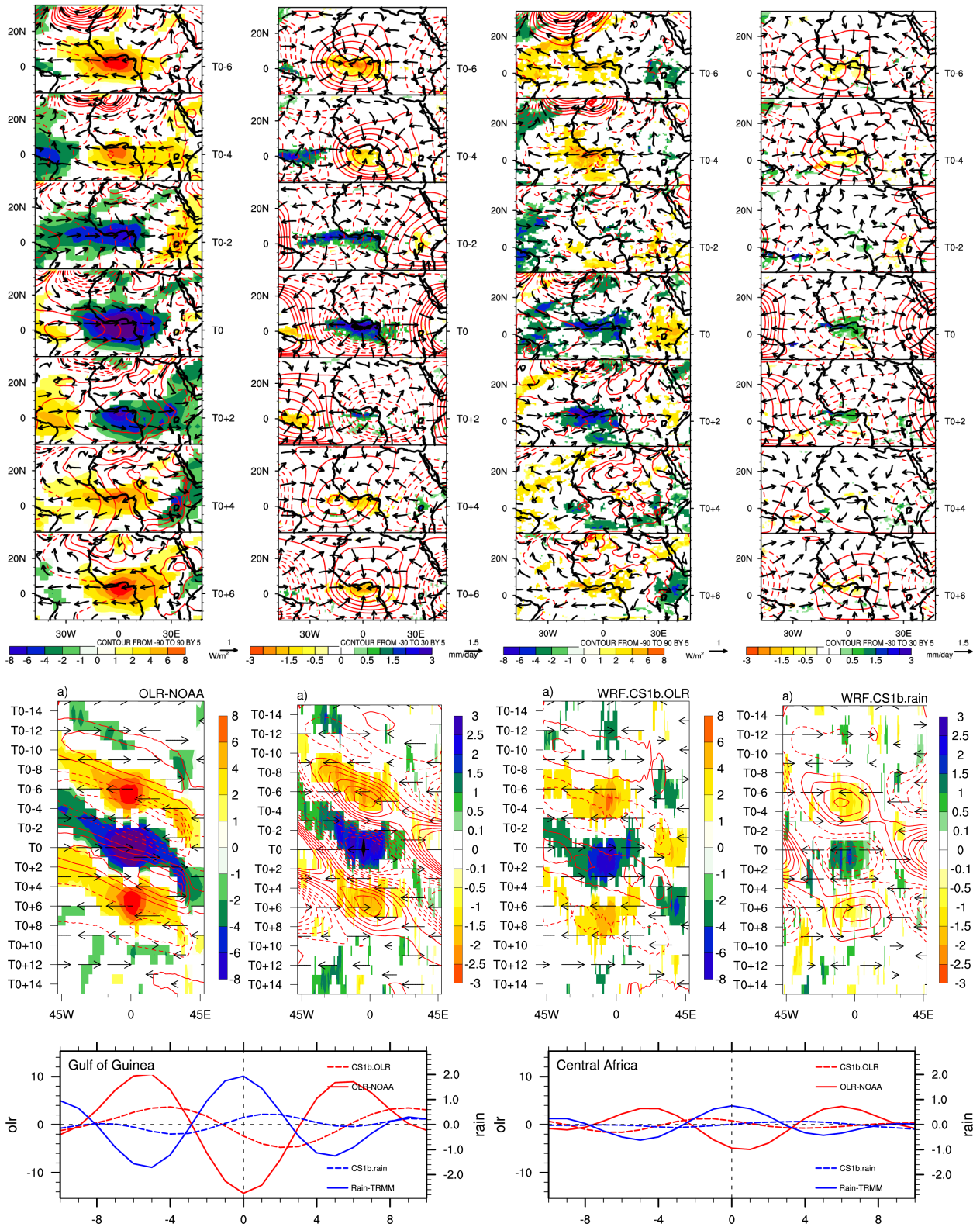


FIG. 4.9 – 1^{ère} ligne. Séquence temporelle (de T0-6 à T0+6 par pas de 2 jours) de la régression, pour la période MAMJ, des champs désaisonnalisés sur l'indice de référence OLR NOAA I_{Tot} . (A gauche) OLR-NOAA (couleurs, Wm^{-2}), géopotential (contours, m/gp) et vent (vecteurs, $m.s^{-1}$) à 925 hPa. (Au milieu à gauche) Pluie TRMM (couleurs, $mm.j^{-1}$), vent divergent (vecteurs, s^{-1}) et potentiel de vitesse à 200 hPa. (Au milieu à droite) Idem que le panneau de gauche mais pour les sorties WRF. (Au milieu à droite) Idem que le panneau du milieu à gauche mais pour les sorties WRF. Seules les valeurs significatives à plus de 90% des champs en couleurs sont présentées. Pour des besoins de clarté, aucune significativité n'a été appliquée aux contours et aux vecteurs. Les échelles des contours et vecteurs sont indiquées. 2^{ème} ligne. Diagramme longitude-temps (sur la bande Eq-5°N) associé de T0-15 à T0+25. 3^{ème} ligne. Évolution de T0-10 à T0+10 jours de la moyenne régionale des coefficients de régression pour l'OLR NOAA et WRF (courbes rouge) et la pluie TRMM et WRF (courbes bleue). Ces moyennes sont réalisées sur les domaines 2.5°S-7.5°N/5°W-5°E (à gauche) et 2.5°S-7.5°N/10°E-30°E (à droite)

4.2.2 Contribution des ondes Equatoriales Convectives de Kelvin

Cet impact est évalué par l'analyse des structures convectives-dynamiques en lien avec les phases de l'indice I_K . Le but ici est de comparer les similitudes et différences pouvant apparaître dans les champs désaisonnalisés lorsqu'ils sont rapportés à l'indice I_K en lieu et place de l'indice I_{Tot} . La figure 4.10 présente des analyses semblables à celles de la figure 4.9, la différence étant qu'ici les champs désaisonnalisés ont été régressés sur l'indice I_K . La figure 4.11 est similaire à la figure 4.10 mais les champs représentent la composante Kelvin filtrée 8-22 jours. L'examen des figures 4.10 et 4.11 met en lumière des structures convectives se propageant vers l'est. Celles-ci sont visibles tant pour les données d'observations que pour les simulations WRF. Sans grande surprise, la différence majeure est que le caractère stationnaire observé au dessus du golfe de Guinée est moins marqué pour l'indice I_K . L'amplitude des indices régionaux (3^{ème} ligne) est plus faible pour l'indice I_K en comparaison de ceux tirés de l'indice I_{Tot} . L'organisation et la propagation vers l'est, des structures dynamiques et convectives, est en accord avec la structure théorique des ondes convectives de Kelvin. Elles montrent une propagation vers l'est, avec un pôle de renforcement de convection et de précipitation localisé dans une zone de fort gradient de géopotentiel dirigé vers l'est, et de convergence du vent zonal, les maxima de vents d'est (ouest) étant associés aux maxima (minima) de géopotentiel. En altitude, c'est la situation inverse qui prévaut et on a une zone de forte divergence du vent à 200 hPa au-dessus de la zone de renforcement de convection.

L'analyse comparée des figures 4.10 et 4.11 montre que pour les champs filtrés Kelvin les structures dynamiques et convectives sont beaucoup plus nettes et décrivent parfaitement la théorie des ondes de Kelvin. La stationnarité au dessus du golfe de Guinée a disparu. Au dessus de golfe de Guinée, l'amplitude du signal (voir ligne 3 de la figure 4.11) est plus faible pour la combinaison [I_K , Champs CCEK], mais au dessus de l'Afrique Centrale les amplitudes sont les mêmes. Les simulations WRF présentent des amplitudes plus faibles que les observations, et le retard de 1 à 2 jours reste présent mais est moins marqué pour les champs filtrés Kelvin.

Ainsi, cette analyse confirme la forte contribution des ondes convectives de Kelvin au mode 8-22 jours. Le caractère stationnaire du signal n'est logiquement pas associé à la dynamique des ondes convectives de Kelvin. Le modèle WRF est capable de simuler de façon satisfaisante cette contribution.

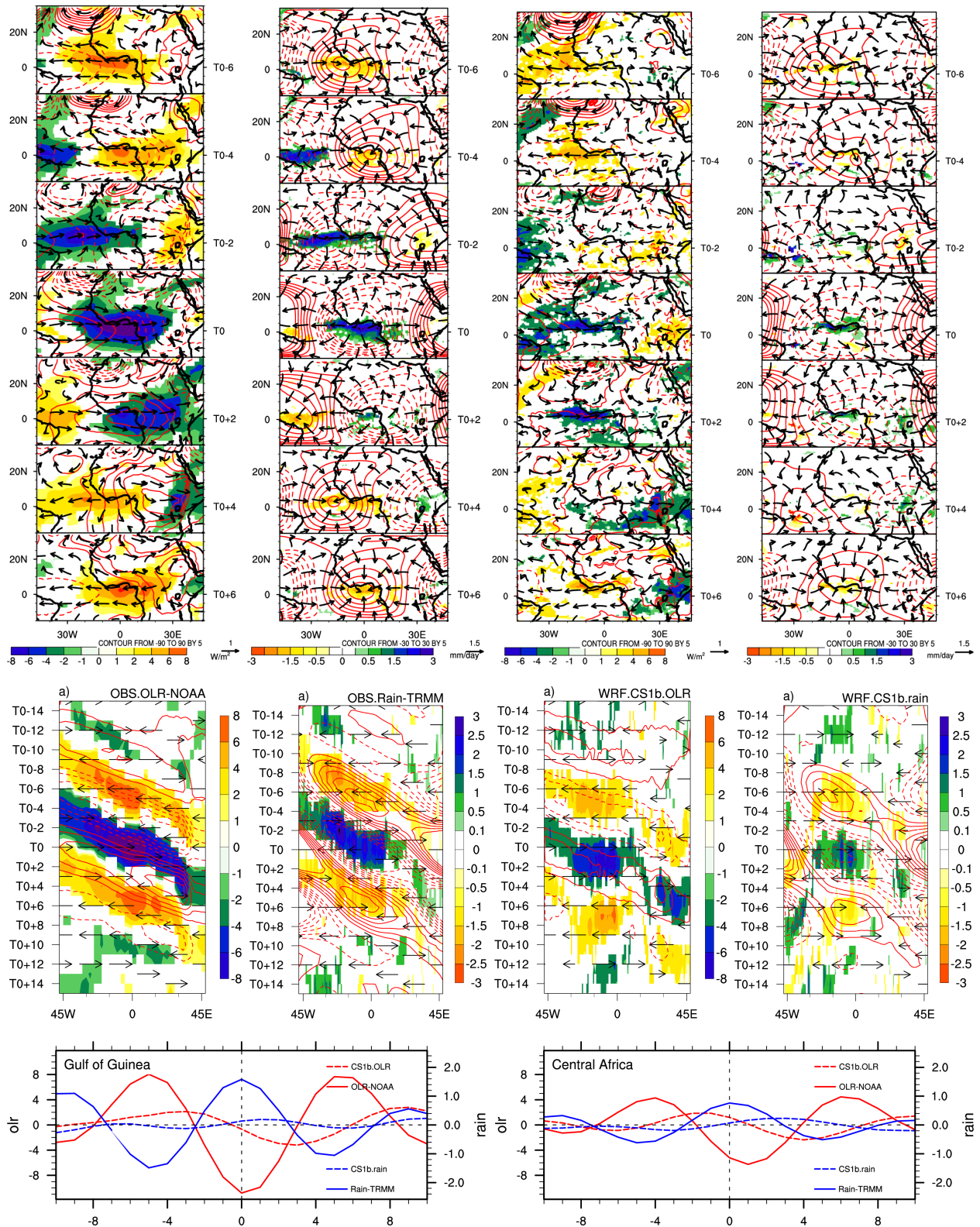


FIG. 4.10 – Idem que la figure 4.9 pour la régression des champs désaisonnalisés sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_K représentant la composante Kelvin de l'indice I_{Tot} . Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 l'échelle n'est pas la même.

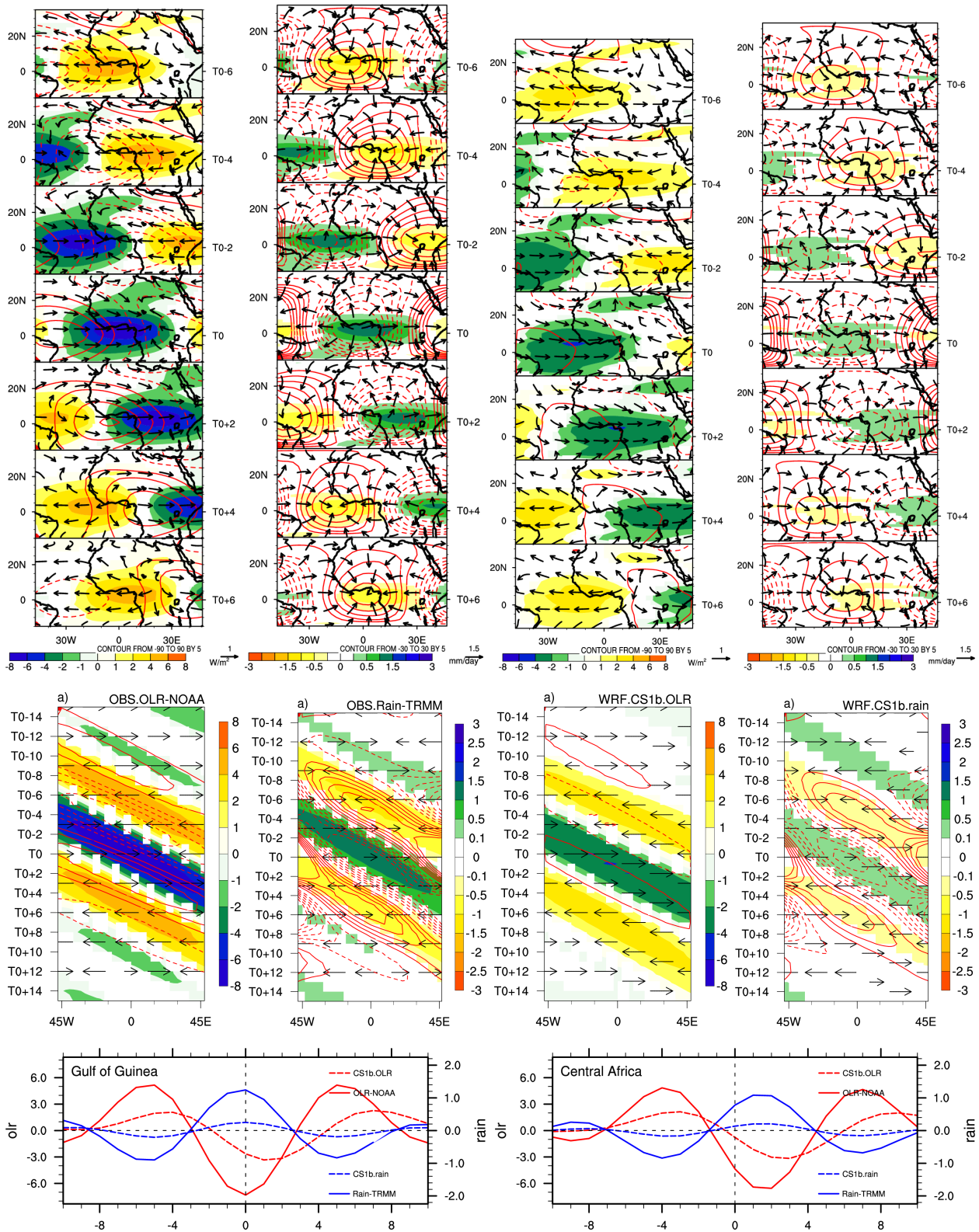


FIG. 4.11 – Idem que la figure 4.9 mais pour la régression de la composante Kelvin des champs filtrés 8-22 jours sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_K représentant la composante Kelvin de l'indice I_{Tot} . Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 n'est pas la même.

4.2.3 Contribution des ondes équatoriales convectives de Rossby

La figure 4.12 montre les résultats similaires à ceux de la figure 4.9 mais les régressions sont en rapport avec les phases de l'indice I_{ER} . La figure 4.13 est similaire à la figure 4.12 mais les champs représentent la composante Rossby filtrée 8-22 jours. Ainsi, la méthodologie est la même que celle de la section précédente, une comparaison des différences et similarités apparaissant lorsque les régressions des champs désaisonnalisés sont faites sur l'indice I_{ER} au lieu de l'indice I_{Tot} . Comme dans le cas de l'impact de l'onde de Kelvin, on évalue les disparités résultantes de la composante Rossby des champs filtrés 8-22 jours sur l'indice I_{ER} .

Se référant aux analyses portant sur la différence des indices utilisés pour la régression, la figure 4.12 montre que les structures convectives associées aux phases de l'indice I_{ER} sont opposées à celles de l'indice I_{Tot} (voir figure 4.9) et met en lumière un signal se propageant vers l'ouest. Ce signal qui, il faut bien le noter, est en accord avec la dynamique des ondes de Rossby, a une périodicité moyenne de l'ordre de 14 jours. Initié à l'est du Sahel, il a une vitesse de propagation plus faible que celles des ondes de Kelvin (cf figure 4.10). Les structures dynamiques associées se déplacent elles aussi vers l'ouest et ont une organisation proche de celle de la théorie des ondes de Rossby, avec l'alternance de cellules cyclonique/anticyclonique au nord de 10°N. Toutefois, ces cellules sont de faible intensité au sud de l'équateur. Le long de l'équateur, elle présente une structure zonale qui converge à travers le pôle de renforcement de l'activité convective. La principale différence avec l'onde théorique de Rossby est que le pôle de convection est confiné le long de la bande équatoriale (en lien avec la position de ZCIT à cette période de l'année), sans signal apparent en dehors de celle-ci. D'autre part, on note que l'enveloppe pluvieuse est plus restreinte que dans le cas du signal CCEK. Cette enveloppe apparaît stationnaire au dessus du golfe de Guinée alors qu'un signal faible est détectable plus à l'ouest à T0+4 et T0+6. Sur le diagramme temps-longitude associé, on peut percevoir une propagation vers l'est des anomalies d'OLR et de pluie représentant la part des données désaisonnalisées n'ayant pas pu être éliminée par la régression sur l'indice I_{ER} . Comme on peut le noter sur la figure 4.13, cette propagation est complètement éliminée lorsque la régression est faite avec la composante Rossby des champs filtrés 8-22 jours. Au dessus de l'Afrique Centrale, les signaux sont plus faibles que ceux observés sur la côte guinéenne. Ce contraste est moins marqué pour les champs filtrés Rossby. Les simulations du modèle WRF représentent assez bien la dynamique des ondes convectives de Rossby, avec moins de fluctuations en terme d'OLR qu'en terme de pluie. Le décalage temporel de 1 à 2 jours reste présent, mais est moins marqué pour les champs filtrés Rossby.

Ainsi, la décomposition de l'indice guinéen du mode 8-22 jours montre que la contribution du signal CCER est significative, même si elle est plus faible que celle du signal CCEK. L'empreinte de cette contribution est visible dans les simulations WRF. L'analyse des champs de pluie a permis de donner du poids à cette contribution. Il est intéressant de noter que l'utilisation de l'indice I_K ou de l'indice I_{ER} pour la régression des champs désaisonnalisés

produit des signaux vraiment contrastés, signifiant que ces indices représentent de façon indépendante, mais avec une significativité certaine, l'impact spécifique de la dynamique des ondes de Kelvin et de Rossby.

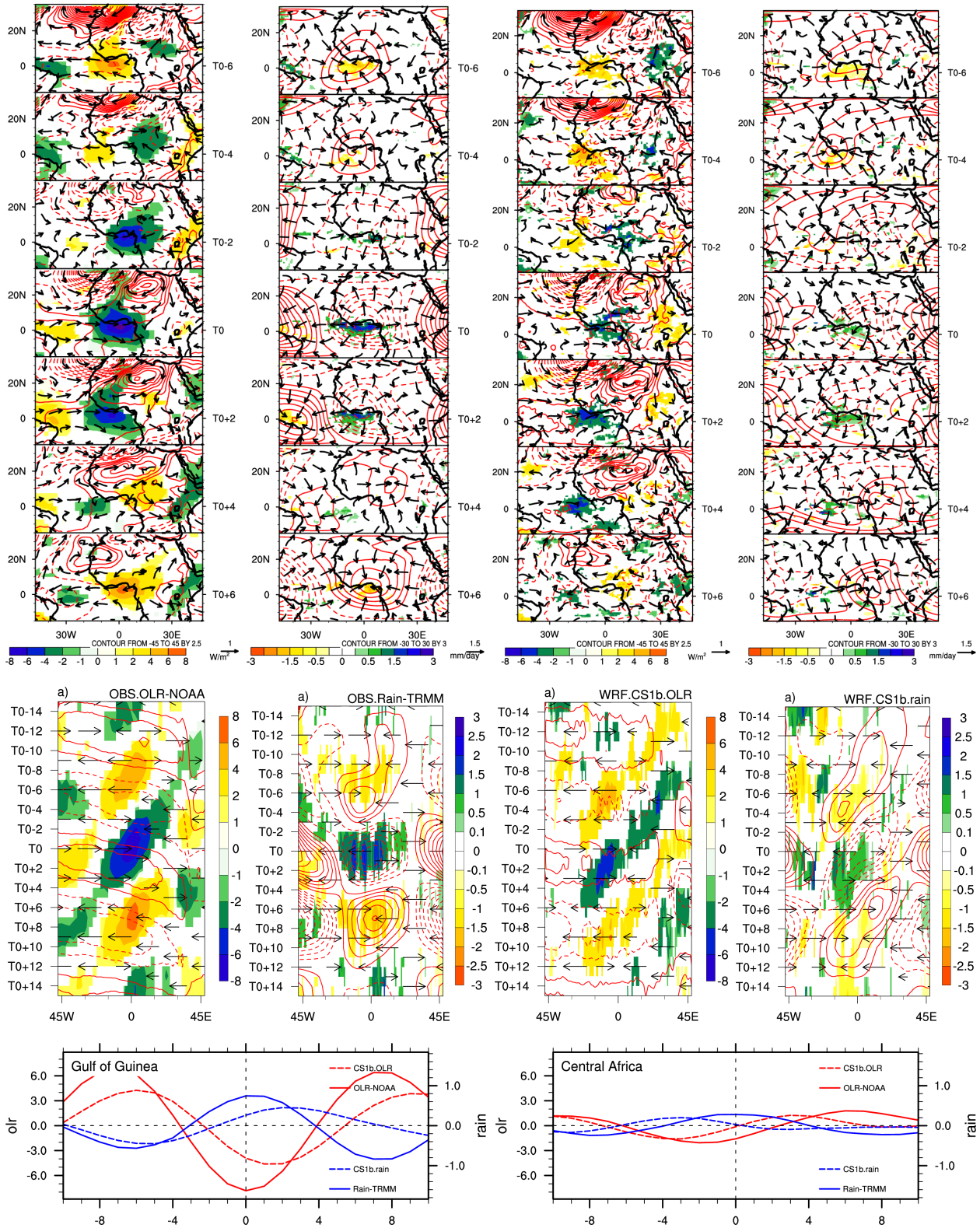


FIG. 4.12 – Idem que la figure 4.9 pour la régression des champs désaisonnalisés sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_{ER} représentant la composante Rossby de l'indice I_{Tot} . Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 l'échelle n'est pas la même.

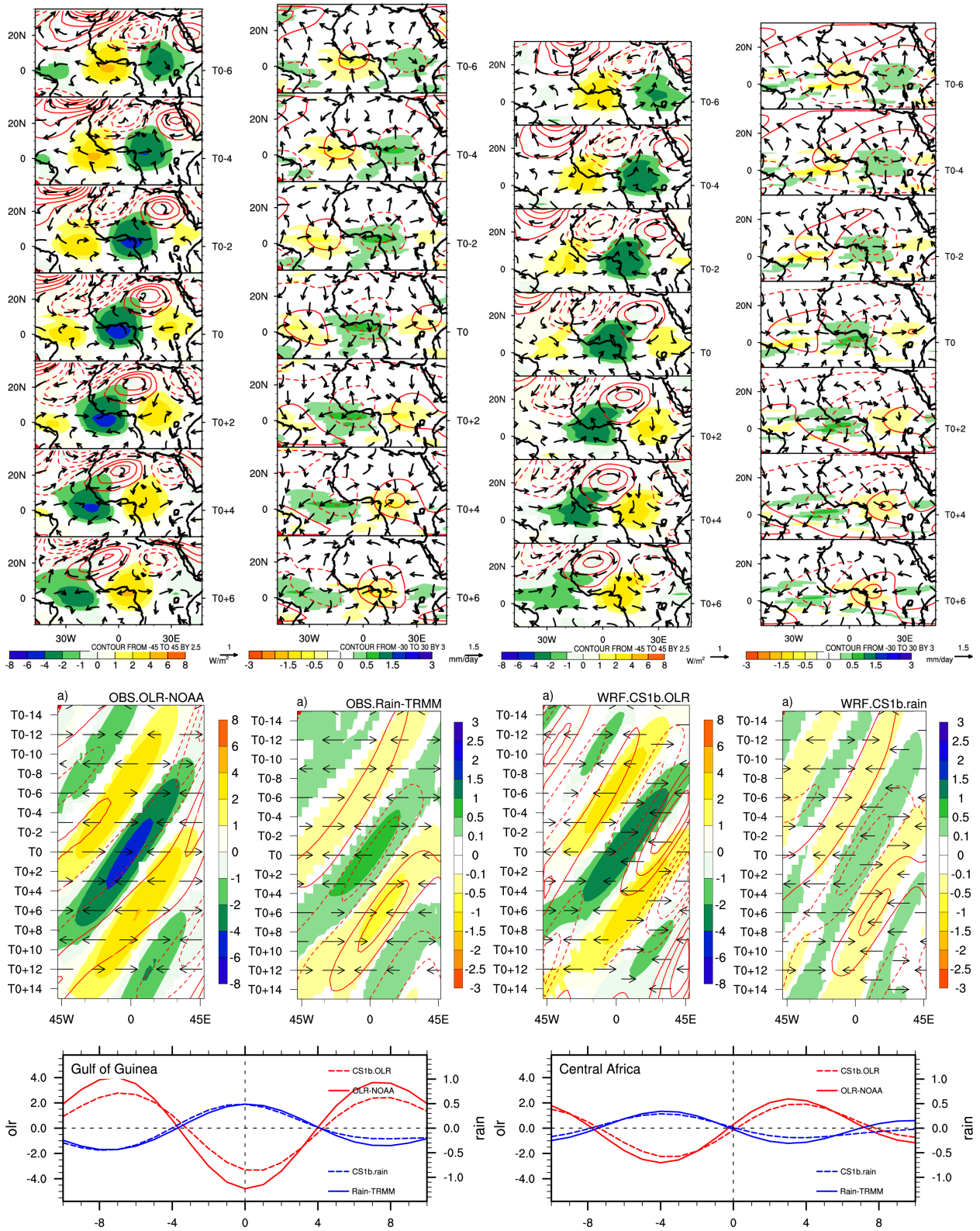


FIG. 4.13 – Idem que la figure 4.9 mais pour la régression de la composante Rossby des champs filtrés 8-22 jours sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_{ER} représentant la composante Rossby de l'indice I_{Tot} . Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 l'échelle n'est pas la même.

4.2.4 Contribution de la composante résiduelle

Nous poursuivons ici les analyses des diverses composantes de l'indice I_{Tot} avec l'indice de la composante résiduelle I_{Res} . La méthode d'analyse reste la même que celle utilisée pour les contributions des ondes de Kelvin et Rossby. La figure 4.14 présente les résultats de la régression des champs désaisonnalisés sur l'indice I_{Res} . La figure 4.15, similaire à la figure 4.14, représente la composante résiduelle des champs filtrés 8-22 jours. Pour compléter et dans le but de suivre les advections des masses d'air, nous avons aussi réalisé des régressions de température de surface et de flux d'humidité à 925 hPa. Les figures 4.16 et 4.17 présentent ces résultats pour les champs désaisonnalisés et résiduels respectivement. Les diagrammes de Hovmoeller qui leur sont associés (aux figures 4.16 et 4.17 exclusivement) représentent l'évolution temps-latitude pour le domaine 10°E-20°E et permettent un suivi de l'advection méridionale des masses d'air.

Les figures 4.14 et 4.15 mettent en lumière un signal différent de ceux révélés par la dynamique des ondes de Kelvin ou de Rossby. Il apparaît clairement qu'au dessus du golfe de Guinée, la mise en place de la convection à lieu à T0-2. Ce démarrage est précédé de T0-6 à T0-4 de l'arrivée le long de l'axe 10°E dans les basses couches d'une zone chaude (visible à la figure 4.16) de bas géopotentiels en provenance de la Méditerranée. Cette descente induit une circulation cyclonique de basses couches qui à T0-2 contribue au changement de direction du vent (sur le golfe de Guinée) transportant ainsi plus d'humidité sur la côte guinéenne. Ainsi l'activité convective se met en place au dessus du golfe de Guinée pour atteindre sa phase maximale à T0 et y demeurer jusqu'à T0+2. Ce pôle convectif va laisser la place à la phase opposée pendant que les bas géopotentiels se décalent vers le nord-ouest tout étant remplacés par les hauts géopotentiels en provenance eux aussi de la Méditerranée. Comme le montre les figures 4.16 (régression des champs désaisonnalisés sur I_{Res}) et 4.14 (régression des champs désaisonnalisés sur I_{Tot}), la structure dynamique de la composante résiduelle est facilement identifiable avant T0. En avant du pôle convectif sur le golfe de Guinée, elle se combine à la dynamique du signal de l'onde équatoriale de Kelvin intensifiant le gradient est-ouest de pression, renforçant le vent zonal et l'advection d'humidité, alimentant ainsi l'activité convective et pluvieuse sur le golfe de Guinée. Les diagrammes temps-longitude des figures 4.14 et 4.15 confirment le caractère stationnaire de l'activité convective et pluvieuse sur le golfe de Guinée. Les diagrammes temps-latitude des figures 4.16 et 4.17 viennent en complément et mettent en lumière les intrusions de masses d'air méditerranéennes. Celles-ci se propagent méridionalement, dans la bande 10°E-20°E en avant du pôle de convection présent au dessus du golfe de Guinée. Ces intrusions méditerranéennes sont bien simulées par le modèle WRF, les structures convectives et pluvieuses sont cohérentes (mais plus faibles) avec celles des observations. Comme l'indique la troisième ligne des figures 4.14 et 4.15, l'amplitude des signaux est assez élevée au dessus de la côte guinéenne (du même ordre de grandeur que pour le signal Kelvin) mais reste faible sur l'Afrique Centrale (comme dans

le cas des ondes de Rossby). Il est important de relever que les phases de l'indice I_{Res} conduisent à un signal contrastant grandement avec celui produit par les phases des indices I_K ou I_{ER} . Donc même si le mode 8-22 jours est largement et majoritairement influencé par une structure dynamique semblable aux ondes de Kelvin, les contributions des composantes Rossby et résiduelle sont significatives et doivent être prises en compte. Ceci en accord avec les valeurs des corrélations inter-indices indiqués à la table 4.1.

L'origine de cette intrusion de masses d'air Méditerranéenne reste à éclaircir. Nous avons essayé de l'identifier de différentes manières, sans succès probant. En particulier nous avons réalisé des analyses EOF et EOF Etendues du géopotentiel sur la Méditerranéen et l'Afrique du Nord, mais aucun lien significatif avec le timing du mode 8-22 jours au dessus de la côte guinéenne n'a pu être trouvé (non montré). Toutefois, le rôle de la variabilité intrasaisonnaire des moyennes latitudes est à considérer. En effet, plusieurs études (Vizy and Cook 2009; Chauvin et al. 2010; Roehrig et al. 2011) ont souligné l'existence durant l'été boréal de cette intrusion Méditerranéenne et ont mis en lumière le rôle qu'elle joue dans la modulation des modes de variabilité de moyenne échelle de la convection au dessus de l'Afrique de l'Ouest.

La décomposition de l'indice guinéen du mode 8-22 jours s'est donc avéré très utile dans la compréhension des mécanismes régissant la variabilité de l'activité convective d'échelle 8-22,jours au dessus de la côté guinéenne au cours du printemps boréal (de Mars à Juin). Elle confirme la dominance de la dynamique des ondes équatoriales de Kelvin. Elle permet de souligner que la dynamique des ondes de Rossby y contribue aussi de façon significative. On ne saurait oublier de noter l'influence des descentes de masses d'air méditerranéennes dans le maintien d'un régime stationnaire dans la région du golfe de Guinée.

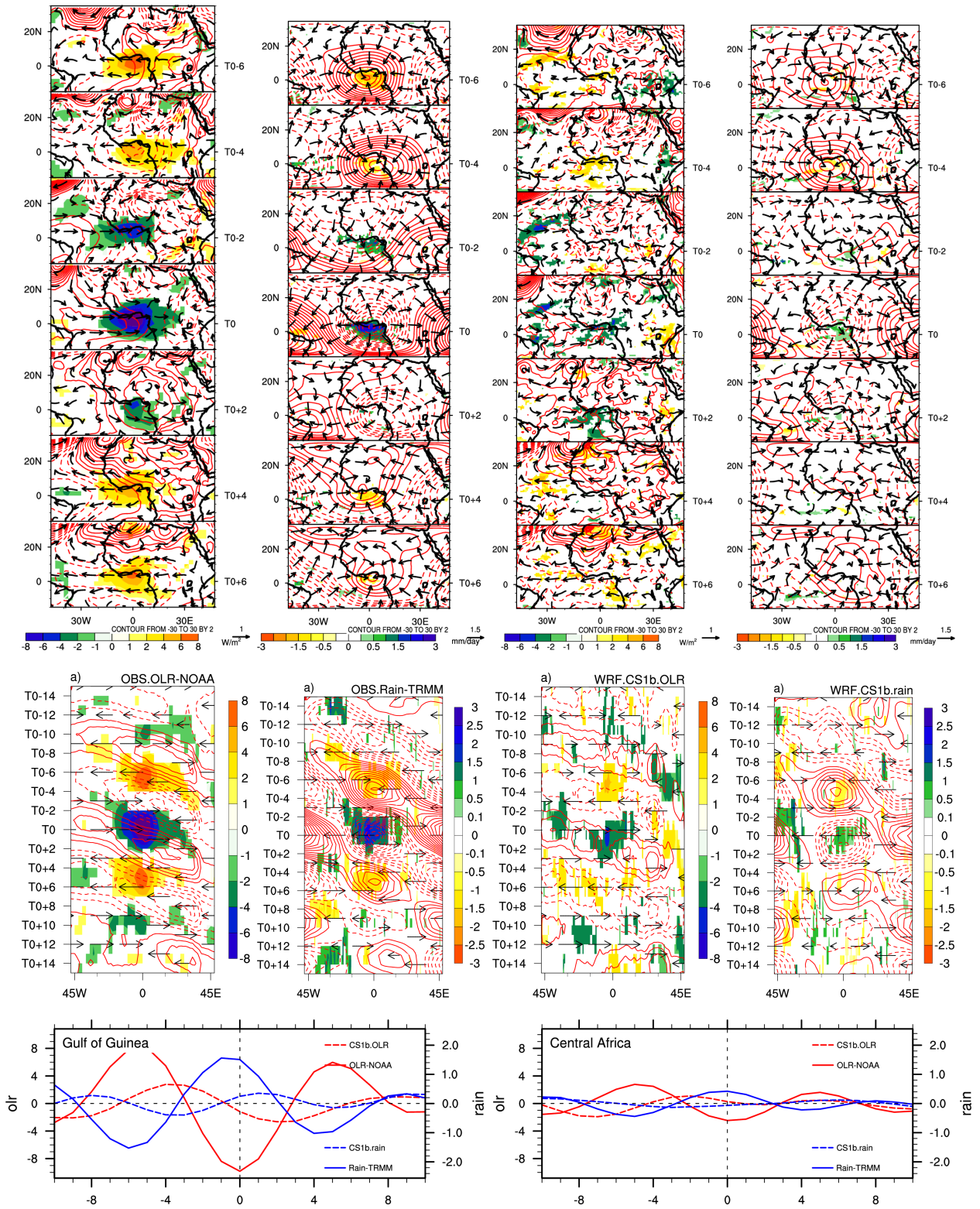


FIG. 4.14 – Idem que la figure 4.9 pour la régression des champs désaisonnalisés sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_{Res} représentant la composante résiduelle de l'indice I_{Tot} . Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 l'échelle n'est pas la même.

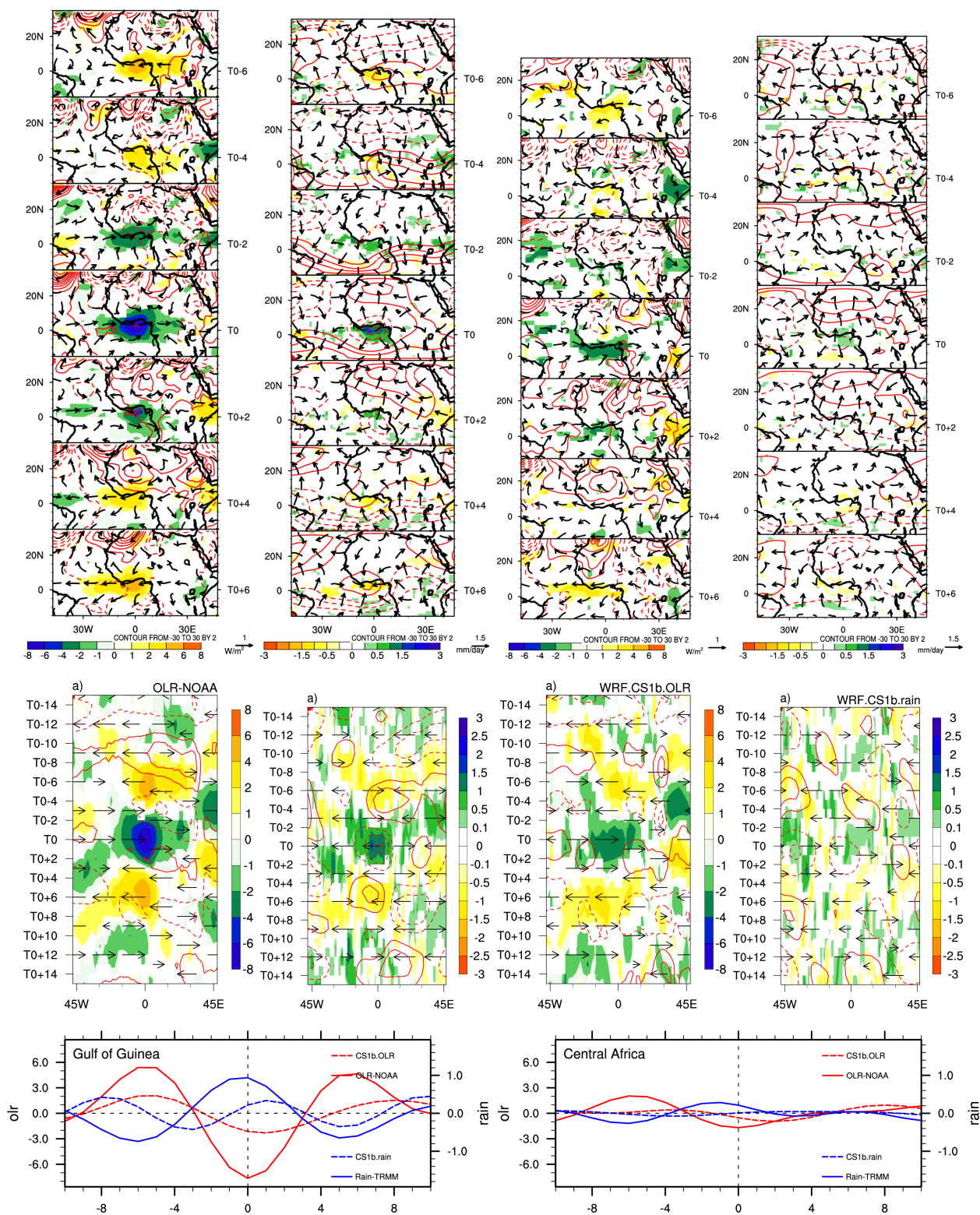


FIG. 4.15 – Idem que la figure 4.9 mais pour la régression de la composante résiduelle des champs filtrés 8-22 jours sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_{Res} représentant la composante résiduelle de l'indice I_{Tot} . Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 l'échelle n'est pas la même.

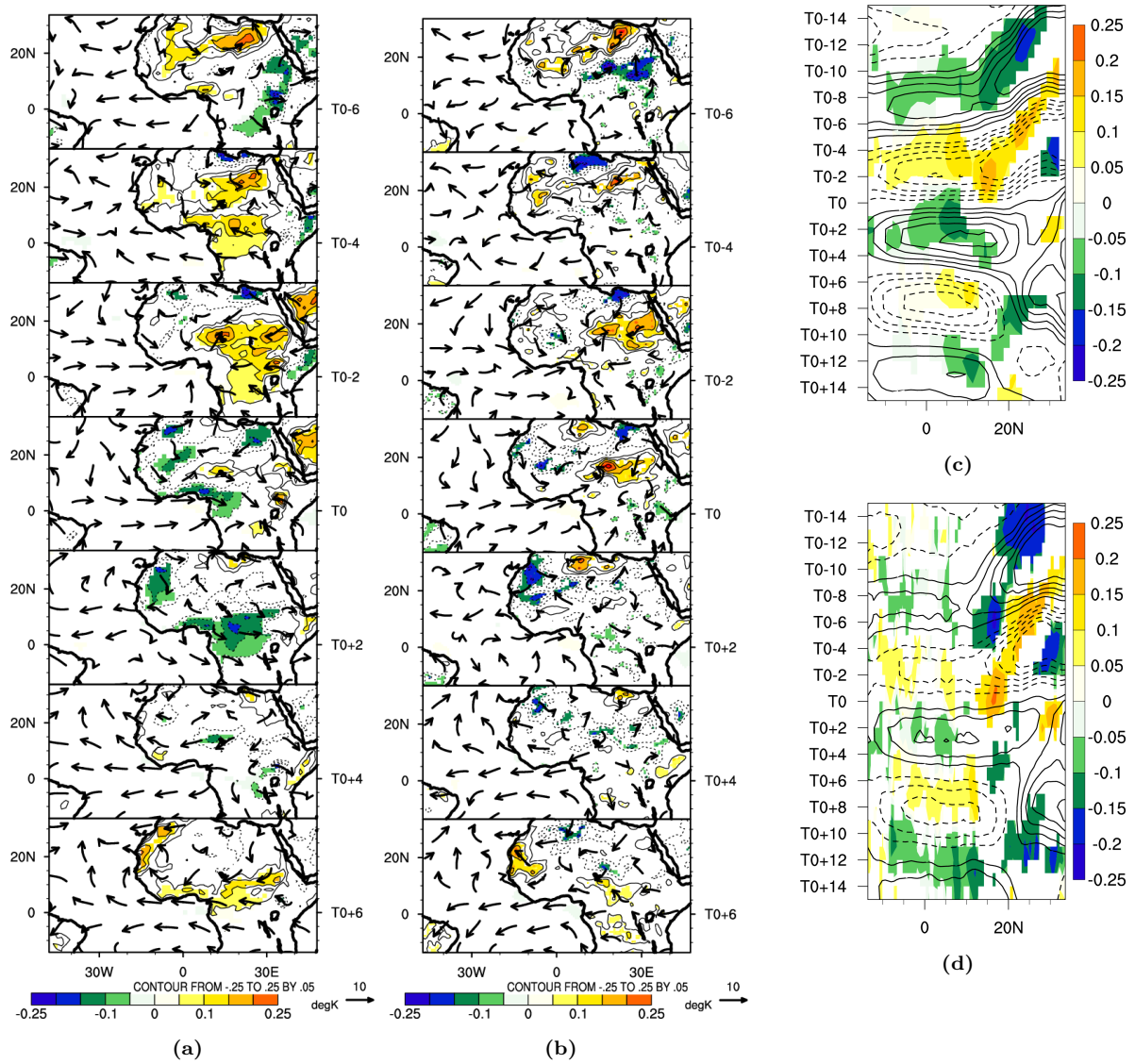


FIG. 4.16 – Idem que la figure 4.14 mais pour la régression des données, d'observation (à gauche) et WRF (à droite) de température de surface (couleurs et contours) et le flux d'humidité à 925 hPa.

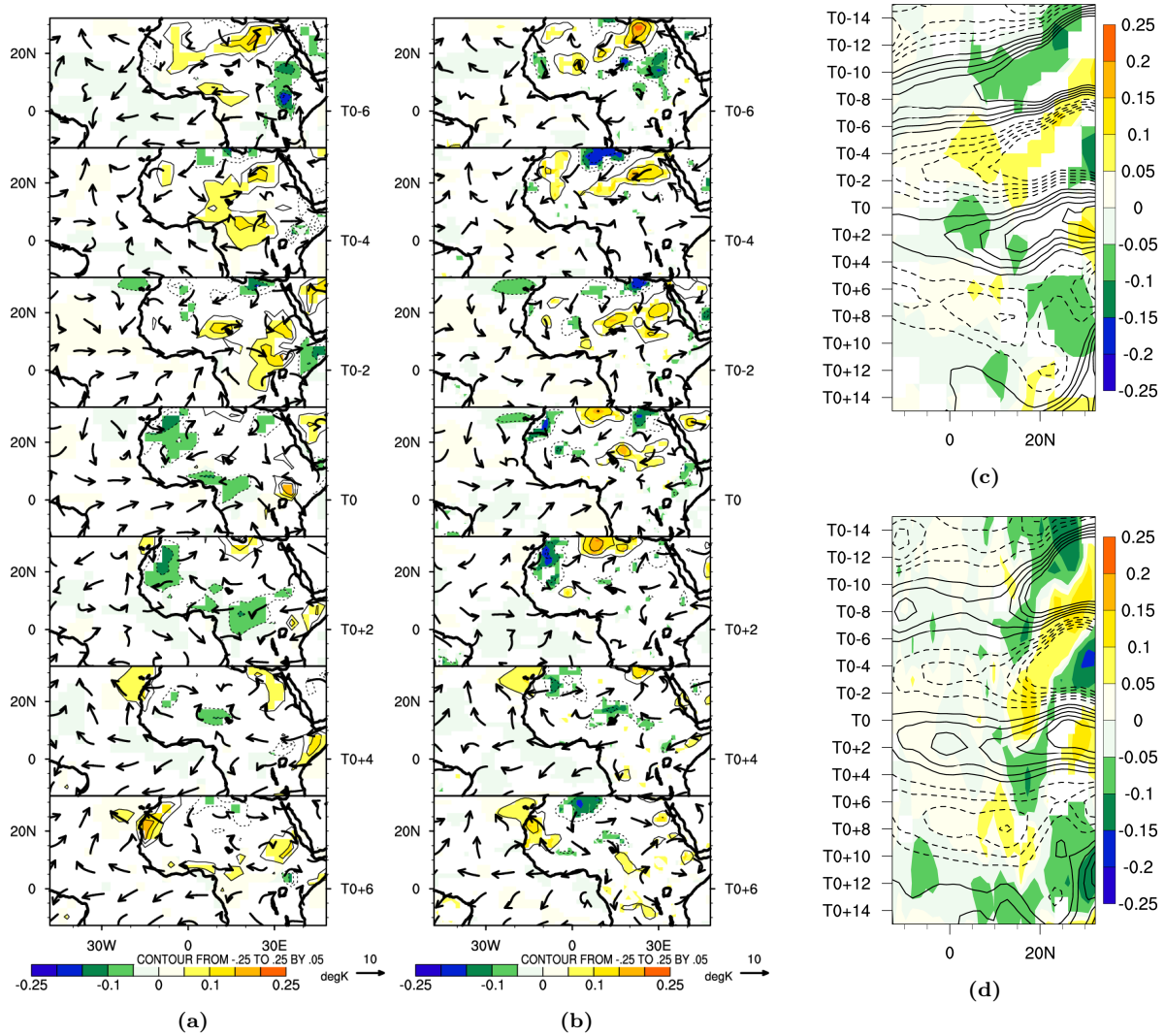


FIG. 4.17 – Idem que la figure 4.14 mais pour la régression des données, d'observation (à gauche) et WRF (à droite) de température de surface (couleurs et contours) et le flux d'humidité à 925 hPa.

4.3 Analyse Discriminante de l'indice 8-22 jours

Dans la section 4.2.1, nous avons procédé à l'analyse de l'impact des différentes composantes du signal 8-22 jours. Ainsi nous avons pu mettre en lumière, d'une part l'impact prédominant des ondes de Kelvin dans la modulation du signal 8-22 jours, d'autre part la contribution non négligeable des ondes de Rossby et le rôle joué par les intrusions d'air méditerranéen dans le maintien d'une phase de stationnarité au dessus du golfe de Guinée. La mesure de ces impacts relatifs a été faite au moyen des analyses de régression sur la période totale, ce qui ne permet pas une séparation complète des trois composantes. On cherche maintenant à en produire une meilleure différenciation avec pour but de savoir comment ils interagissent pour alimenter le mode 8-22 jours au dessus du golfe de Guinée durant la saison MAMJ. Ainsi, partant des séries temporelles I_{Tot} , I_K , I_{ER} et I_{Res} construites à partir de l'OLR-NOAA pour les saisons MAMJ de 1979 à 2010, nous avons recensé les situations pour

lesquelles les différentes composantes contribuent à construire les phases extrêmes de l'indice I_{Tot} . L'ensemble des cas comptabilisés est regroupé en 4 sous-ensembles qui correspondent aux situations pour lesquelles :

- ☞ toutes les composantes contribuent à la construction de la phase extrême, elles sont nommées **all**
- ☞ seules deux composantes y contribuent et il en découle trois sous-ensembles **Klv-ER**, **Klv-Res**, **ER-Res**.
- ☞ une seule composante y contribue, les trois cas possibles sont notés **Klv**, **ER** et **Res**
- ☞ aucune des composantes n'y contribue, cette situation est notée **Fail**.

Pour des niveaux de seuils choisis, les statistiques relatives à ces situations ont été séparées en contribution aux phases d'affaiblissement (**Pos**; pour une anomalie positive d'OLR) et de renforcement (**Neg**; pour une anomalie négative d'OLR) et consignées dans le tableau 4.2. Nous avons envisagé deux niveaux de seuils. Le premier correspond aux situations pour lesquelles l'indice total est supérieur à 1 écart-type tandis les composantes ne sont supérieures qu'à 0.5 écart-type. Le deuxième, plus sévère, correspond aux cas pour lesquels l'indice total est supérieure à 1.5 écart-type, avec les indices des composantes supérieurs à 1 écart-type.

TAB. 4.2 – Statistiques, pour les saisons MAMJ de 1979 à 2010, de répartition des contributions des composantes Kelvin, Rossby et Résiduelle à la construction des phases extrêmes de l'indice 8-22 jours. Les extrêmes secs (Pos) et humides (Neg) ont été comptabilisés séparément.

	all	Klv-Er	Klv-Res	Klv	ER-Res	ER	Res	Fail	
$ I_{Tot} > 1.\sigma$ et	Pos(537)	164	123	140	32	55	2	24	0
$ I_K, I_{ER}, I_{Res} > 0.5\sigma$	Neg(548)	176	99	138	25	87	4	22	0
$ I_{Tot} > 1.5\sigma$ et	Pos(247)	32	61	62	29	38	2	20	0
$ I_K, I_{ER}, I_{Res} > 1.\sigma$	Neg(245)	44	48	77	22	36	3	15	0

all : ($|I_{Tot}| > seuil$ et $|I_K, I_{ER}, I_{Res}| > seuil$); **Klv-ER** : ($|I_{Tot}| > seuil$ et $|I_K, I_{ER}| > seuil$); **Klv-Res** : ($|I_{Tot}| > seuil$ et $|I_K, I_{Res}| > seuil$); **Klv** : ($|I_{Tot}| > seuil$ et $|I_K| > seuil$); **ER-Res** : ($|I_{Tot}| > seuil$ et $|I_{ER}, I_{Res}| > seuil$); **ER** : ($|I_{Tot}| > seuil$ et $|I_{ER}| > seuil$); **Res** : ($|I_{Tot}| > seuil$ et $|I_{Res}| > seuil$); **Fail** : Aucune des composantes ne satisfait la condition fixée.

On remarque tout de suite la prépondérance des advections extérieures à la zone guinéenne puisqu'on a aucun "Fail" (possibilité d'un développement local de la convection indépendamment des modes K , ER ou Res). Indépendamment du seuil choisi, il ressort que le nombre de phases sèches détecté est quasi identique au nombre de phases humides. Si dans l'ensemble les nombres de cas mis à jour par le seuil le plus discriminant sont les moins nombreux, on observe tout de même une augmentation du nombre de cas où la phase extrême est uniquement due à la composante Kelvin. Les structures spatio-temporelles sont similaires pour ces deux niveaux de seuil (non montré), ainsi nous conserverons celles identifiées par le seuil le plus sévère pour lequel les signaux sont les plus significatifs.

Pour un ensemble de 492 cas de phases extrêmes (séquences sèches et humides confondues) la composante Kelvin est majoritairement active avec un total d'occurrence de l'ordre

378, dont 54 cas pour lesquels elle est la seule active. Puis vient la composante résiduelle qui est active dans 324 cas dont 35 seule. La composante Rossby apparaît pour 264 cas et est exclusivement combinée aux autres composantes (seulement 5 seule). Les trois composantes sont actives simultanément pour 76 cas. Ainsi par ordre d'importance, nous avons une dominance de la composante Kelvin, suivie de la composante Résiduelle et finalement la composante Rossby mais peu présente en tant que telle.

La figure 4.18 présente l'évolution moyenne durant le printemps de l'indice guinéen d'OLR-NOAA filtré 8-22 jours (I_{Tot}) et de ses composantes Kelvin (I_K), Rossby (I_{ER}) et Résiduelle (I_{Res}), dans le cadre de chacune des configurations identifiées et illustrées à la table 4.2 pour le critère le plus sévère. Ceci permet de vérifier, avant de procéder à des analyses plus poussées, que la catégorisation est fonctionnelle et suffisamment discriminante. Ainsi l'analyse des structures associées à chacune des catégories permettra une meilleure compréhension des mécanismes d'interactions des diverses composantes.

De façon générale on notera la très faible amplitude des composantes dont les signaux sont censés ne pas être présents, preuve du bon choix des seuils de différenciation. Cependant le signal associé au cas ER seul n'est pas discriminant, en cohérence avec le faible taux d'évènements détectés. On en déduit que la plupart du temps ce signal est combiné à au moins un des deux autres. L'amplitude est maximale dans le cas all pour lequel les trois composantes sont actives et y contribuent avec le même ordre de grandeur. Le signal $Klv+Res$ est bien discriminant, avec une contribution équivalente de ces deux modes et une contribution nulle du signal ER . Les autres combinaisons, $Klv+ER$ et $ER+Res$ sont moins discriminantes. La périodicité du signal total dépend des composantes qui l'engendrent. Dans le cas all pour lequel les trois composantes sont actives, celle-ci est de l'ordre de 12 jours. Si elle est du même ordre pour le cas $Klv-ER$, elle vaut 11 jours pour les cas Kelvin (Klv) pur et 10 jours pour les cas $Klv-Res$ et Res .

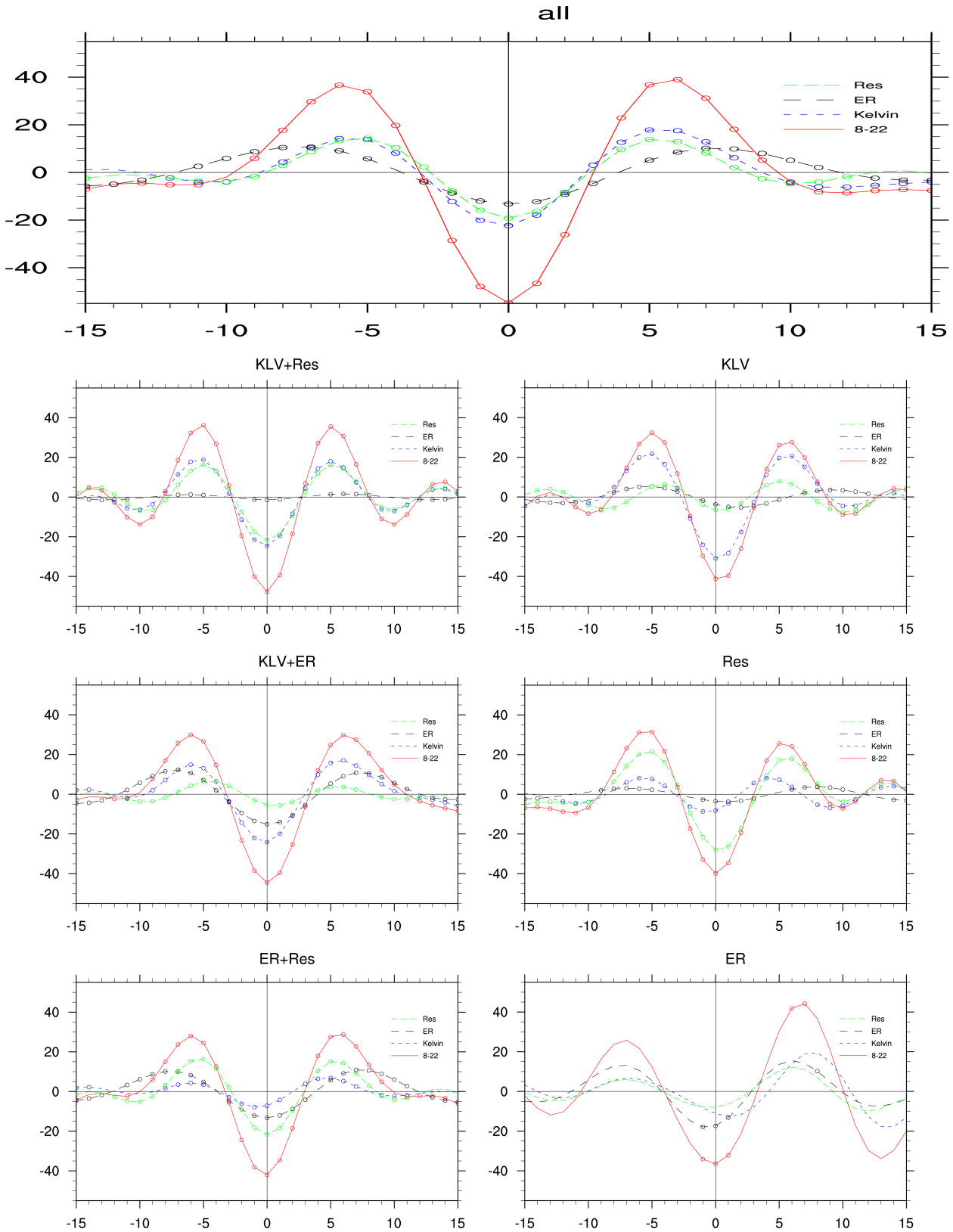


FIG. 4.18 – Séries temporelle de T0-15 à T0+15 jours, du composite basé sur la phase de l'indice guinéen d'OLR-NOAA I_{Tot} et de ses composantes I_K , I_{ER} et I_{Res} . Chacune des figures illustre une situation bien précise, dont le nom mentionné sur le bord supérieur, pour laquelle les indices satisfont les conditions suivantes : **all** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{ER}, I_{Res}| > 1\sigma$), **Klv-ER** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{ER}| > 1\sigma$), **Klv-Res** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{Res}| > 1\sigma$), **ER-Res** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_{ER}, I_{Res}| > 1\sigma$), **Klv** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K| > 1\sigma$), **Res** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_{Res}| > 1\sigma$), **ER** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_{ER}| > 1\sigma$). Les courbes représentent l'indice guinéen d'OLR-NOAA filtré 8-22 jours (rouge), et ses composantes Kelvin (courbe bleue), Rossby (courbe noire) et Résiduelle (courbe verte). Les cercles indiquent les valeurs significatives à 99%. Pour chacun cas, les composites sont obtenus par différence entre les phases de renforcement et d'affaiblissement de l'activité convective.

Ces combinaisons de modes sont aussi illustrées à la figure 4.19 qui montre les diagrammes temps-longitude (moyenne sur la bande Eq-5°N), issues de l'analyse composite des champs d'OLR-NOAA (couleurs), du géopotential (contours) et du vent zonal (vecteurs) à 925 hPa. Se basant sur les indices I_{Tot} , I_K , I_{ER} et I_{Res} , la construction des composites est la même que celle de la Figure 4.18 et correspond à la différence entre les phases de renforcement et d'affaiblissement pour les configurations identifiées au dessus du golfe de Guinée. La configuration correspondant au signal Rossby seul n'est pas présentée car très peu fréquente.

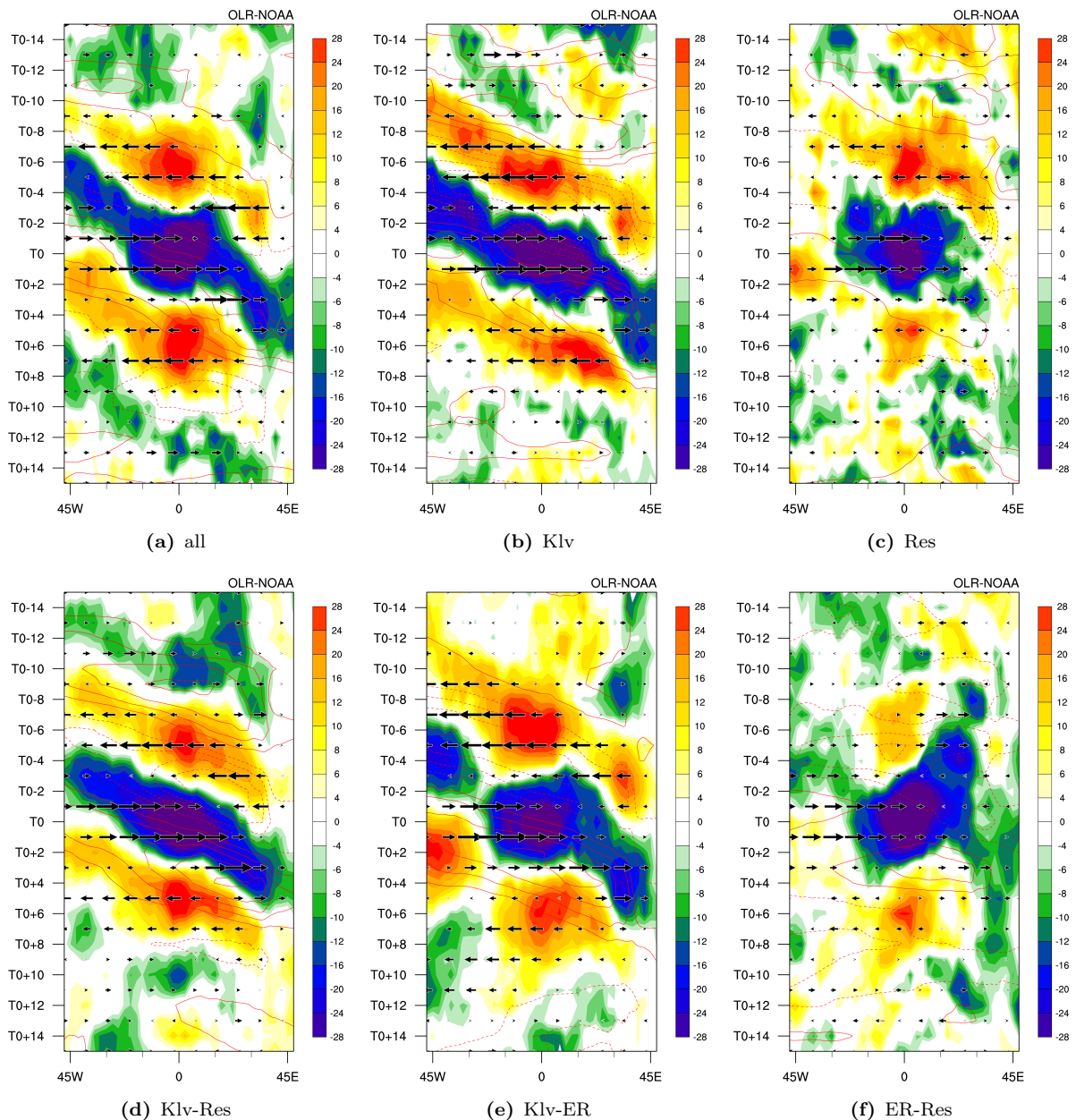


FIG. 4.19 – Diagramme temps-longitude (sur la bande Eq-5°N) issue de l'analyse composite des différentes possibilités d'associations établies dans le tableau 4.2. Les champs représentés sont l'OLR-NOAA (couleurs), le géopotential (contours) et le vent zonal (vecteurs) à 925 hPa. Les composites sont calculés sur le même principe que ceux de la figure 4.18 avec les mêmes critères d'associations.

Les signaux associés aux catégories contenant la composante Kelvin ont les amplitudes les plus élevées et montre clairement des structures se propageant vers l'est. L'organisation

spatio-temporelle est en accord avec la théorie des ondes de Kelvin : les structures convective et dynamique sont en quadrature de phase. La stationnarité est particulièrement marquée pour les catégories all et surtout Klv-ER qui perturbe clairement la dynamique de propagation du signal Kelvin. La combinaison Klv-Res donne une structure de propagation vers l'est plus «ramassée» et plus régulière. Pour la catégorie Res, le champ convectif se caractérise par une structure exclusivement stationnaire, sur le golfe de Guinée, donc les phases sont modulées par une structure dynamique proche de celle d'une onde de Kelvin. Pour ce qui est du signal ER, son empreinte est présente sur la dynamique du signal résiduel quand il lui est associé.

La figure 4.20 présente plus en détails les structures convective et dynamique associées aux modes les plus fréquents, Klv, Res, et la combinaison Klv+Res. Les séquences composites, de l'OLR (couleur), de géopotential (contour) et de vent (vecteur) à 925 hPa pour les catégories Klv (à gauche), Res (au milieu) et Klv-Res (à droite) sont montrées.

Les structures des signaux purs, Klv et Res, sont similaires aux structures de régression présentées dans la section précédente. On s'intéresse plus particulièrement à la combinaison Klv-Res. A T0-2 à l'approche de l'ouest du continent africain, l'amplitude des anomalies est plus importante pour le signal Klv-Res par rapport aux signaux Klv et Res seuls. En effet on observe pour le signal résiduel, la mise en place (entre T0-6 et T0-4) d'une circulation cyclonique sur l'Afrique du Nord qui induit une anomalie négative d'OLR sur la côte guinéenne à T0-2. Cette circulation cyclonique également présente pour le signal Klv-Res renforce l'anomalie guinéenne d'OLR du signal Klv qui est plus faible à T0-2. D'autre part, la présence de cette circulation cyclonique maintient, pour une durée plus longue, l'activité convective sur la côte guinéenne. Elle induit aussi la création d'une zone à l'est de l'anomalie d'OLR favorable à la convection profonde et à sa propagation vers l'est. Ainsi dans cette combinaison Klv-Res on obtient une organisation plus ramassée et une propagation plus cohérente de l'enveloppe de convection, comme vu sur la figure 4.19. Ceci est aussi bien marqué à T0+4 et T0+6 sur la phase de diminution de la convection. Ainsi d'une catégorie à l'autre, la structure du signal Kelvin au dessus du golfe de Guinée reste très proche de celle l'onde théorique. Toutefois son amplitude, est fortement liée à l'interaction avec les autres composantes et donc à la configuration dynamique qui les caractérise.

Le mode 8-22 jours étant dominé par la composante Kelvin, nous nous attelons dans la suite à décrire les structures tridimensionnelles lorsqu'elle est la seule active, puis nous la comparerons aux structures en place lors de l'interaction entre le signal Kelvin et les autres composantes.

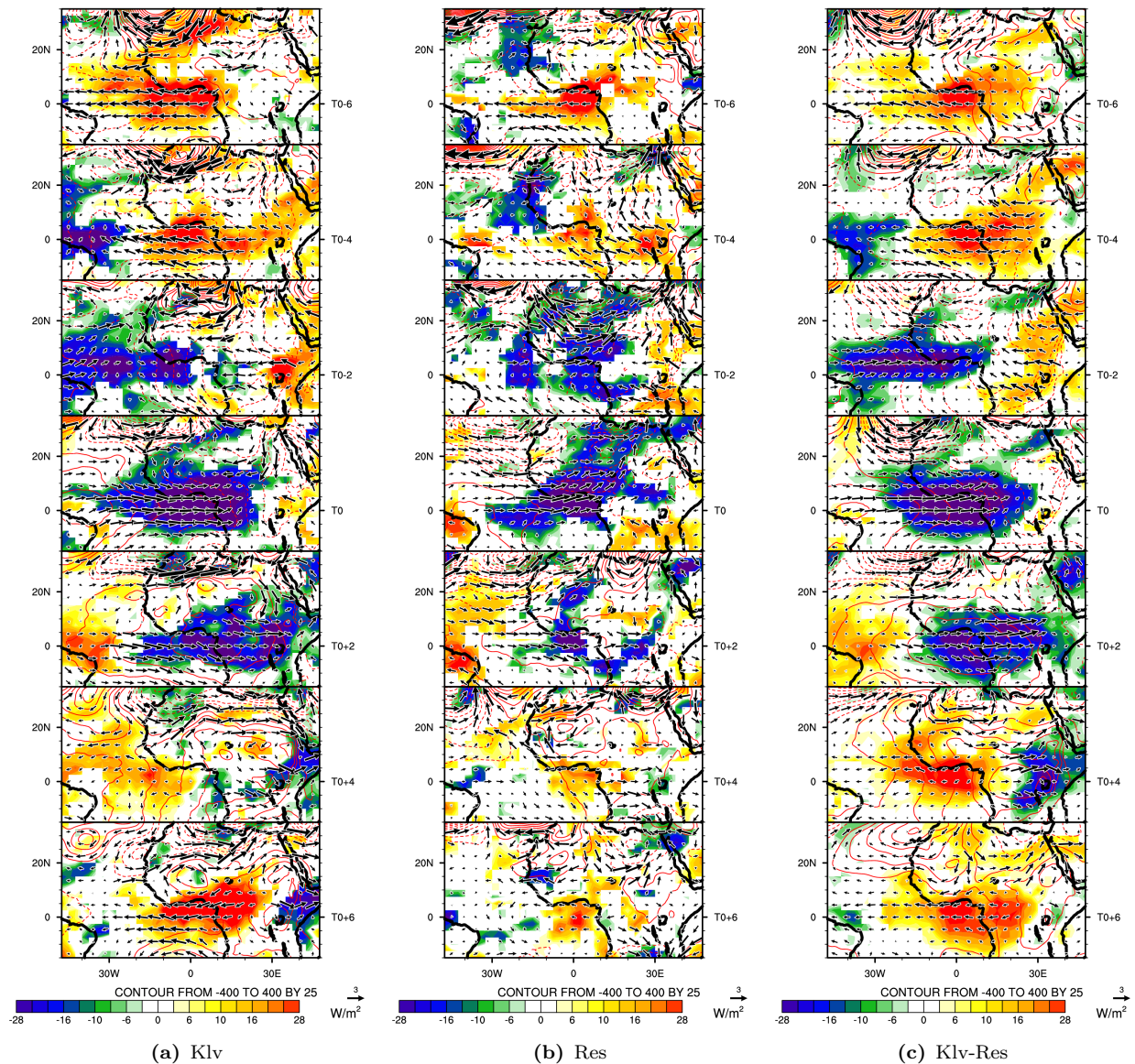


FIG. 4.20 – Séquence composite, pour la période Mars-Juin, de l'OLR NOAA désaisonnalisé (couleur), géopotential (contour) et vent (vecteur) à 925 hPa lorsque : **(a) A gauche**, seules la composante Kelvin est active; **(b) Au milieu**, seule la composante Résiduelle est active; **(c) A droite** seules les composantes Kelvin et Résiduelle sont actives. Les dates retenues (T0) sont celles pour lesquelles $|I_{Tot}| > 1.5\sigma$, avec la valeur absolue des indices des composantes impliquées supérieures à 1σ et le composite construit par différence entre les phases de renforcement et d'affaiblissement de l'activité convective. Pour l'OLR, les valeurs présentées sont significatives à 90%. Pour des besoins de clarté aucune significativité n'est appliquée au valeurs de géopotential et de vent.

4.3.1 Le signal Kelvin pur

De nombreuses études ont été conduites pour comprendre l'existence des ondes équatoriales convectives, et aussi pour expliquer leurs possibles interactions avec la circulation de grande échelle. Dans la suite, nous procédons à une analyse des structures et mécanismes qui sont susceptibles de relever les différences entre les signaux. Pour cela nous procéderons par l'examen de la couverture nuageuse, des profils de vent, d'humidité et aussi de température. L'idée est de vérifier si les structures associées à chacun de ces signaux se forment suivant les théories expliquant le rôle de la convection dans l'activité des ondes équatoriales.

Ces théories sont principalement au nombre de trois et sont toutes basées sur l'instabilité onde-convection (Straub and Kiladis 2003; Kiladis et al. 2009, voir le chapitre 1). La première dite, théorie de l'**instabilité conditionnelle de seconde espèce** (*wave-CISK*) est basé sur le déclenchement de la convection profonde par action d'une onde dans une zone de convergence humide dans les basses couches. La deuxième dite **WISHE** (pour *Wind Induced Surface Heat Exchange*) décrit le mécanisme du déclenchement de l'instabilité convective par interaction entre la dynamique des ondes équatoriales et le flux d'évaporation. La troisième théorie dite **instabilité stratiforme** décrit le rôle du profil de température dans l'entretien des ondes convectives et le développement des précipitations stratiformes.

La figure 4.21 présente l'évolution du couvert nuageux sur la région associée aux phases de renforcement (Wet) et d'affaiblissement (Dry) du signal Kelvin pur. Les deux premières colonnes présentent les séquences composites de la température de brillance CLAUS. Les deux autres montrent les séquences composites des différents types de nuages présents sur le domaine. Les cartes de température de brillance (Tb) donnent la distribution spatiale du rayonnement associé au couvert nuageux vu de l'espace, tandis que les données de nébulosité de l'ISCCP donnent une idée de la répartition verticale du couvert nuageux, permettant le suivi individuel ou combiné des nuages de bas étage («LOW», soit Cumulus, Stratus et Stratocumulus), de moyen étage («MID», soit Altopcumulus, Altostratus et Nimbostratus), les nuages fins de l'étage supérieur («CIR», soit Cirrus et Cirrostratus) et ceux à forte extension verticale associé à la convection profonde («DC», soit Cumulonimbus). Les cartes de Tb illustrent le confinement du couvert nuageux aux latitudes correspondant au positionnement de la ZCIT. Les valeurs faibles de Tb s'associant à une intensification de l'activité convective, il y a bonne cohérence entre le couvert nuageux et les phases de l'onde de Kelvin sur le bassin : le renforcement de l'activité convective sur le golfe de Guinée est associé à une baisse au large des côtes brésiliennes.

Les deux séquences composites de gauche sur la figure 4.21 représentent l'évolution des valeurs de Tb dans une phase forte (Wet) et faible (Dry) du signal Kelvin pur. Ceci permet de voir directement l'impact du passage d'une onde de Kelvin sur l'activité moyenne convective de la ZCIT. A T0, on voit clairement la différence d'activité convective induite par les deux phases opposées de l'onde de Kelvin, avec en phase forte une amplification en intensité et en extension spatiale des températures froides signant des développements convectifs nuageux nettement plus importants. On voit aussi nettement dans ces séquences temporelles comment l'intensification (resp. affaiblissement) de la ZCIT se fait sur la partie ouest du domaine les jours précédents et la propagation de ce signal de renforcement (resp. affaiblissement) vers l'est. Les deux séquences de droite sur la figure 4.21 montrent dans une même approche la modulation du profil longitudinal moyen dans la bande équatoriale de la couverture nuageuse pour les 4 catégories de nuages. Concernant les nuages bas, ils présentent en moyenne une forte occurrence à l'ouest du méridien d'origine. Leur densité diminue lorsque l'on se dirige vers la côte. Cette différence de densité est imputable à la différence d'épaisseur de la couche

limite atmosphérique au dessus des surfaces océanique et continentales. La répartition est inverse pour les autres types de nuages, avec une densité plus forte sur la partie centrale et est du domaine, due à la présence continentale et la plus forte convection associée. Au fil de la séquence temporelle, cette densité évolue à la fois en amplitude (globalement les contenus nuageux sont plus élevés pour la phase forte de l'onde) et en répartition en longitude, retrouvant une propagation vers l'est de cette modulation, pour tous les types de nuages mais moins marqué pour les nuages bas.

La figure 4.22 détaille cette évolution de signal d'onde de Kelvin en présentant des diagnostics en termes d'anomalies «wet-dry». La colonne du milieu montre les contenus nuageux de la figure 4.21 en termes d'anomalies. Ainsi la modulation de la densité des nuages moyens et élevés ressort très clairement ainsi que son évolution ouest-est. Cette modulation est plus modérée pour les nuages bas et les nuages convectifs. Cette figure montre aussi les séquences composites «wet-dry» en coupes longitude-pression (moyenné entre l'équateur et 5°N) de T0-6 à T0+6, par pas de 2 jours, pour l'humidité spécifique (couleurs), la température de l'air (contours) et le vent zonal-vertical (vecteurs). Les figures 4.22.a et 4.22.c représente la séquence pour les observations ERAI et les simulations WRF respectivement.

A T0, au moment du maximum de convection au-dessus de la côte guinéenne, on observe la présence d'une structure de circulation verticale inclinée, avec dans les basses couches un maximum de convergence et de vitesse verticale ascendante située à l'avant du maximum d'OLR, ce maximum de vitesse ascendante se décalant vers l'ouest avec l'altitude et débouchant sur une zone de forte divergence au sommet de la troposphère aux mêmes longitudes que le maximum d'OLR. A l'avant de celle-ci se trouve une zone de faible subsidence de moindre extension horizontale, surplombant la zone d'ascendance de basses couches. Les structures d'anomalies de contenu en humidité spécifique sont cohérentes avec la circulation atmosphérique. Le renforcement de la convection de basses couches à l'avant du maximum d'OLR induit une humidification de ces basses couches qui contribue au développement de la convection profonde à l'arrière et du transport de cet excès d'humidité spécifique en altitude. Un maximum d'humidité se maintient alors dans les couches moyennes et élevées, associé à un déficit d'humidité en-dessous, signe de la présence simultanée de convection profonde et de précipitations stratiformes. Les champs d'anomalies de température sont aussi cohérents avec cette structure de circulation atmosphérique. Ces champs de température montre une structure proche d'une structure de second mode barocline, avec des anomalies chaudes au-dessus d'anomalies froides dans la zone de convection profonde, et l'inverse à l'avant de cette zone, cette structure de mode barocline, avec un renversement des anomalies autour de 500 hPa, est typique de la présence de précipitations stratiformes (libération de chaleur latente de condensation au-dessus de 500 hPa, refroidissement par évaporation des précipitations en-dessous) tenant un rôle significatif dans la structuration de grande échelle de ce signal d'onde de Kelvin. L'examen de la séquence temporelle dans sa totalité montre le maintien de cette structure d'onde et de sa cohérence de phase entre mouvements verticaux,

température et humidité. Une structure opposée se met alors en place dans les jours suivants signant l'arrivée et la présence de la phase opposée de ce signal d'onde de Kelvin sur la côte guinéenne.

Comme vu précédemment, l'évolution spatio-temporelle du couvert nuageux est cohérent avec la circulation atmosphérique et la distribution de température/humidité décrite ci-dessus. En effet, à partir de T0-3 à T0-2, on note une forte présence de nuages bas au dessus de la côte en lien avec une intensification de la convergence dans les basses couches. L'intensité de l'activité convective sur le golfe de Guinée est accompagnée d'un couvert nuageux diversifié avec des proportions quasi-égales non seulement les nuages de basse, moyenne et haute altitude, mais aussi ceux liés à la convection profonde.

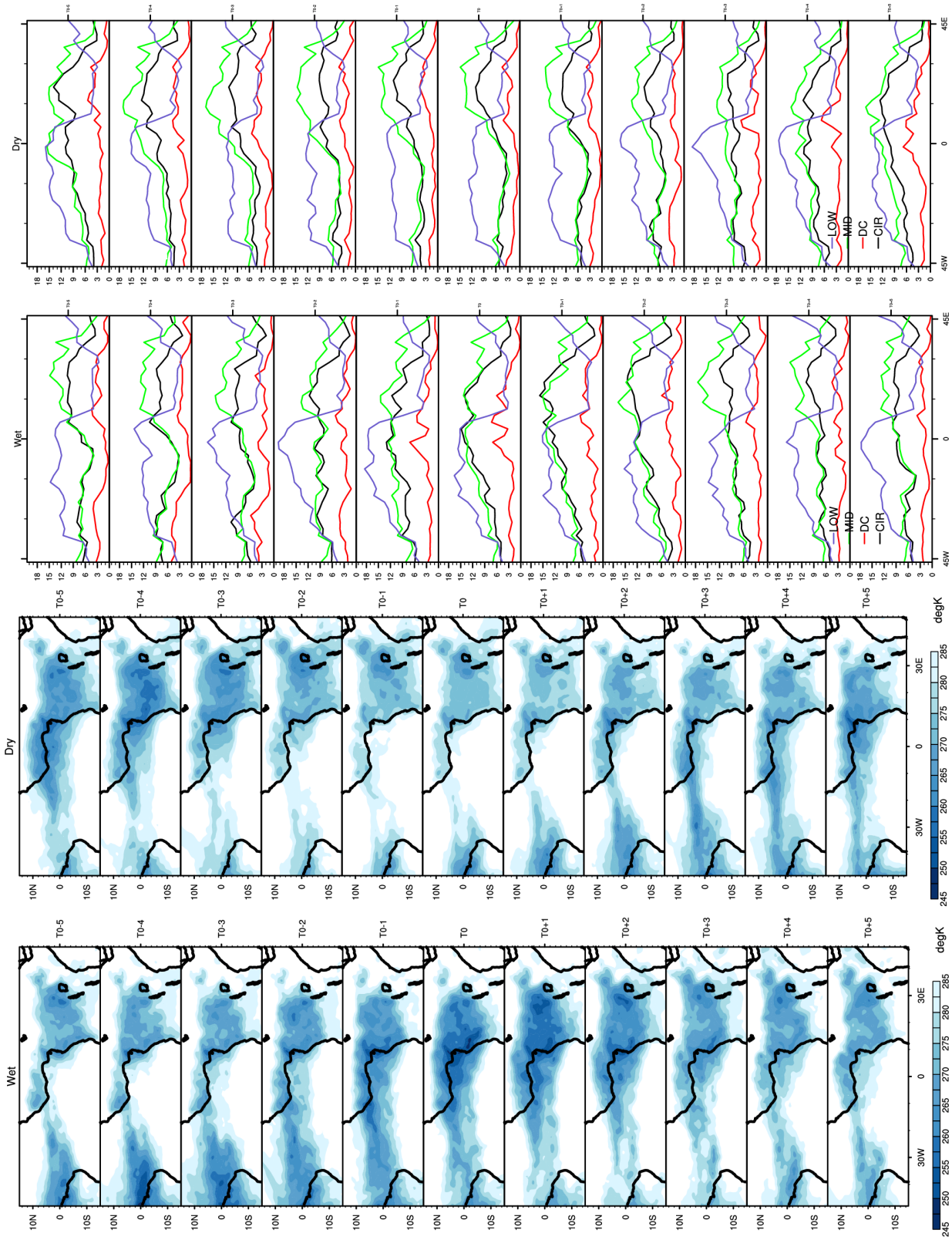


FIG. 4.21 – Séquences composites, pour la période Mars-Juin, basé sur les dates pour lesquelles seules la composante Kelvin, de l'indice guinéen filtré 8-22 jours, est active. Nous avons tracés séparément les composites correspondant aux phases de renforcement et d'affaiblissement de l'activité convective au dessus du golfe du guinée. (Les deux premières colonnes de gauche) représentent l'évolution spatio-temporelle de la température de brillance CLAU5. Les valeurs faibles sont caractéristiques d'une activité convective intense. (Les deux dernières colonnes de droite), représentent la distribution spatio-temporelle du couvert nuageux dans la bande équatoriale durant les phases extrêmes de l'activité des ondes de Kelvin. Les données de caractérisation du couvert nuageux sont issues des observations de l'ISCCP et représentent la distribution des nuages de bas étage (LOW), de moyens étage (MID), les nuages fins de l'étage supérieur (CIR) et ceux à forte extension verticale associé à la convection profonde (DC).

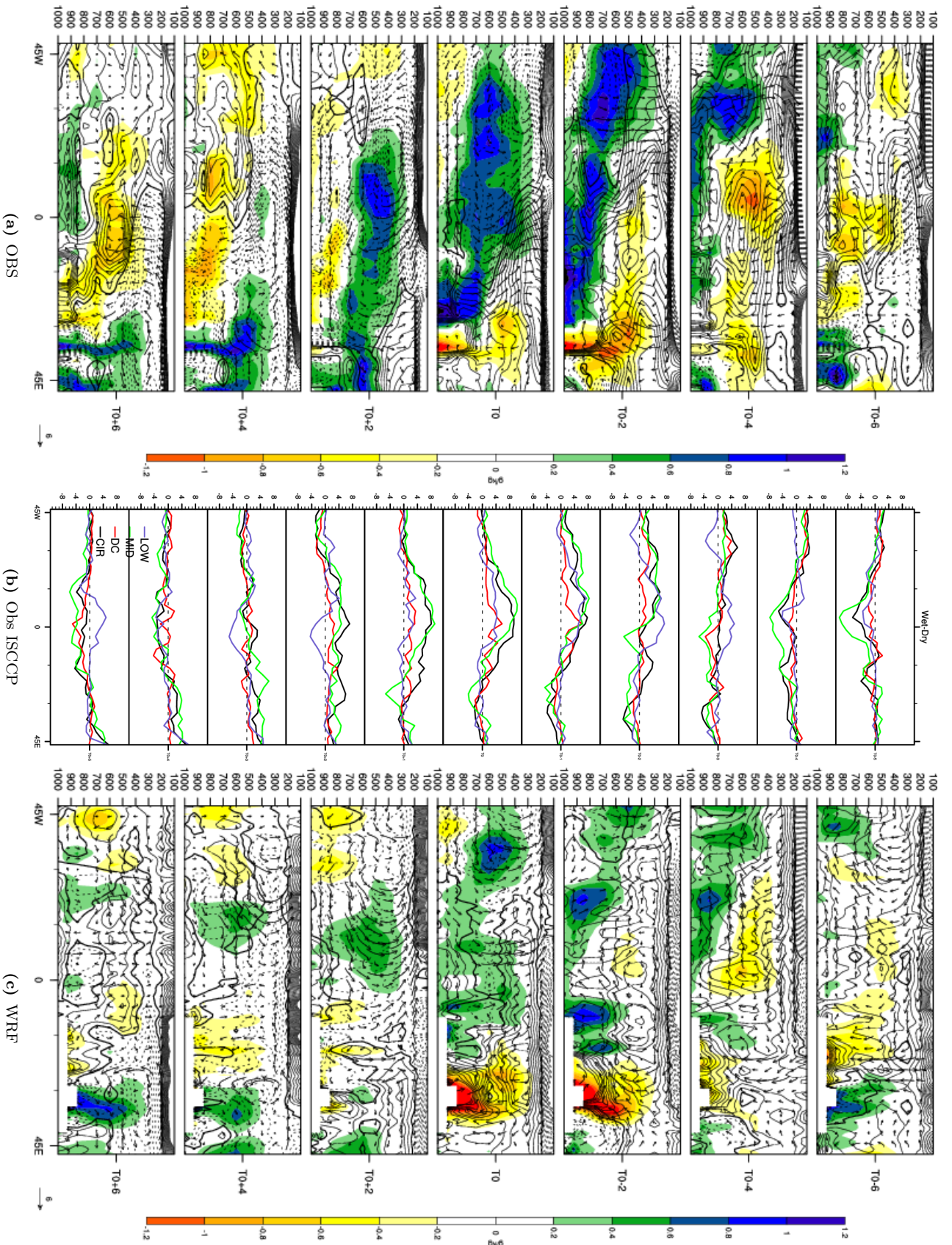


Fig. 4.22 – Séquences composites, pour la période Mars-Juin, illustrant l'amplitude de l'évolution de la configuration verticale (moyenne entre l'équateur et 5°N) de l'atmosphère au dessus du golfe de Guinée et l'atlantique lorsque seule la composante Kelvin, de l'indice guinéen filtré 8-22 jours, est active. Le composite construit par différence entre les phases de renforcement (wet) et d'affaiblissement (dry) de l'activité convective. **a)** Données ERAI : Humidité spécifique (couleurs, g/kg), Température de l'air (contours, $^{\circ}C$) et vent (vecteurs). **b)** Données ISCCP de variation (%) des nuages de l'étage bas (LOW), de l'étage moyen (MLD), des nuages fins de l'étage supérieur (CIR) et de ceux à forte extension verticale associé à la convection profonde (DC). **c)** Idem que a) mais pour les simulations WRF.

La figure 4.23 présente une vision complémentaire de la figure 4.22 en illustrant les évolutions temporelles vues localement au niveau de la côte guinéenne. Sont également représentées (au dessus des cartes de profils) les séries temporelles d'anomalies de température de brillance (Tb, courbe rouge) et de précipitations (rain, courbe bleue).

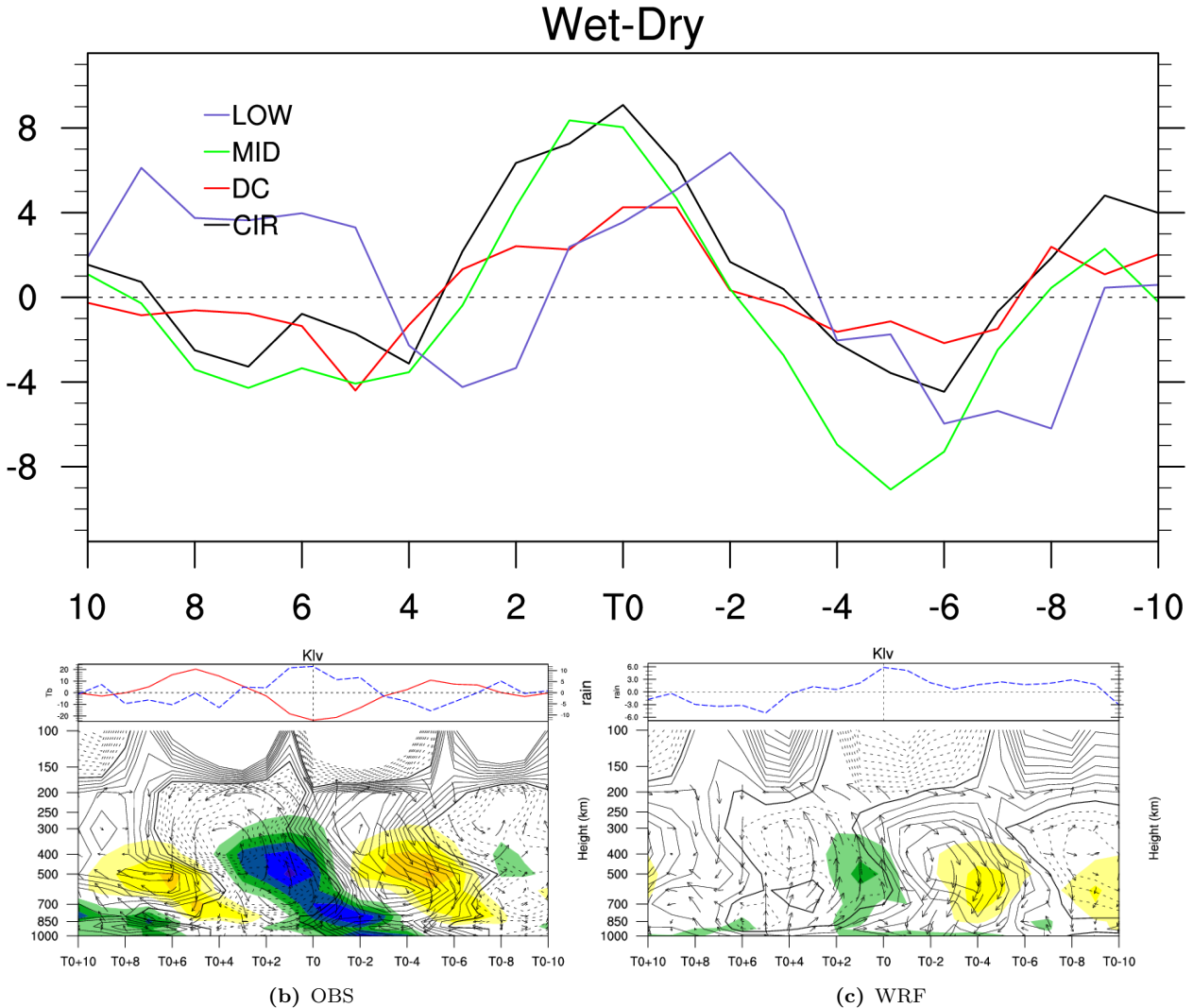


FIG. 4.23 – Séquence composite basée sur les phases extrêmes pour lesquelles $|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et sa composante Kelvin unique, $|I_K| > \sigma$. Chacune des figures représente le composite construit par différence entre les phases de renforcement (phases négatives) et d'affaiblissement (phases positives) de l'activité convective. **En haut**, Distribution et évolution temporelles du couvert nuageux (ISCCP) au dessus de la région de construction de l'indice guinéen ($[2.5^{\circ}\text{S}-7.5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}]$). **En bas à gauche**, évolution temporelle, au dessus de la même région, du profil vertical d'humidité spécifique (couleurs), de la température de l'air (contours) et vent zonal/vertical (vecteurs) de la base ERAI. **En bas à droite**, similaire à la figure de gauche mais pour les sorties du modèle WRF.

Les séries de pluies et température de brillance sont cohérentes avec le profil de champ de vent. En effet, à T0 le pic de précipitation est associée à une forte baisse de la température de brillance caractérisant de fortes ascendances dans la colonne d'air sous-adjacente et le développement de la convection profonde. L'analyse du champ de vent montre une convergence de basses couches à T0-2 et une divergence d'altitude à T0. Le champ d'humidité, met en évidence des structures correspondant à de la convection peu profonde, de la convection profonde puis aux précipitations stratiformes. Avant l'intensification de l'activité convective

sur la région, on note une rapide humidification de la basse troposphère associée à un renforcement de l'occurrence des nuages bas (maximum à T0-2). Cet apport d'humidité atteint son maximum entre T0-2 et T0-1 et est localisé entre 700 et 850 hPa, suggérant le rôle joué par la convection peu profonde dans l'humidification de la colonne atmosphérique. A partir de T0-1, l'intensification des ascendances va favoriser le transport d'humidité vers la haute troposphère entraînant le développement des nuages à fort développement vertical caractérisant la convection profonde. A partir de T0, on note un brusque assèchement de la basse troposphère alors que de l'humidité va demeurer dans les couches moyennes pour plusieurs jours. Cette configuration, air sec dans les basses couches et air humide en altitude, va durer de T0+1 à T0+3 et est combiné avec la poursuite des ascendances et aussi une présence des nuages de moyenne et haute altitude. L'anomalie positive de précipitation enregistrée pendant cette même période suggère l'impact de la convection profonde et des précipitations stratiformes. Enfin, dernier point qui n'a pas été relevé dans l'examen de la figure 4.22 bien que présent, on note clairement au-dessus de 200 hPa des anomalies froides (resp. chaudes) situées au-dessus de la zone de renforcement (affaiblissement) de la convection profonde. Cette structure est typique d'une structure d'onde de Kelvin «sèche» de basse stratosphère se propageant verticalement et impulsée par la convection profonde dans la troposphère (voir une analyse composite similaire dans Mounier et al. 2007b).

Les figures 4.22 et 4.23 présentent aussi les mêmes structures composites mais produites par la simulation WRF. Le modèle capture une part de la structure produite à partir des observations et de la cohérence entre température, humidité et mouvements verticaux, mais l'amplitude des anomalies est plus faible et la structure inclinée vers l'ouest avec l'altitude est peu marquée. En particulier l'humidification de basses couches et la convergence de vent associée à l'avant de la zone de convection profonde sont absentes. De même la structure de second mode barocline, typique de présence de précipitations stratiformes, est absent ou faiblement présent, tant en termes de superposition verticale d'anomalies de signe opposés de température et d'humidité spécifique. Cette version de WRF ne semble donc pas simuler correctement les processus contrôlant la dynamique du signal d'onde de Kelvin identifiée dans les observations.

Straub and Kiladis (2003) ont confronté les structures observées d'ondes de Kelvin au-dessus du Pacifique avec trois principales théories de processus de couplage entre instabilité et ondes, instabilité de seconde espèce (wave-CISK), flux de chaleur en surface induits par le vent (WISHE) et instabilité stratiforme (voir en chapitre 1 pour plus de détails). Ils concluent que des éléments de ces trois théories se retrouvent dans leurs résultats, pouvant représenter une part importante de la dynamique de ces ondes, mais pas complètement. L'analyse du signal de type Kelvin « pur » réalisée ici pour la composante du mode 8-22 jours conduit à des conclusions relativement similaires. Comme le stipule la théorie WISHE, la convergence dans les basses couches (T0-2) est précédée par de forts vents d'est et donc probablement de flux de chaleur en surface renforcés, pouvant initier l'amplification de l'onde. Ceci fonctionne dans

la partie ouest du domaine étudié où les vents climatologiques sont d'est, mais probablement pas dans le golfe de Guinée lui-même et l'Afrique centrale où les vents moyens ont une composante ouest. D'autre part, comme le stipule la théorie de l'instabilité stratiforme, l'axe d'ascendance, s'incline vers l'ouest avec l'altitude de sorte que la convergence dans les basses couches précède la divergence d'altitude, et le profil de température présente un mode barocline de second ordre (superposition d'une zone d'anomalies chaudes et d'une zone d'anomalies froides suivant la verticale), indiquant l'importance de ce mode dans le contrôle de la dynamique de ce signal d'onde de Kelvin couplée à la convection. Enfin le couplage wave-CISK se base sur une relation en phase entre température et chauffage diabatique, ce chauffage sur-compensant le refroidissement adiabatique lié à l'ascendance dans l'onde. Cet aspect est en partie présent dans la structure de l'onde même si le décalage de phase, propre au modèle d'instabilité stratiforme est plus nettement marqué (cf figure 4.23).

4.3.2 Analyse des signaux Kelvin mixtes

Dans ce qui suit, nous présentons pour synthétiser une analyse similaire des structures associées aux signaux « Kelvin mixtes » en comparaison du signal Kelvin « pur » de la figure 4.23, c'est à dire les signaux « all » caractérisant les situations pour lesquelles toutes les composantes du signal 8-22 jours sont actives (figure 4.24), « Kelvin-ER » où les composantes Kelvin et Rossby sont actives simultanément (figure 4.25), et « Kelvin-Res » où seules les composantes Kelvin et Résiduelle sont actives (figure 4.26). On voit facilement que dans ces structures mixtes, l'introduction des composantes Rossby ou/et Résiduelle ne perturbent pas fondamentalement la structure d'onde de Kelvin « pure ». Dans la catégorie « all », où les 3 signaux, Klv, ER et Res ont une amplitude quasi-équivalente (voir figure 4.18), les différences apparaissent très faibles avec le signal Kelvin pur. On peut noter une structuration des vents un peu plus bruitée et un axe d'ascendance semblant moins incliné avec la verticale, des anomalies d'humidité spécifique un peu plus marquées et de température un peu plus faibles. En termes d'évolution temporelle, les pics d'OLR et de pluie sont décalés à T_0+1 et les phases opposées ont des amplitudes un peu plus fortes. On note aussi une modulation un peu plus faible des nuages bas, une meilleure cohérence d'évolution entre nuages moyens et élevés, et une modulation un peu plus forte des nuages convectifs. Les structures d'onde dans WRF sont plutôt affaiblies par rapport au signal Kelvin pur et le maximum d'humidité dans la zone d'ascendance est décalé vers le bas. On observe aussi un décalage d'un jour (T_0-1) dans l'évolution temporelle de l'indice de pluie alors qu'il n'existe pas pour le signal Kelvin pur. Pour le signal « Kelvin-ER », les signaux sont très similaires à ceux du cas « all », avec des amplitudes légèrement plus faibles et un recalage des pics d'OLR et de précipitation sur T_0 . La simulation WRF produit une circulation autour de la zone d'ascendance plus marquée associée à une plus forte humidification et une nette atténuation des zones d'assèchement de part et d'autre. Enfin, la combinaison « Kelvin-Résidu » montre

une forte atténuation des modulations d'humidité spécifique à la fois dans les observations et dans la simulation WRF. On note une modulation un peu plus marquée des différents types de nuages, en particulier pour les nuages bas. Pour conclure, ces résultats confirment la dominance des caractéristiques de l'onde de Kelvin dans le signal 8-22-jours et sa robustesse quand il est présent en même temps que des signaux Rossby ou/et Résidu. Ce signal Kelvin regroupe certaines des caractéristiques simulées à partir des principales théories décrivant le fonctionnement des ondes équatoriales de Kelvin couplées à la convection, en particulier autour de l'instabilité stratiforme et des théories WISHE et wave-CISK.

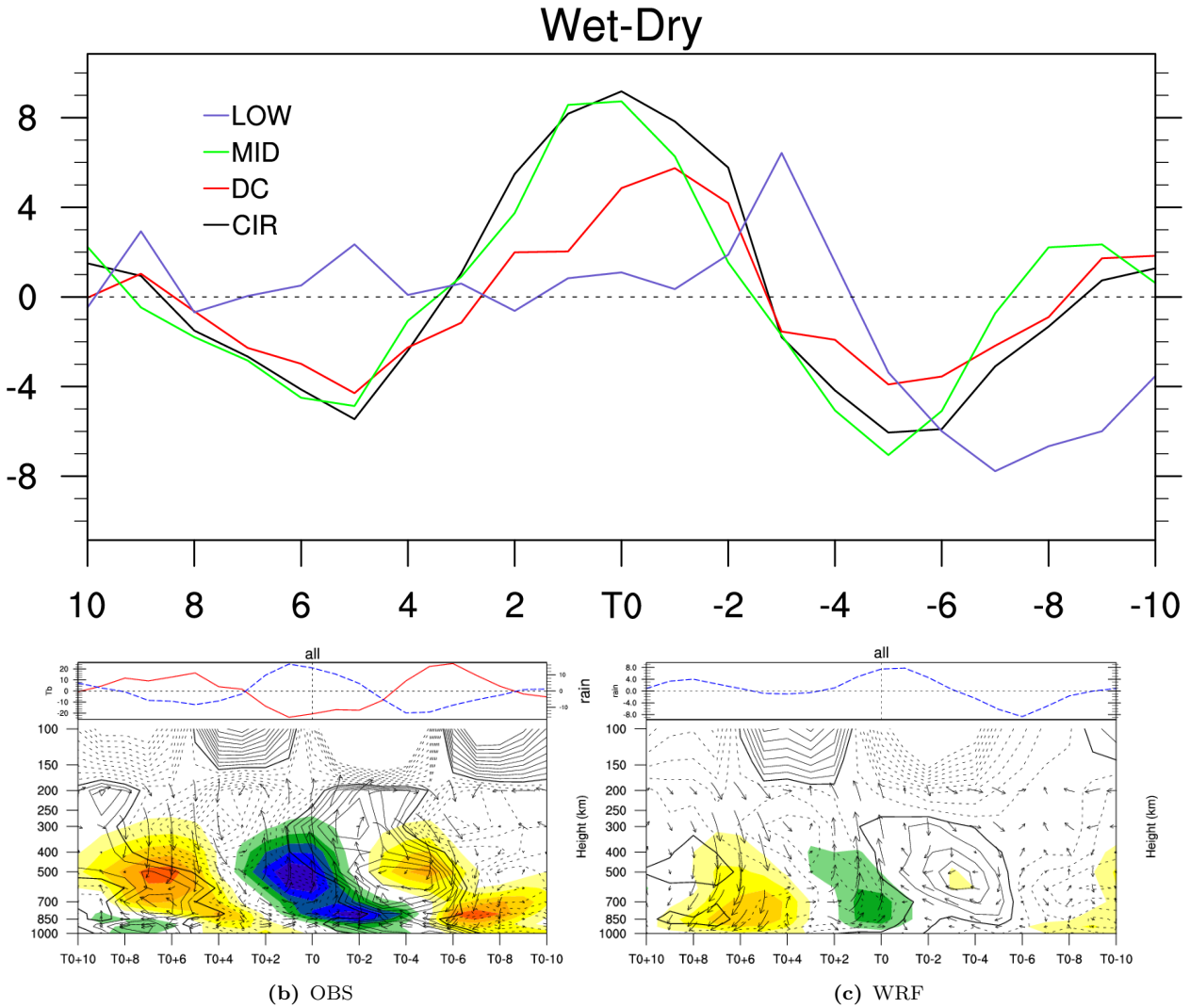


FIG. 4.24 – Similaire à la figure 4.23, pour le cas *all* qui illustre les situations où tous les indices sont actifs : $|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{ER}, I_{Res}| > 1\sigma$.

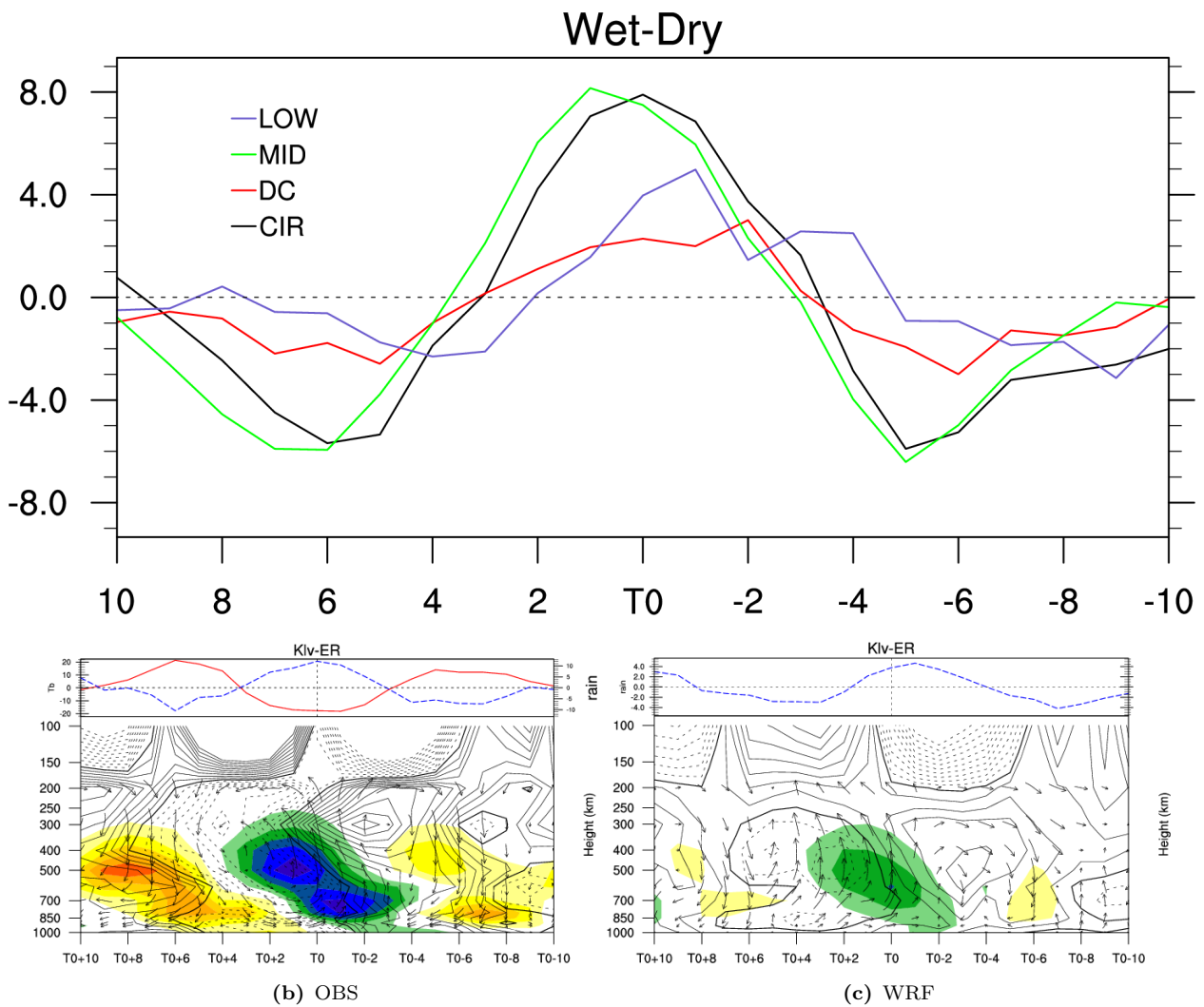


FIG. 4.25 – Similaire à la figure 4.23, mais pour le cas *Klv-ER* qui illustre les situations où seules les composantes Kelvin et Rossby sont actives : $|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{ER}| > 1\sigma$.

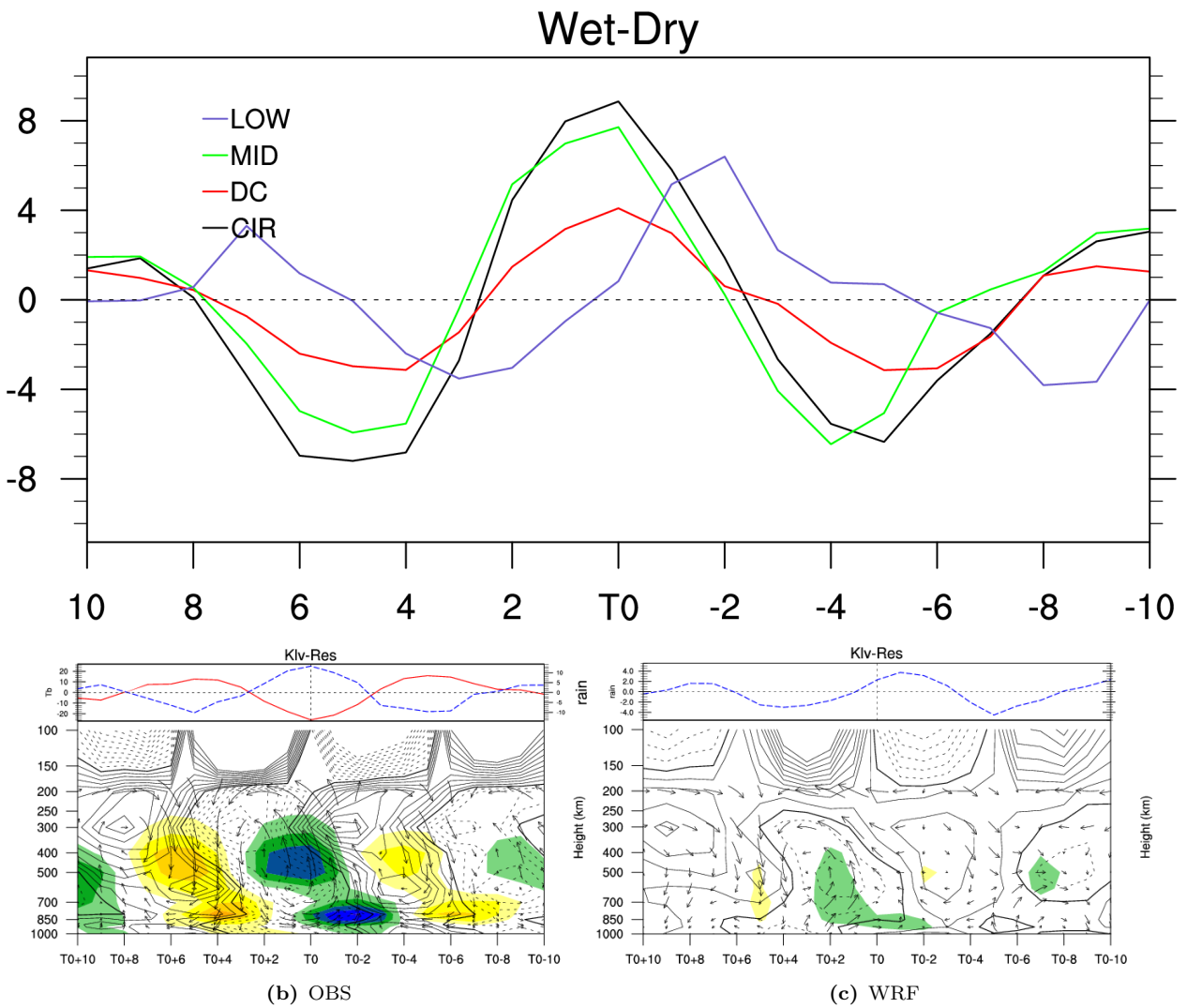


FIG. 4.26 – Similaire à la figure 4.23, mais pour le cas *Klv-Res* qui illustre les situations où seules les composantes Kelvin et Résiduelle sont actives : $|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{Res}| > 1\sigma$.

4.4 Analyse de sensibilité aux ondes de Kelvin à l'aide du modèle WRF : Cas d'étude du printemps 2007

Tout au long des sections précédentes, les mécanismes régissant les composantes du signal 8-22 jours ont été analysées. Nous avons pu trouver que celles-ci contribuent de façon significative à la modulation du mode 8-22 jours, toutefois avec des ordres d'importance différent. Pour aller plus loin sur la question de la sensibilité de ce mode à chacune de ses composantes, nous nous servons maintenant du modèle WRF, qui a été validé tout au long des analyses précédentes, pour une expérience ponctuelle de sensibilité autour du signal de Kelvin.

De ces analyses sur la simulation de contrôle du modèle WRF, il ressort que ce modèle est capable de retranscrire de façon satisfaisante la dynamique spatio-temporelle des ensembles climatique modulant les activités convective et pluvieuse au dessus de la région. Les analyses spectrales ont révélé une bonne aptitude du modèle à détecter l'activité des ondes équatoriales, avec toutefois une sous estimation de l'amplitude des signaux se propageant vers l'est. Malgré cela, de façon cohérente les analyses de régression du modèle WRF et des observations ont confirmé le caractère dominant de la dynamique associée aux ondes convectives de Kelvin. Le modèle a aussi été capable de souligner l'impact des ondes de Rossby ainsi que l'influence des masses d'air méditerranéennes dans le maintien d'un régime stationnaire dans la région du golfe de Guinée.

Cette aptitude du modèle WRF ouvre la possibilité à des analyses complémentaires, notamment la sensibilité du mode à chacune de ces composantes. Dans cette section, nous traitons principalement de l'impact de la composante Kelvin. L'idée est de soumettre l'atmosphère dans la zone Atlantique-Afrique à divers forçages et d'analyser les structures convectives et dynamiques découlant de l'application de ces forçages. Partant d'un cas d'étude, nous réalisons des expériences portant sur l'élimination du signal 8-22 jours aux frontières du domaine régional WRF, l'idée étant de comprendre la sensibilité des structures convectives en l'absence du signal de moyenne échelle, en particulier celui de l'onde de Kelvin. Pour cela nous devons sélectionner une situation pour laquelle l'onde de Kelvin a une signature forte sur le bassin Atlantique.

Celle retenue porte sur la période allant du 10 Avril au 25 Mai 2007, avec une signature Kelvin particulièrement marquée du 30 Avril au 20 Mai tant dans les observations que la simulation de contrôle CS1b. La figure 4.27 montre l'évolution temps-longitude (moyennée sur la bande 2.5°S-7.5°N) sur le bassin Atlantique du 30 Avril au 20 Mai 2007. La température de brillance (en bleu) marque la présence des systèmes convectifs de méso-échelle dans les observations. Les contours représentent le signal d'OLR filtré 8-22 jours (contours rouge) et sa composante Kelvin (contours noir) sont superposés, ceux en trait interrompus (plein) marquant la phase active (de pause) de la convection. Les figures 4.27.a et 4.27.b présentent

respectivement l'OLR-NOAA et l'OLR WRF CS1b.

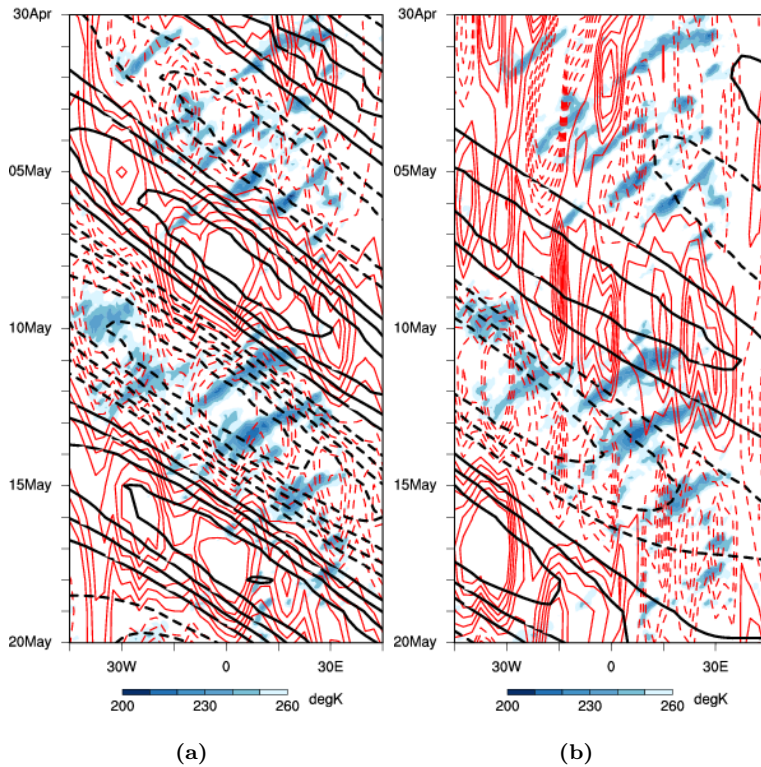


FIG. 4.27 – Diagramme temps-longitude montrant un cas de modulation de l'activité convective par les phases du mode 8-22 jours. Pour cette séquence allant du 30 Avril au 20 Mai 2007, le couvert nuageux caractérisé par T_b CLAUUS ($^{\circ}\text{K}$; en bleu) moyenné sur la bande 2.5°S – 7.5°N montre des systèmes convectifs se propageant vers l'ouest. Ont été superposés le signal filtré 8-22 jours (contours rouge) et la composante Kelvin du signal filtré 8-22 jours (contours noire) de l'OLR NOAA (à gauche) et de l'OLR WRF CS1b (à droite).

Sur l'ensemble de la séquence, le signal 8-22 jours apparaît bien organisé et ses phases modulent l'activité des MCS se propageant vers l'ouest. Ainsi les phases négatives du mode 8-22 jours coïncident avec une forte concentration des MCS tandis que ses phases positives sont marquées par la disparition de ceux-ci. Comme vu dans les sections précédentes, le signal 8-22 jours se caractérise par une propagation vers l'est systématiquement combinée avec une phase stationnaire entre 15°W et 0°W le long de la côte guinéenne. Le signal est fortement dominé par la composante Kelvin dont l'amplitude reste élevée tout au long de la séquence. La décomposition de ce signal 8-22-jours en ses composantes Kelvin, Rossby et Résidu (non montré) indique une part du signal Kelvin comprise entre 50% et 75% de l'amplitude des pics du signal 8-22-jours, de 10% pour le signal Rossby et de 15% à 40% pour le signal Résidu.,

Cet évènement intrasaisonnier est bien représenté dans la simulation WRF. Toutefois le décalage temporel observé au cours de la validation du modèle (voir les sections précédentes) reste présent en particulier pour le champ d'OLR simulé. Ce décalage (que nous n'avons pas réussi à expliquer) peut être dû à des biais dans la paramétrisation du schéma convectif du modèle, car on ne le retrouve pas dans les champs dynamiques.

Pour la mise en oeuvre de l'analyse de sensibilité, une simulation WRF, avec conditions aux frontières altérées, du cas d'étude identifié a été réalisée. L'altération consiste à supprimer le signal 8-22 jours des frontières du domaine régional. Cette suppression basée sur le filtrage FFT, consiste à éliminer les harmoniques correspondant aux périodicités comprises entre

8 et 22 jours. Pour l'efficacité du filtrage, et pour éviter les phénomènes de repliement de spectre, il est indispensable que la longueur de la série soit une puissance de 2. Pour cela nous avons comblé (par "tapering") la série par des zéros. Sa longueur est ainsi passer de 47 jours à 2^6 jours. La figure 4.28 illustre l'effet de ce filtrage sur la frontière ouest du domaine WRF (49.5°W , moyenne sur la bande 2.5°S - 7.5°E). Sont présentées, les fractions filtrées 8-22 jours du géopotential à 925 hPa (ERA-I en rouge, WRF CS1b/RAW en bleu, WRF Filt en noir) et de OLR (NOAA en rouge, WRF CS1b/RAW en bleu, WRF Filt en noir). Pour le géopotential, la série temporelle de la simulation non filtrée est similaire à celle issue de ERA-I et le filtrage a eu l'effet escompté en éliminant tout le signal 8-22 jours. Pour le champ d'OLR, la simulation présente une surestimation en amplitude mais est en phase avec les données d'observations OLR-NOAA. Le filtrage appliqué n'a pas entièrement éliminé le signal 8-22 jours, cela probablement à cause de la longueur de la série, mais la résultante n'est plus en phase avec les données d'observations OLR-NOAA.

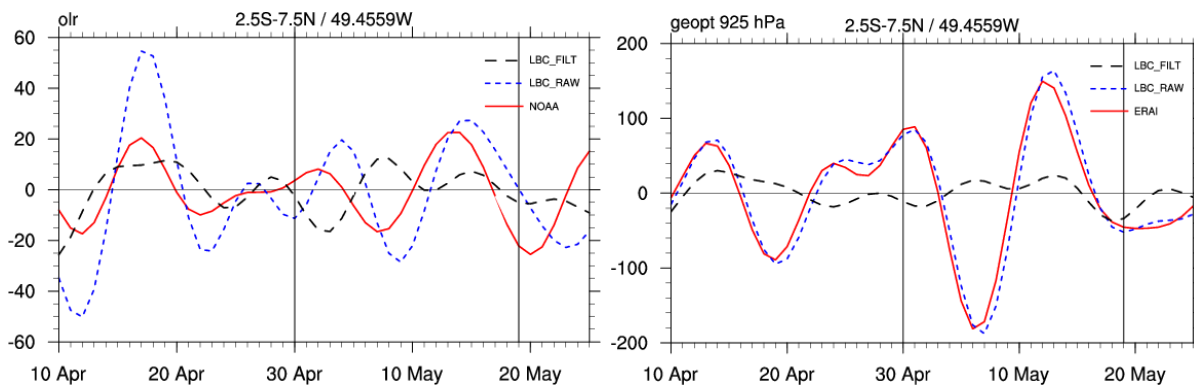


FIG. 4.28 – Séries temporelles issue de la frontière ouest du domaine WRF (49.5°W , et moyenné sur la bande 2.5°S - 7.5°E) illustrant l'effet de l'altération (par filtrage) des conditions aux limites. Sont présentés les variables géopotential à 925 hPa (à droite, en m) et OLR (à gauche, en $W.m^{-2}$). En rouge et en bleu les séries temporelles pour les observations (ERA-I et NOAA) et les simulations WRF CS1b respectivement. En noires les séries pour WRF une fois que le signal 8-22 jour est enlevé. Les courbes présentées ici correspondent à la portion 8-22 jour des données.

La comparaison de ces deux simulations peut donc nous fournir un sérieux atout pour l'évaluation de l'impact du forçage dû aux ondes de Kelvin. La figure 4.29 présente l'évolution longitude- temps (moyenne sur la même bande de latitude que la figure 4.28) des systèmes pour les deux simulations WRF du cas d'étude. Sont tracés, l'OLR (en couleur), le géopotential (en contours) et le vent zonal à 850 hPa.

La simulation de référence (panneau de gauche) montre la propagation d'une structure couplée à l'onde de Kelvin qui combine un pôle de faible (forte) activité convective avec des anomalies négatives (positives) de géopotential et des anomalies de vents d'est (ouest). Pour la simulation aux conditions aux limites filtrés 8-22 jours (panneau de droite), les structures convectives et dynamiques sont plus faibles et apparaissent désorganisées. L'élimination du signal 8-22 jours des frontières a pour effet de supprimer la propagation vers l'est. Ce cas d'étude illustre bien le forçage exercé, sur le golfe de Guinée, par les ondes de Kelvin arrivant à l'ouest du bassin Atlantique.

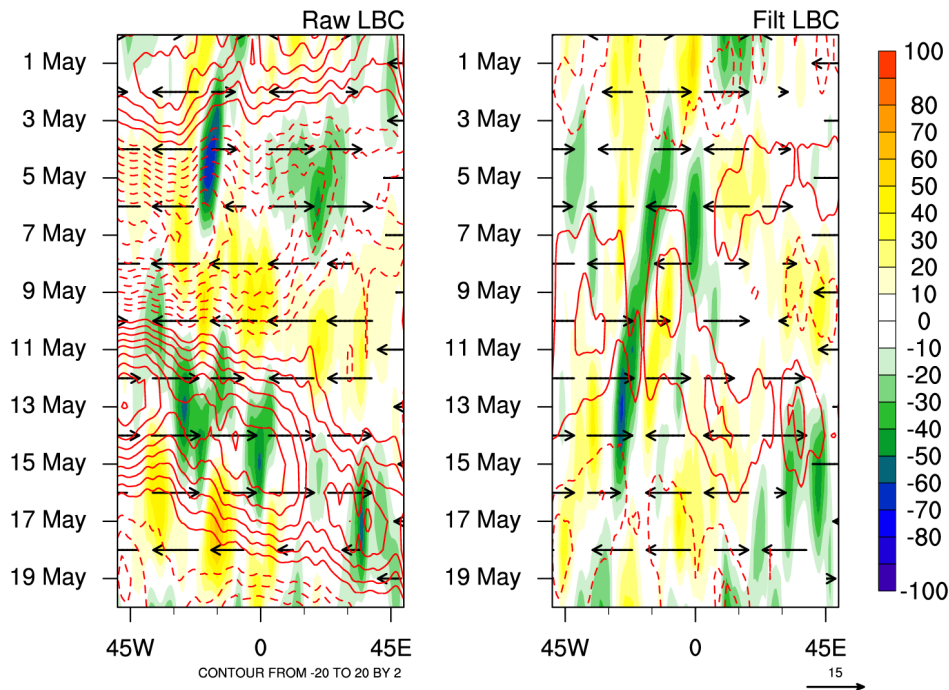


FIG. 4.29 – Diagramme temps-longitude (sur la période du 30 Avril au 20 Mai 2007) pour les simulations WRF CSb1 et WRF CS1b/Raw (à gauche) et WRF Filt (à droite). Sont représentés l'OLR (couleurs, en $W.m^{-2}$), la hauteur géopotentielle (contours) et la composante zonale du vent (vecteurs) à 850 hPa. Les champs présentés ici correspondent à la portion 8-22 jour des données.

La suppression des ondes aux frontières a des conséquences immédiates sur l'Afrique. La figure 4.30 présentent (WRF CS1b et WRF Filt) les indices guinéens d'OLR, de pluie, de géopotential à 850 hPa et de potentiel de vitesse à 200 hPa pour la période du 30 Avril au 30 Mai 2007. Localement le signal 8-22 jours de géopotential a été supprimé, alors que même si l'OLR n'est plus en phase avec la simulation de référence CS1b, sa variance reste tout de même élevée. Pour la simulation CS1b, comme prévu par la structure théorique de l'onde de Kelvin, l'indice d'OLR est soit en quadrature soit en opposition de phase avec celui de géopotential. L'indice de pluie CS1b est en phase avec celui d'OLR (les valeurs OLR négatives sont combinées avec des valeurs positives de l'indice de pluie), alors que l'indice pluie WRF Filt est plus faible et plus du tout en phase.

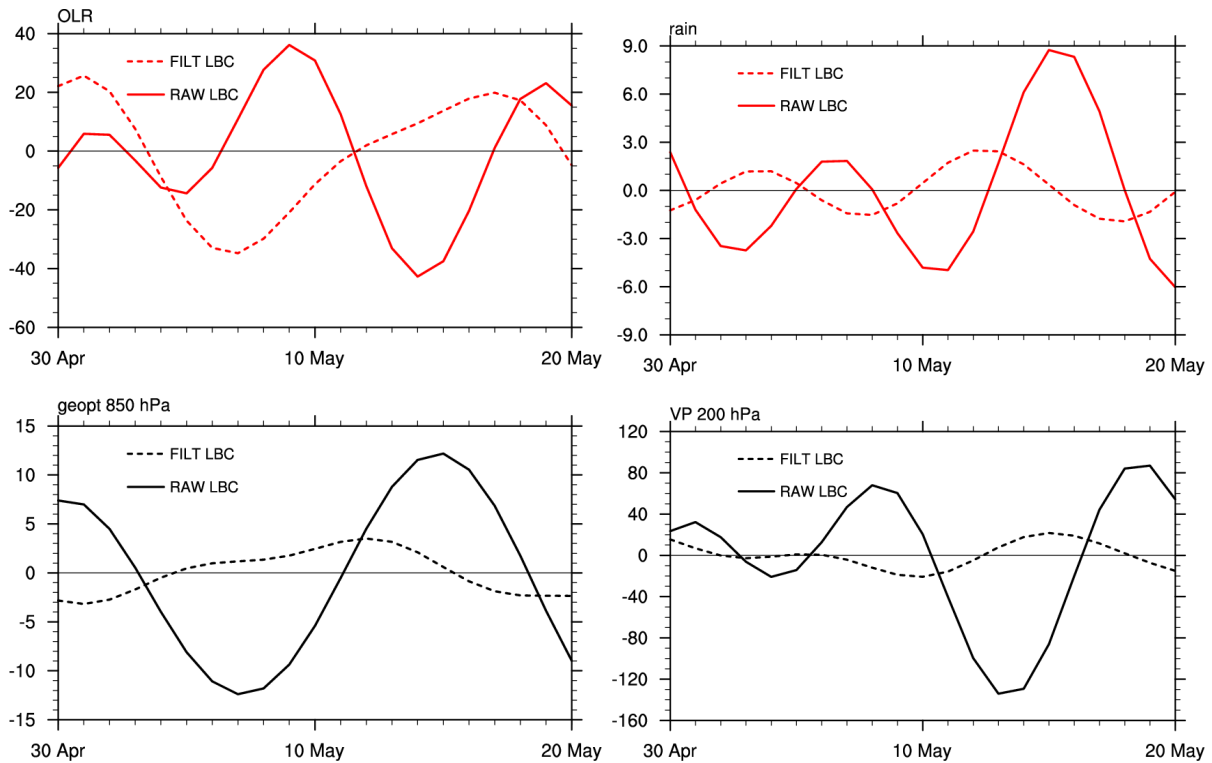


FIG. 4.30 – Séries temporelles des indices guinéens (construit sur le domaine 2.5°S-7.5°N/5°W-5°E) pour les simulations WRF CS1b/Raw (courbes pleines) et WRF Filt (courbes en pointillés). Les variables présentées sont : l'OLR (en haut à gauche), la pluie (en haut à droite), le géopotential à 850 hPa (en bas à gauche) et la vitesse potentielle à 200 hPa (en bas à droite).

4.5 Conclusion

Dans le chapitre 3, l'analyse de variabilité (dans la bande 2-90 jours) de l'activité convective au dessus du golfe de Guinée, durant le printemps, a permis de détecter trois modes principaux de variabilité. Ces modes sont délimités par les bandes 2-8 jours (échelle synoptique), 8-22 jours (moyenne échelle) et 20-90 jours (échelle intrasaisonnière). Pour chacun de ces modes, le pôle de maximum de variabilité d'activité convective et pluvieuse est situé le long de la côte guinéenne avec une extension de moindre intensité au dessus de l'Afrique Centrale. De plus, ils se caractérisent par des structures atmosphériques se propageant vers l'Est en lien avec la dynamique des ondes atmosphériques. Pour le mode 8-22 jours en particulier, les ondes convectives de Kelvin et de Rossby ont des contributions relatives de l'ordre de 40% et 20% respectivement.

Dans ce chapitre nous avons pour objectif d'approfondir les analyses sur la compréhension des mécanismes régulant la variabilité du mode 8-22 jours. Le but majeur était d'évaluer et de comprendre l'impact des forçages externes sur les modulations des activités convective et pluvieuse au dessus du golfe de Guinée à cette échelle de temps. Cela a été fait sur la base de l'indice guinéen d'OLR-NOAA filtré 8-22 jours et séparé en trois composantes indépendantes : Kelvin (CCEK), Rossby (CCER) et Résidu. Ces composantes, ainsi que leurs résultantes, ont été utilisées pour la régression des données d'observations et les sorties du modèle WRF. Ceci a permis de montrer que les forçages externes sont principalement contrô-

lés par les structures atmosphériques arrivant par l'ouest à travers la dynamique des ondes convectives de Kelvin. Une part non négligeable est également imputable à la dynamique des ondes de Rossby engendrant des forçages arrivant par l'est. Une autre part et non des moindres, est liée la dynamique des ondes de Rossby des moyennes latitudes se manifestant par l'intrusion méridienne de masses d'air en provenance de la région méditerranéenne. Ce dernier mécanisme contribue fortement au maintien d'un signal convectif quasi-stationnaire au dessus du golfe de Guinée.

La mise en lumière de ces trois composantes indépendantes a conduit à se poser des questions sur leurs mécanismes d'interactions dans la modulation des phases du mode 8-22 jours. Se basant sur les séries temporelles de l'indice 8-22 jours et de ces composantes, une analyse discriminante a été réalisée. Cette analyse consiste à identifier pour chaque phase de l'indice 8-22 jours, la (ou les) composante(s) active(s). Les situations identifiées se regroupent en quatre grands ensembles : le premier représentant les situations pour lesquelles toutes les composantes sont actives, le deuxième celles pour lesquelles seules deux composantes sont actives, le troisième caractérisant l'activité d'une seule des composantes et le quatrième correspondant aux cas pour lesquels aucune des composantes n'est active (dans ce cas les fluctuations ont probablement une origine dominante liée à des rétroactions locales). Cette analyse nous a permis de mettre en lumière la dominance des advections, avec une mise évidence du caractère dominant et robuste de la composante Kelvin, suivie de la composante Résiduelle et finalement la composante Rossby. L'analyse de la dynamique du signal Kelvin a aussi été approfondie et nous avons mis en évidence sa cohérence avec certains des éléments proposés par les principales théories actuelles des ondes de Kelvin équatoriales couplées à la convection, en particulier l'instabilité stratiforme, WISHE et wave-CISK.

Les évaluations de WRF dans ces différents contextes ont montré que la version du modèle utilisée ici reproduit bien les éléments du climat dans la région Afrique de l'Ouest et Centrale. En particulier, le saut de la ZCIT, sa dynamique temporelle et sa localisation sont bien retranscrites. De l'analyse de la dynamique équatoriale, il a été également constaté une tendance du modèle à favoriser la propagation des signaux se propageant vers l'ouest contrairement aux observations pour lesquelles la propagation vers l'est est le caractère dominant. Pour ce qui est de la variabilité intrasaisonnière, l'amplitude des signaux modulant l'activité convective varie d'une échelle à l'autre contrairement aux observations. De plus, les structures convectives simulées pour toutes ces trois échelles présentent un retard par rapport à celles des observations alors que les structures dynamiques sont en phases. De l'analyse discriminante, il a été relevé que ce retard se manifeste plus dans les cas Kelvin mixtes. Se focalisant sur le mode 8-22 jours, malgré des valeurs d'amplitudes faibles, le modèle WRF reproduit de manière acceptable les différentes composantes de ce mode de variabilité. L'impact des ondes de Kelvin et de Rossby est bien présente. La stationnarité sur le golfe de Guinée est bien simulée de même que l'intrusion des masses d'air méditerranéennes. Toutefois le modèle ne semble pas reproduire dans les détails les processus contrôlant la dynamique

des ondes de Kelvin couplées à la convection.

Se basant sur un cas d'étude à l'aide d'une simulation de sensibilité de WRF, il a été montré qu'à l'échelle 8-22 jours, la variabilité des activités convective et pluvieuse au dessus de la côte guinéenne est fortement influencée par les forçages arrivant par l'ouest du bassin Atlantique et induit par une dynamique d'onde de Kelvin. D'autres cas d'études impliquant les deux autres mécanismes peuvent être analysés afin, de généraliser sur l'analyse de la sensibilité de la variabilité 8-22 jours aux forçages externes et d'en avoir une vue plus complète. Ces résultats sont importants et peuvent être exploités pour la prévisibilité de la variabilité de moyenne échelle. En effet l'origine géographiques des forçages externe mis en lumière (ouest du bassin Atlantique, côtes est de l'Afrique ou région Méditerranéenne), offre la possibilité aux centres de prévisions opérationnelles de pouvoir détecter et prévoir les signaux qui leurs sont liés.

Les modes de variabilité intrasaisonnaire de la convection en Automne (de Septembre à Décembre)

Sommaire

3.1	Résumé de l'article Kamsu-Tamo et al. [2014]	58
3.2	Convection activity over the Guinean coast and Central Africa during Northern spring from synoptic to intraseasonal timescales	61
3.2.1	<i>Introduction</i>	61
3.2.2	<i>Data</i>	61
3.2.3	<i>Examples of synoptic and intraseasonal time sequences over the guinea coast</i>	61
3.2.4	<i>Detection of the main periodicities</i>	61
3.2.5	<i>Spectral space-time analysis</i>	61
3.2.6	<i>Eastward propagation signals</i>	61
3.2.7	<i>Westward propagation signals</i>	61
3.2.8	<i>Conclusion</i>	61
3.3	Quelques compléments de l'article Kamsu-Tamo et al. [2014]	87
3.3.1	Décomposition spatiale de la variance et définition de l'indice de référence	87
3.3.2	Analyse spatio-temporelle des principaux modes de variabilité . . .	89
3.4	Conclusion	92

A l'image du chapitre 3, ce chapitre s'inscrit dans la suite de l'analyse de variabilité intrasaisonnaire du climat lors de la deuxième phase de l'activité pluvieuse (de Septembre à Novembre, lors du retrait de la ZCIT vers l'hémisphère Sud) en Afrique sub-saharienne. Comme d'usage dans les analyses de variabilité, nous débutons par une analyse spatiale en vue d'identifier une zone propice à la construction de l'indice régional à utiliser pour la détection des principaux modes de variabilité.

5.1 Analyse spatiale et définition des indices de référence

5.1.1 Analyse spatio-temporelle

Comme vu précédemment, la documentation des modes de variabilité présents sur une région se fait sur la base d'un indice de référence caractérisant celle-ci. Par analogie à la méthodologie utilisée pour la saison MAMJ, nous avons réalisé l'analyse en composantes principales des champs convectifs et pluvieux filtrés 2-90 jours sur le domaine $[15^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}/50^{\circ}\text{W}-50^{\circ}\text{E}]$ et pour les mois de Septembre à Décembre (SOND) de leurs périodes respectives. La figure 5.1 représente le résultat de cette analyse pour le champ d'OLR-NOAA au cours de la saison SOND.

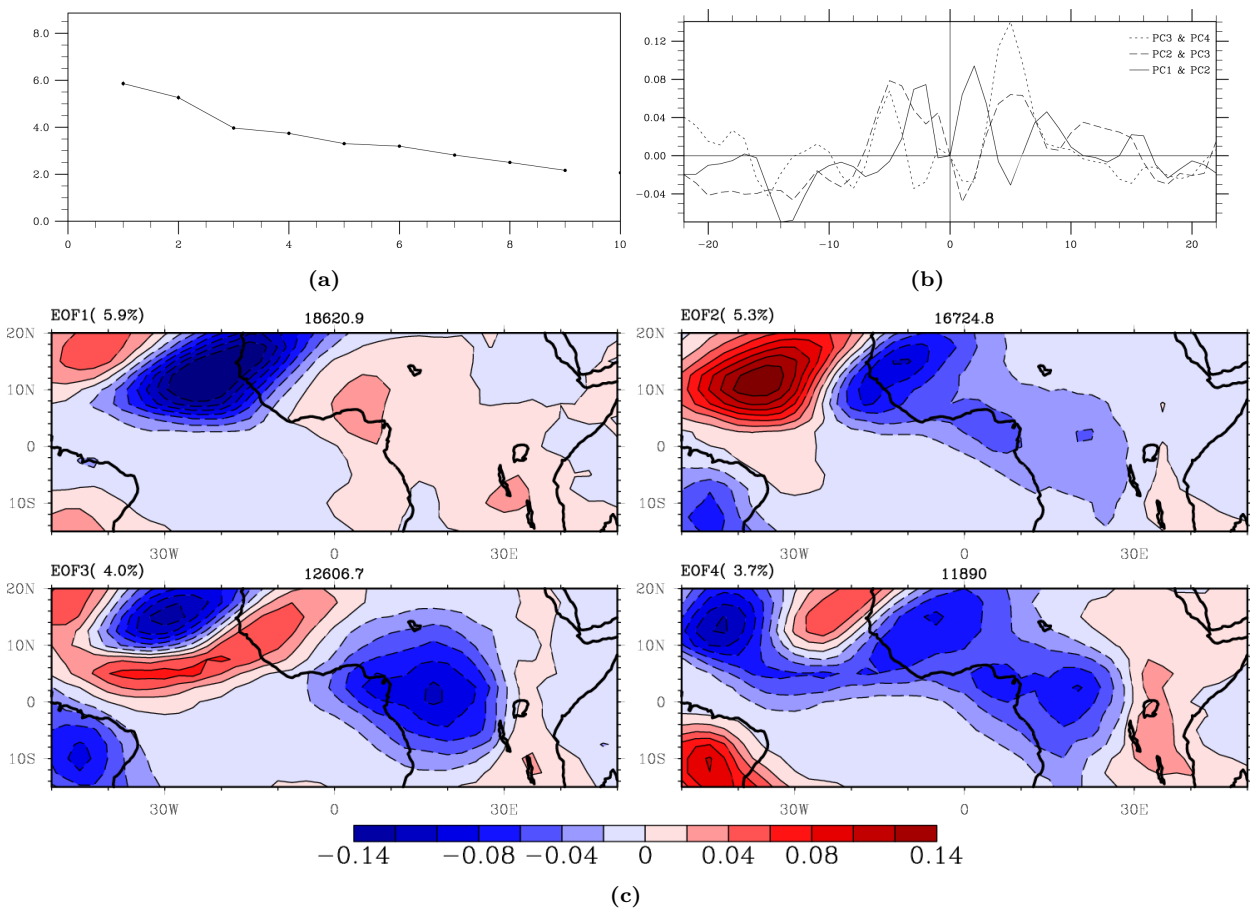


FIG. 5.1 – Décomposition EOF de l'OLR-NOAA filtré 2-90 jours pour les saisons SOND des années 1979-2010. (a) : Pourcentage de variance et erreur d'échantillonnage des 10 premiers facteurs de l'analyse EOF. (b) : Corrélation décalée entre les composantes principales associées aux modes EOF retenus. (c) : Les quatre premiers vecteurs propres retenus à l'issue des tests de significativité, la couleur bleue (rouge) indique les zones de renforcement (affaiblissement) de l'activité convective. Les pourcentages de variance des modes retenus sont indiqués sur le bord supérieur gauche de chacune des cartes.

Les quatre premiers facteurs résultant de cette analyse ont pour pourcentages de variance respectivement 5.9%, 5.3%, 4.0%, 3.7%. Le tracé du pourcentage de variance (voir figure 5.1.a) expliqué, par les 10 premières composantes, place le terme de Scree en position 4,

alors que le test de North indique une dégénérescence des doublets 5 et 6. Cela implique que seuls les quatre premiers facteurs sont significatifs et doivent être retenus. La figure 5.1.b présente les vecteurs propres associés.

L'EOF1 caractérise un pôle de maximum de variabilité dont le centre est localisé au large des côtes sénégalaises. L'EOF2 décrit un dipôle zonal d'axe 15°N , selon la phase on observera un renforcement (affaiblissement) de l'activité convective centrée à 10°W . L'EOF3 quant à elle présente sur l'Afrique Centrale un pôle de maximum d'activité convective. Plus à l'Ouest dans le bassin Atlantique, cette composante représente un dipôle méridien de part et d'autre de l'axe 10°N . Avec la quatrième composante, les EOF1 à 3 forment probablement des structures de Buell dû à la contrainte d'orthogonalité imposées aux vecteurs propres par l'analyse en EOF. Nous avons opté pour l'utilisation de la rotation Varimax, avec pour but non seulement de s'affranchir des contraintes d'orthogonalité propre aux ACP, mais aussi des possibles instabilités liées à la taille du domaine. La figure 5.2 présente le résultat de l'application de cette rotation à l'ACP réalisée ci-dessus.

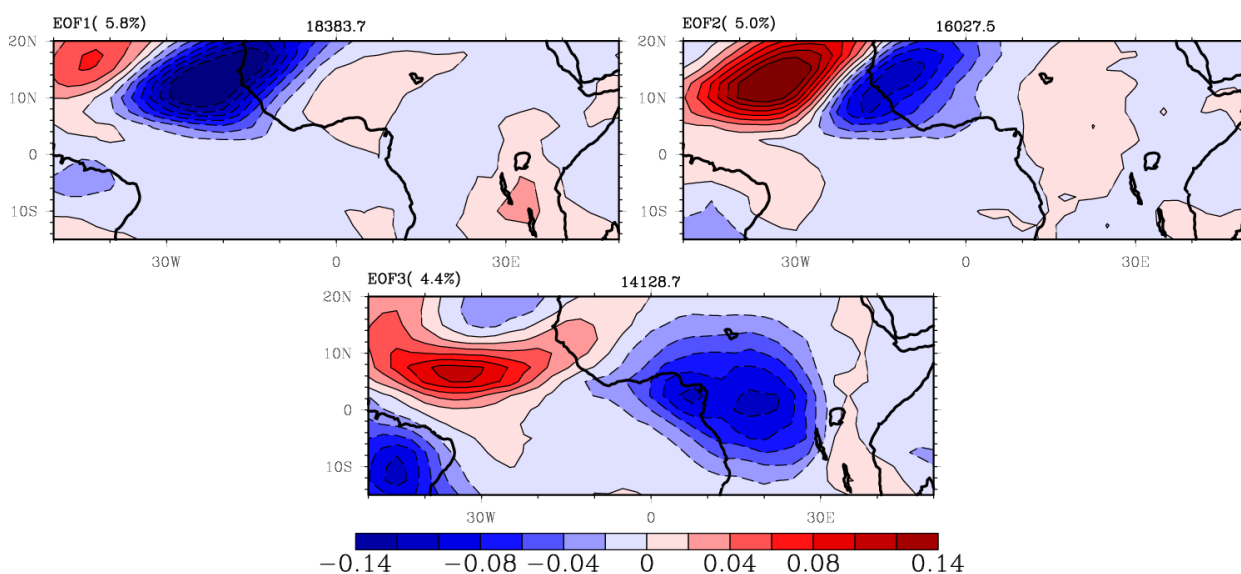


FIG. 5.2 – Idem que la figure 5.1 mais avec rotation varimax.

L'EOF1 représente un dipôle avec les pôles de renforcement et d'affaiblissement localisés aux points $12.5^{\circ}\text{N}/20^{\circ}\text{W}$ et $15^{\circ}\text{N}/45^{\circ}\text{W}$ respectivement. Similaire à l'EOF1 de la figure 5.1.b, la rotation a eu pour effet de réduire l'influence des pôles d'affaiblissement localisés de part et d'autre. La deuxième EOF (EOF2) caractérise un dipôle similaire à celui décrit par l'EOF2 de la figure 5.1.b, mais plus localisé au large du bord Ouest du Sahel. La rotation a eu pour effet de réduire l'extension à l'Afrique Centrale de son pôle de renforcement de convection. La structure spatiale définie par ces deux vecteurs est similaire à celle de l'empreinte de l'onde de Rossby des moyennes latitudes (Blackmon et al. 1984a,b). L'EOF3 met en lumière un pôle convectif couvrant l'ensemble du bassin du Congo et le golfe de Guinée. C'est le seul mode (des trois) à représenter une structure convective sur la zone englobant le golfe de Guinée et le bassin du Congo, les deux premiers ne caractérisant que des systèmes situés

plus au large des côtes Ouest Africaine.

La décomposition en EOF, sur le même domaine, du champ de pluie filtré 2-90 jours confirme la présence sur l’Afrique centrale d’une structure cohérente associant activité convective et pluvieuse (cf EOF3 des figures 5.2 et 5.3).

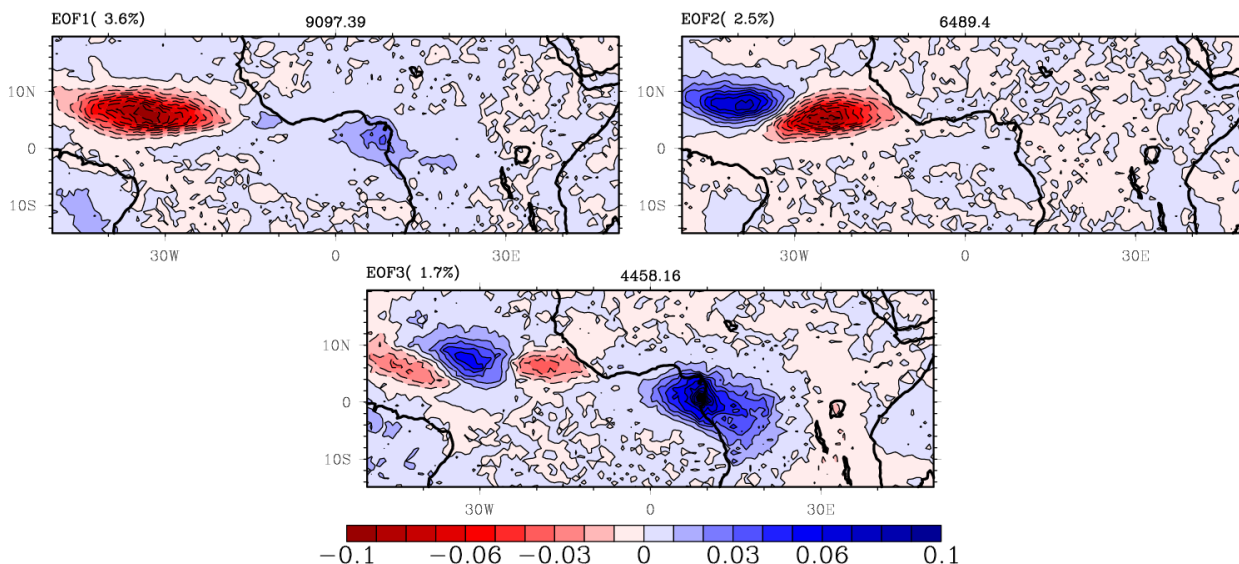


FIG. 5.3 – Vecteurs propres de la décomposition EOF, sans rotation varimax, pour le champ de pluie TRMM filtré 2-90 jours pour les saisons SOND des années 1998-2010.

5.1.2 Définition de l’indice de référence

Au terme de cette analyse, le domaine $[10.0^{\circ}\text{S}–5.0^{\circ}\text{N}/0.0^{\circ}\text{E}–30.0^{\circ}\text{E}]$ est retenu pour la construction de l’indice de référence. C’est ce dernier qui sera utilisé pour décrire les principaux modes de variabilité de la convection en Afrique centrale durant la deuxième saison des pluies (au moment de la migration vers le sud de la zone de convergence intertropicale).

Afin de montrer l’aptitude de cet indice (OLR filtré 2-90 jours et pris sur les saisons SOND) à décrire les grandes structures climatiques et la dynamique qui leur sont associées, nous avons calculé sa régression sur divers champs atmosphériques désaisonnalisés. Les coefficients de régression sont tracés d’une part pour l’OLR NOAA, Tb CLAU, OLR ERAI avec le vent et le géopotentiel à 925 hPa et d’autre part pour la pluie GPCP, TRMM, ERAI auxquelles nous avons superposé le vent divergent et le potentiel de vitesse à 200 hPa. Ces valeurs s’interprètent comme étant la modulation du champs équivalent pour une variation d’un écart type de l’indice de référence. Les résultats de cette régression sont présentés aux figures 5.4, 5.5 et 5.6.

Sur la figure 5.4 qui présente l’organisation spatiale au temps T_0 , les structures des champs convectifs et pluvieux sont cohérentes avec le troisième vecteur propre (EOF3) de l’analyse en composantes principales (cf figures 5.1.b et 5.3). Elles mettent en évidence une forte modulation des activités convective et pluvieuse sur le domaine de construction de l’indice. Les structures dynamiques sont cohérentes avec les renforcements d’activité convective et plu-

vieuse, associant un flux divergent en altitude avec en surface une intensification du gradient Est-Ouest de pression et un renforcement de la composante ouest du vent zonal. Comme précédemment pour l'analyse au cours du printemps, les valeurs du champ de pluie ERAI sont plus faibles que celles des produits TRMM et GPCP. Toujours par comparaison avec les résultats de l'analyse pour la saison MAMJ, on note la présence à T0 autour de 30°N d'une bande convective (mais de faible intensité) en lien avec l'humidité et/ou des nuages non-précipitants.

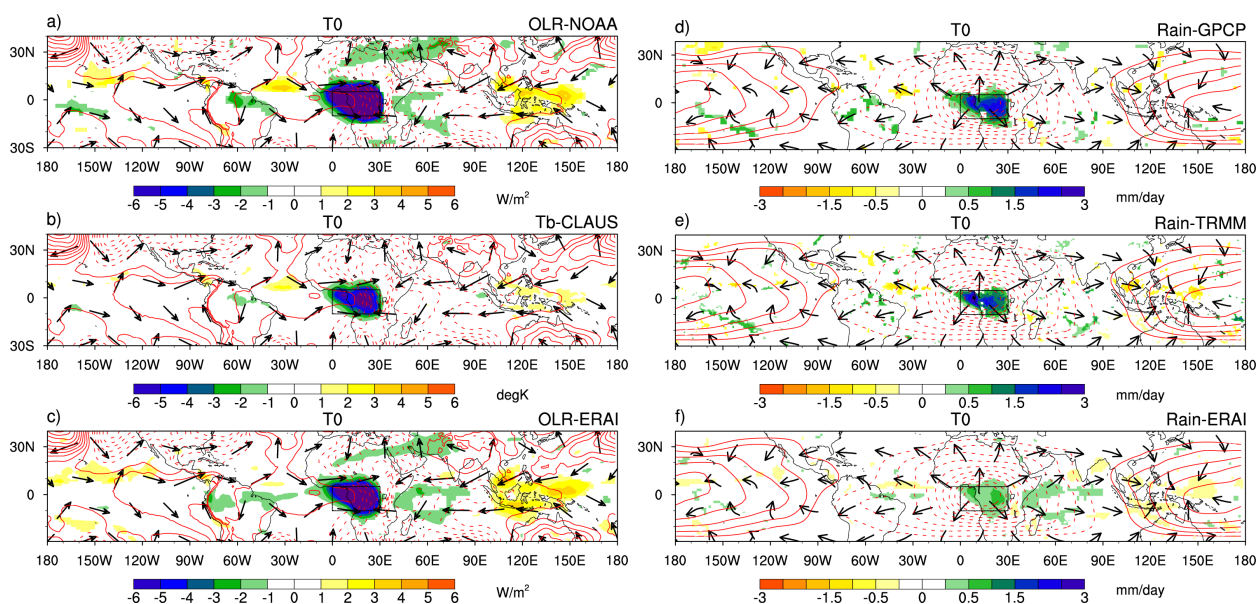


FIG. 5.4 – Structure de régression au lag T0, pour la période SOND, sur l'indice de référence OLR-NOAA, filtré 2-90 j et standardisé, des champs désaisonnalisés a) OLR-NOAA, b) Tb-CLAUS c) OLR-ERA-I avec superposés le géopotential (contours) et le vent (vecteurs) à 925 hPa et pluie d) GPCP, e) TRMM, f) ERAI avec superposés le potentiel de vitesse (contours) et le vent divergent (vecteurs) à 200 hPa. Pour les champs en couleurs seules les valeurs significatives à plus de 90% sont présentées. Les échelles des contours et vecteurs sont indiquées.

Cette phase de renforcement des activités pluvieuses et convectives est suivie et même précédée de la phase opposée mais sans périodicité claire. Les figures 5.5 et 5.6, présentant l'évolution temporelle du signal, mettent en lumière des structures convectives et dynamiques se déplaçant vers l'est. Le signal associé présente des valeurs élevées entre 60°W et 90°E avec toutefois un affaiblissement sur l'Afrique de l'Est. La figure 5.5 qui donne l'évolution temps-longitude montre que sur le bassin Atlantique et sur l'Afrique Centrale les structures se déplacent vers l'Est à une vitesse d'environ 14 m.s^{-1} puis subissent un ralentissement et stagnent au dessus de l'océan indien probablement en lien avec la variabilité intrasaisonnière de grande échelle. En effet, comme le confirme la figure 5.6.b, le signal est lié à une onde planétaire de nombre 1 et pourrait être la manifestation de l'impact du signal de MJO. Initiés à T0-9 sur le bord Est du Pacifique, les anomalies d'activité convective sont renforcées lors de la traversée du golfe du Mexique. Elles atteignent le bord ouest du bassin Atlantique à T0-3, où les advections d'air des latitudes moyennes semblent contribuer à son intensification. Les anomalies poursuivent ensuite leur course vers l'Est et atteignent l'Afrique Centrale à T0 où les activités convective et pluvieuse sont maximales. Trois jours plus tard, ces anomalies

ont atteint l'océan Indien (région du maximum d'activité du signal de MJO) où elles vont stagner avant de se dissiper à partir de T0+9.

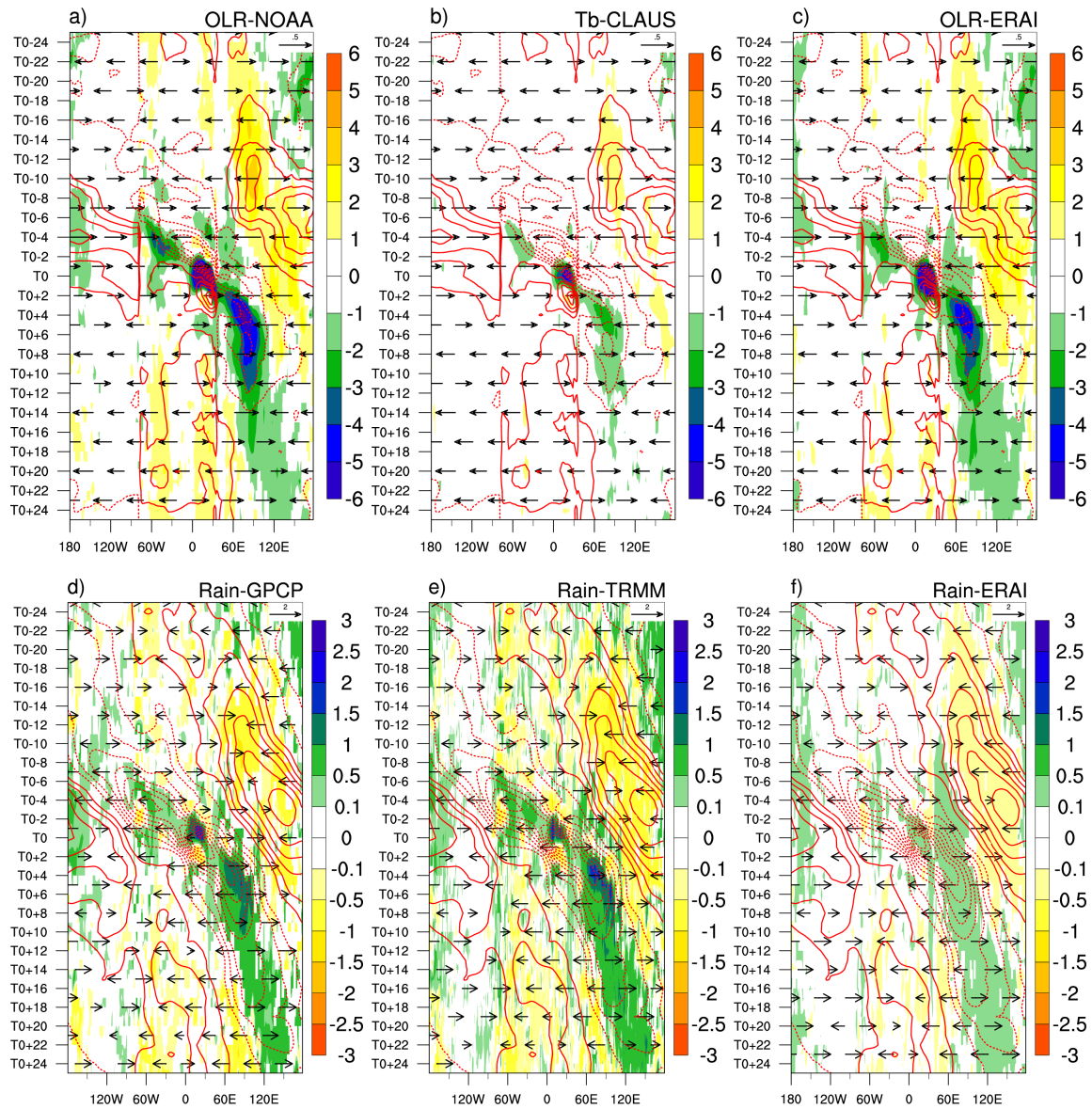


FIG. 5.5 – Diagramme longitude-temps (sur la bande 10°S–5°N) correspondant la figure 5.4 de T0-25 à T0+25 pour les champs désaisonnalisés d'OLR (couleur), géopotential (contour) et vent zonal à 925 hPa.

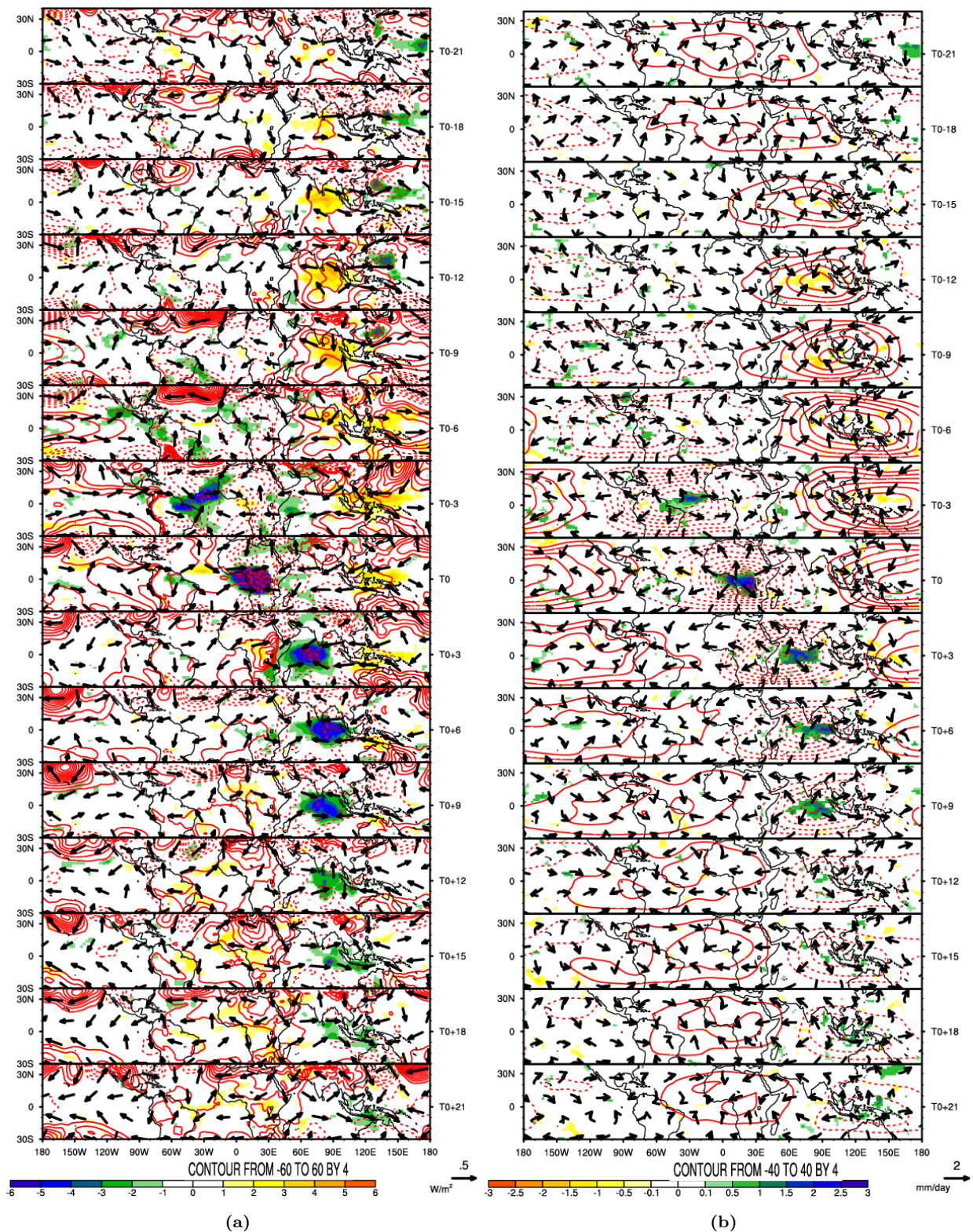


FIG. 5.6 – Séquence temporelle de T0-21 à T0+21, par pas de 3 jours, de la régression, pour la période SON, des champs désaisonnalisés sur l'indice de référence OLR NOAA, filtré 2-90 j et standardisé. a) OLR-NOAA (couleurs), géopotential (contours) et vent (vecteurs) à 925 hPa. b) Pluie GPCP (couleurs), Potentiel de vitesse (contours) et vent divergent (vecteurs) à 200 hPa. Seules les valeurs significatives à plus de 90% des champs en couleurs sont présentées. Pour des besoins de clarté, aucune significativité n'a été appliquée aux contours et aux vecteurs. Les échelles des contours et vecteurs sont indiquées.

5.2 Détection des modes principaux de variabilité

La détermination des modes de variabilité intrasaisonnière est faite par analyse spectrale de l'indice de référence défini dans la section précédente et filtré 2-90 jours. Le résultat de cette analyse pour l'indice de référence OLR-NOAA, ainsi que ceux tirés des autres champs, est présenté à la figure 5.7. Pour cet indice, les taux de variance sont au moins 3 fois plus faibles que ceux obtenus avec l'indice printanier. Le spectre de l'indice d'OLR-NOAA a ses pics les plus significatifs (à 95%) concentrés dans les bandes 40-60 jours et 3-8 jours, contenant respectivement les premier et troisième pics dominants. Le second pic significatif à 90% est centré autour de 25 jours. On notera toutefois l'existence de pics non significatifs à 90% dans la bande 10-20 jours. Les spectres des indices Tb-CLAUS, Rain-GPCP et Rain-TRMM situent leurs pics dominants dans la bande 3-8 jours. Ils présentent des pics secondaires mais non significatifs à 95% autour de 40 jours et dans la bande 10-25 jours. De cette analyse, il ressort la forte contribution de l'échelle synoptique en particulier pour les champs de pluies, en dehors de Rain-ERA1 qui malgré sa faible variabilité présente des pics significatifs à 50, 15 et 7 jours. Les autres indices soulignent la contribution certaine de la variabilité lente (de périodicités supérieures à 20 jours) et celle non négligeable de la moyenne échelle (autour de 15 jours).

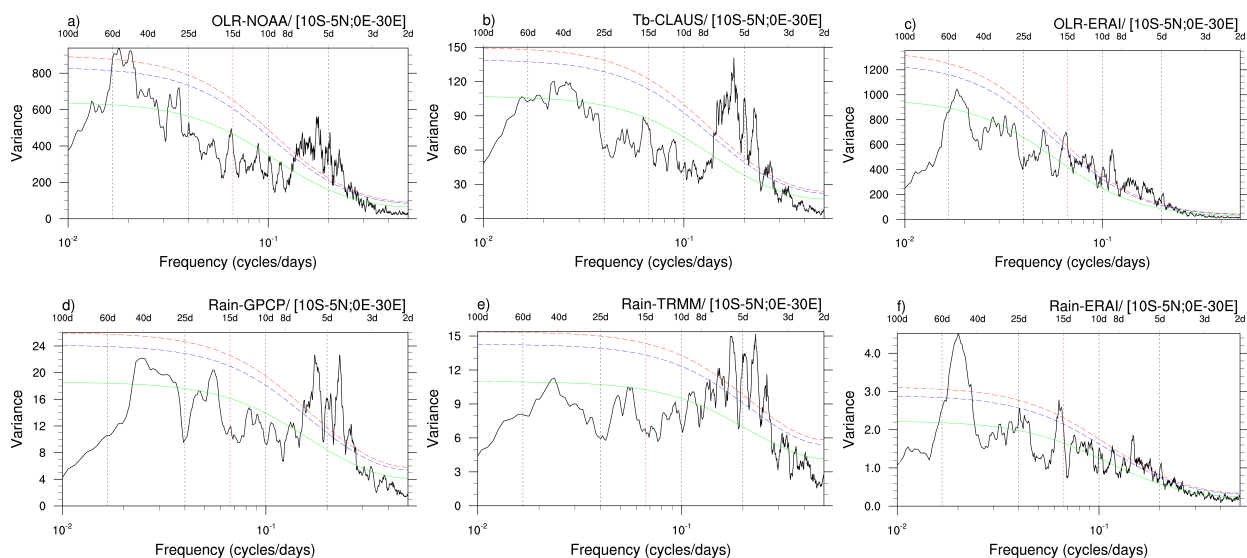


FIG. 5.7 – Densités spectrales pour la saison SOND de l'indice de référence (construit sur le domaine 10°S–5°N/0°E–30°E) filtré 2-90 jours. Les courbes verte, bleue et rouge représentent respectivement le bruit rouge et les niveaux de significativité de 90 et 95%. Chacune des figures caractérise les spectres pour les indices a) OLR-NOAA, b) Tb CLAUS, c) OLR ERA1, d) Pluie GPCP, e) Pluie TRMM, f) Pluie ERA1.

5.2.1 Décomposition SSA de l'indice de référence

Comme dans le cas du printemps, nous avons réalisé la décomposition SSA de l'indice de référence. Cette analyse sert à débarrasser le signal du bruit tout en ne conservant que

les principaux modes oscillatoires qui le caractérisent. Cette décomposition fait ressortir les modes propres par ordre de significativité. Ainsi les modes les moins significatifs correspondant au bruit auront les valeurs propres les plus faibles. En première approche la distinction entre bruit et signal propre se fait par recherche des points de rupture dans le diagramme des valeurs propres. En effet l'apparition du bruit coïncide avec une lente décroissance des valeurs singulières. La figure 5.8 présentant un tel diagramme pour l'indice de référence montre que les 26 premières composantes (soit 80% de variance de l'indice de départ) sont significatives, les suivantes représentant le bruit. La définition des modes principaux de variabilité se fera donc par analyse des structures associées aux modes oscillatoires induits par ces 26 modes singuliers.

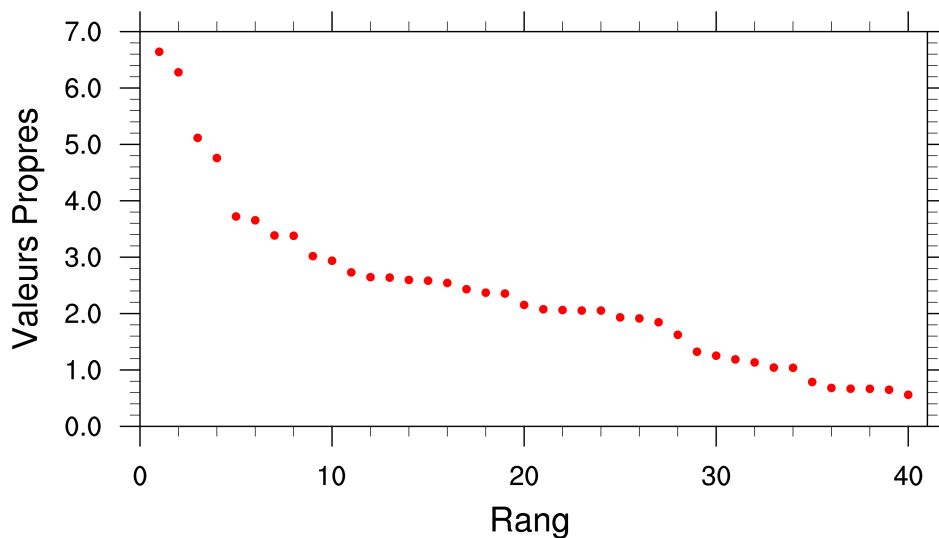


FIG. 5.8 – Diagramme de pourcentage de variance expliquées par les 40 premiers modes SSA.

En effet, théoriquement les modes retenus devraient constituer 13 paires et représenter des signaux périodiques. C'est le cas lorsque deux modes propres présentent des valeurs singulières voisines. Cela n'est pas toujours le cas, il arrive que ces modes aient des valeurs singulières isolées caractérisant ainsi la tendance de la série de départ. Parmi les 26 modes retenus, la figure 5.8 indique clairement que chacun des doublets 1-2, 3-4, 5-6, 7-8, 9-10 forme une paire caractérisant le même mode. Ayant encore 16 valeurs dont la séparabilité n'est pas évidente à déterminer il convient de s'armer d'outils capable d'isoler les paires. Ainsi nous avons utilisé la matrice des corrélations pondérées pour cet exercice de séparabilité. Il s'agit d'une mesure du degré de dépendance entre deux séries temporelles. Le résultat de l'utilisation de cet outil est présenté à la figure 5.9. Y sont présentées en ton de gris le résultat des corrélations deux à deux entre les modes singuliers. Les teintes claires (foncées) caractérisent les corrélations de faibles (fortes) valeurs.

Il confirme bien que les 5 paires formées par les 10 premiers modes singuliers forme des 5 modes oscillatoires bien distincts. La composante 11 est faiblement corrélée à ses voisines et forme à elle seule un mode propre. Il en est de même pour chacune des composantes 16,

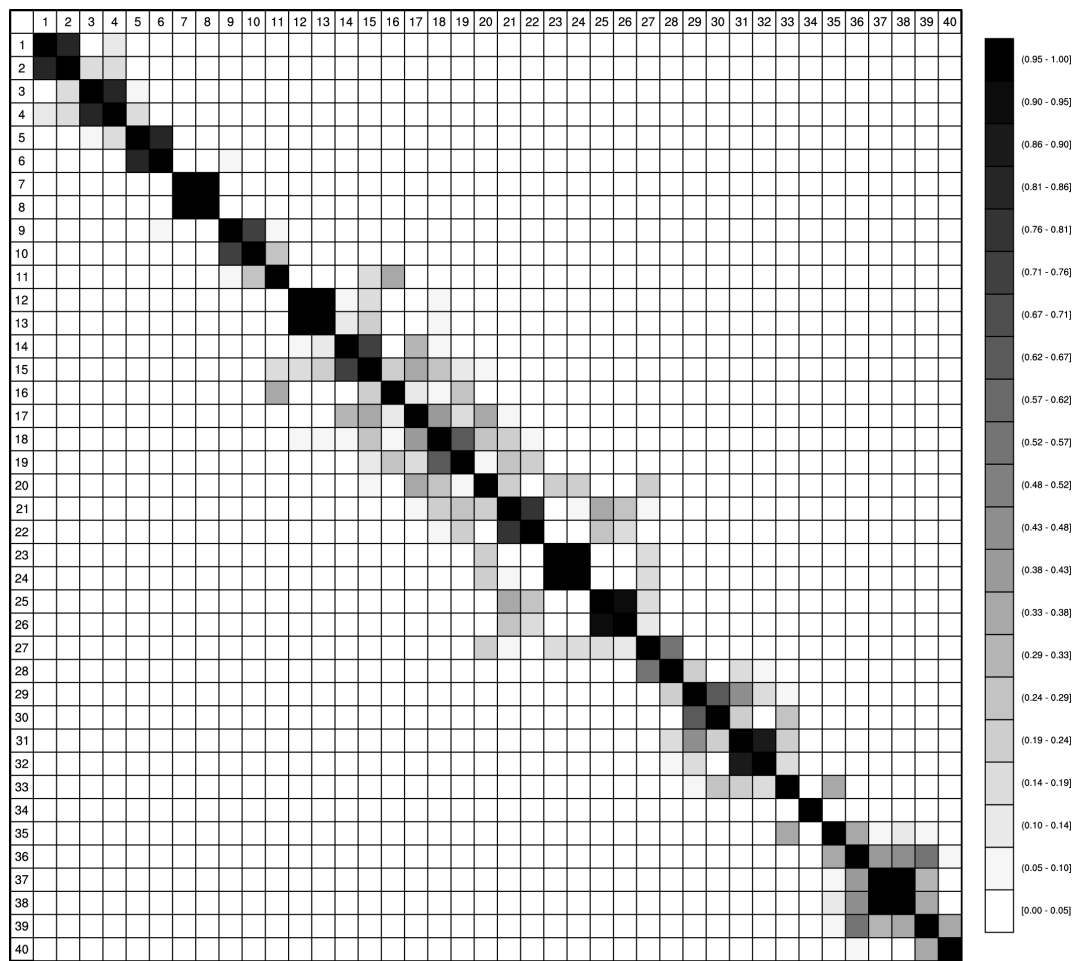


FIG. 5.9 – Matrice des corrélations pondérées pour les 40 premiers modes reconstruits.

17, 20. Cette matrice permet également d’identifier les modes oscillatoires constitués par les doublets 12-13, 14-15, 18-19, 21-21, 23-24 et 25-26. Les séries reconstruites étant additives, il est possible de reconstruire l’indice original. La figure 5.10 représente les spectres de puissance des séries temporelles de chacun des modes RC_{ith} ($ith = 1 - 2, 3 - 4, \dots, 25 - 26$). On y retrouve également le spectre de la somme de ces séries temporelles ($RC\ index$) et l’ensemble est comparé au spectre de l’indice de référence brute (courbe grise).

Le doublet 1-2 représente le premier mode oscillatoire avec 12.9% de variance et un pic d’énergie obtenu autour de 48 jours. Le deuxième mode avec 9.9% et son maximum d’énergie autour de 28 jours est donné par le doublet 3-4. Avec 7.4% de variance et le pic d’énergie autour de 19 jours le doublet 5-6 représente le troisième mode. Le quatrième mode (6.8% de variance) donné par le doublet 7-8 a son pic d’énergie autour de 5.7 jours. Le doublet 9-10, de variance 6%, représente le cinquième mode oscillatoire et a son pic d’énergie autour de 15.3 jours. Les autres modes oscillatoires sont donnés par les doublets 12-13, 14-15, 18-19, 21-22, 23-24 et 25-26 et leurs pics d’énergie respectivement aux périodes de l’ordre de 6.4, 5.2, 7.2, 9.8, 4.6 et 8.6 jours. Les composantes 11, 16, 17 et 20 étant isolées devraient former la tendance de la série. Seulement l’allure des vecteurs propres auxquels elles appartiennent

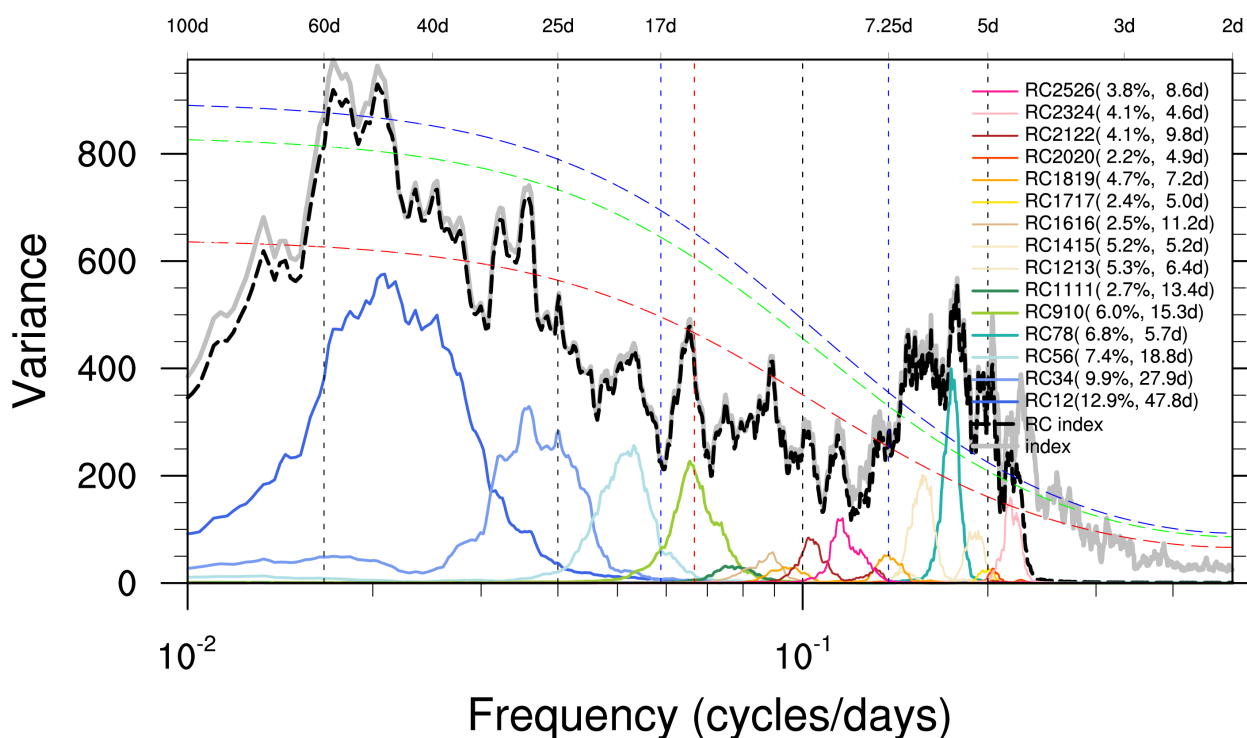


FIG. 5.10 – Spectre de l'indice de référence (courbe grise) et des signaux reconstruits par les composantes retenues. Les pourcentages de variance expliqués par chacune des paires et leurs périodicités sont indiqués. La courbe noire épaisse représente le spectre de l'indice reconstruit par les modes retenus.

commande qu'elle soit un mélange de la tendance et d'une harmonique. La tendance de la série ayant été enlevée au moment du calcul des anomalies, elles représentent uniquement les harmoniques et sont de périodicités respectives 13.4, 11.2, 5.0 et 4.9 jours. Ce sont ces 15 modes¹ qui ont servi de base pour la construction de la série *RC index*. Son spectre est cohérent avec celui de la série brute pour les périodicités supérieures à 4 jours.

5.2.2 Classification des modes SSA et détermination des principaux modes de variabilité

A première vue il est difficile d'identifier les principales bandes de périodicité résumant la variabilité de l'indice de référence. Le moyen trouvé pour nous faciliter la tâche est de procéder à la classification des modes RC_{ith} afin de définir objectivement les principales bandes de variabilité de l'activité convective durant l'automne au dessus de l'Afrique Centrale. Il s'agira de produire une classification basée sur l'organisation spatiale des structures convectives induites par chacun des modes. Pour y parvenir, nous avons au préalable calculé la régression sur les 15 modes du champ d'OLR pour le domaine 15°N-15°S/180°W- 180°E. L'analyse de l'évolution spatiale de régressions montre que tous les modes caractérisent un signal se propageant vers l'Est. A T0, pour chacun des modes, la carte de régression met en lumière des structures spatiales propagatives dont les longueurs d'ondes sont données dans

1. Définis 1-2, 3-4, 5-6, 7-8, 9-10, 11, 12-13, 14-15, 16, 17, 18-19, 20, 21-22, 23-24 et 25-26

le tableau 5.1. Ces structures sont regroupées en classes sur la base de leurs similarités. C'est la Classification Hiérarchique Ascendante qui a été employée ici, avec la distance euclidienne comme indice de dissimilarité et le critère de Ward pour le niveau d'agrégation. Le dendrogramme de cette classification est présenté à la figure 5.11. La courbe de l'indice d'agrégation y est superposée et va servir de base pour la détermination du nombre de classes optimales. En effet en lui appliquant la *règle de coude*, le niveau d'agrégation correspond à l'indice pour lequel cette courbe subit un changement significatif d'allure. Dans notre cas, nous positionnerons cette valeur entre 40 et 60, produisant ainsi 4 classes. Le découpage aurait pu se faire bien avant l'indice 70, produisant seulement deux classes. Mais l'allure de la courbe nous autorise à rechercher un plus grand nombre de classes et donc notre choix pour un indice plus bas (entre 40 et 60). Les classes ainsi définies sont identifiables par la coloration des branches du dendrogramme (voir figure 5.11).

La première classe est constituée du seul mode RC_{1-2} et correspond à la bande 30-90 jours. La deuxième classe est formée par les

TAB. 5.1 – Caractéristiques cinématique de chacun des modes retenus.

Mode	$\lambda(\times 100\text{km})$	Période(jours)
RC_{1-2}	120	47.8
RC_{3-4}	230	27.9
RC_{5-6}	250	18.8
RC_{7-8}	90	5.7
RC_{9-10}	175	15.3
RC_{11-11}	110	13.5
RC_{12-13}	95	6.4
RC_{14-15}	95	5.2
RC_{16-16}	160	11.2
RC_{17-17}	85	5.0
RC_{18-19}	100	7.2
RC_{20-20}	85	4.9
RC_{21-22}	60	9.8
RC_{23-24}	85	4.6
RC_{25-26}	105	8.6

modes RC_{3-4} à RC_{5-6} couvrant la bande 17-30 jours. La classe 3, couvrant la bande 7.5-17 jours, est constituée des modes formés par les doublets, 9-10, 18-19, 21-22 et 25-26, et les harmoniques, 11 et 16. La classe 4, dont les modes constitutifs sont formés par les doublets, 7-8, 12-13, 14-15, 23-24, et les harmoniques 17 et 20, couvre la bande 4-7 jours. Dans la suite, les bornes de cette classe seront étendues jusqu'à 2 jours afin de prendre en compte l'ensemble du signal synoptique. Nous avons choisi de rassembler la première et la deuxième classe, portant ainsi à 3 le nombre de modes de variabilité.

La décomposition SSA et la CAH ont permis de séparer l'indice de référence en trois indices (BLC1, BLC2 et BLC3, voir Tableau 5.2) représentant ses principaux modes propres et expliquant respectivement 30.2%, 23.9% et 25.9% de la variance de départ. L'analyse spectrale de ces modes montre qu'ils couvrent des bandes de périodicité correspondant respectivement aux domaines 17-90, 7.5-17 et 2-7.5 jours. L'analyse de corrélation de ces modes propres avec l'indice de référence filtré dans les bandes équivalentes est présentée à la table 5.2. Il en ressort que les indices de ces modes propres reproduisent bien des modes de variabilité de l'indice de référence.

Dans l'ensemble, ces modes propres sont fortement corrélés aux indices issus des autres champs convectifs et pluvieux, les plus faibles étant pour les champs ERAI. La corrélation du mode 3 avec la bande 2-7.5 est la plus basse en raison de la non prise en compte par la

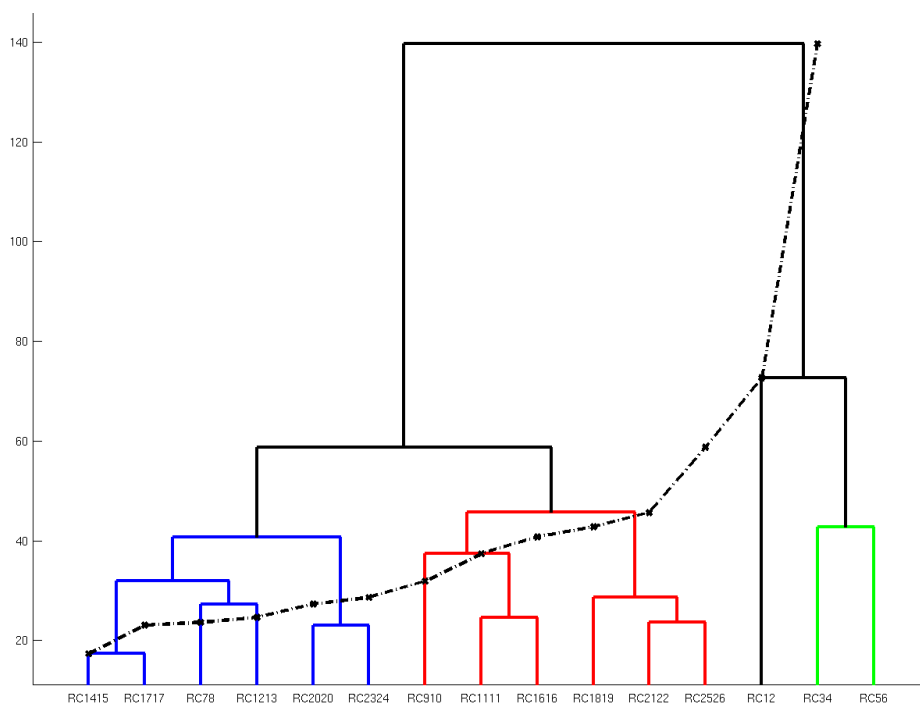


FIG. 5.11 – Dendrogramme des structures spatiales de la régression du champ d'OLR-NOAA sur les séries temporelles associées aux modes RC_{ith} retenus. L'axe des ordonnées représente l'indice d'agrégation basé sur la variance intraclasse avec le critère de Ward comme distance métrique. L'évolution de cet indice est représentée par la courbe en pointillés.

TAB. 5.2 – 1^{ère} ligne : Corrélations de l'indice de reconstruits par les modes de la classe 1 avec l'indice de référence (OLR-NOAA, Tb-CLAUS, OLR-ERA1, Rain-GPCP, Rain-TRMM, Rain-ERA1) filtré 17-90 jours. 2^{ème} ligne : Idem mais pour la classe 2 avec l'indice de référence filtré 7.5-17 jours. 3^{ème} ligne : Idem mais pour la classe 3 avec l'indice référence filtré 2-7.5 jours.

Index	OLR-NOAA	Tb-CLAUS	OLR-ERA1	Rain-GPCP	Rain-TRMM	Rain-ERA1
2-90 NOAA OLR/Indices (2-90 jours)	+1.00	+0.92	+0.67	-0.64	-0.91	-0.58
BLC1 /Indices (17-90 jours)	+0.99	+0.92	+0.78	-0.73	-0.65	-0.63
BLC2 /Indices (7.5-17 jours)	+0.95	+0.89	+0.72	-0.67	-0.68	-0.61
BLC3 /Indices (2-7.5 jours)	+0.79	+0.75	+0.54	-0.46	-0.42	-0.49

BLC1 : (NOAA OLR RC_{1-2} , RC_{3-4} , RC_{5-6}); **BLC2** : (NOAA OLR RC_{9-10} , RC_{11-11} , RC_{16-16} , RC_{18-19} , RC_{21-22} , RC_{25-26})

BLC3 : (NOAA OLR RC_{7-8} , RC_{12-13} , RC_{14-15} , RC_{17-17} , RC_{20-20} , RC_{23-24})

SSA des périodicités inférieures à 4 jours. En conclusion, durant la saison SOND au dessus de l'Afrique Centrale, l'activité convective et pluvieuse est régie par trois principales échelles de variabilité à savoir : 17-90 jours, 7.5-17 jours et 2-7.5 jours.

La figure 5.12 présente la distribution spatiale de la variance de l'OLR-NOAA, pour la saison SOND, correspondant à chacune des échelles de variabilité détectées. Leur rapport avec la variance du signal 2-90 jours est également représenté.

Le signal 2-7.5 j représente la plus grande part du signal intrasaisonnier dans la bande équatoriale à l'exception de l'océan indien. Le maximum est enregistré au dessus de l'Afrique Centrale avec une contribution de l'ordre de 70 à 80% au signal 2-90 jours. Le second maximum est observé au dessus de l'Amazonie. Le signal 7.5-17 j pour sa part présente une contribution faible dans la bande équatoriale, les maxima sont localisés en 20°N et 20°S et représentent des contributions de l'ordre de 30 à 40%. L'activité du signal 17-90 j représente le mode dominant au dessus de l'océan Indien et couvrant l'Afrique de l'Est.

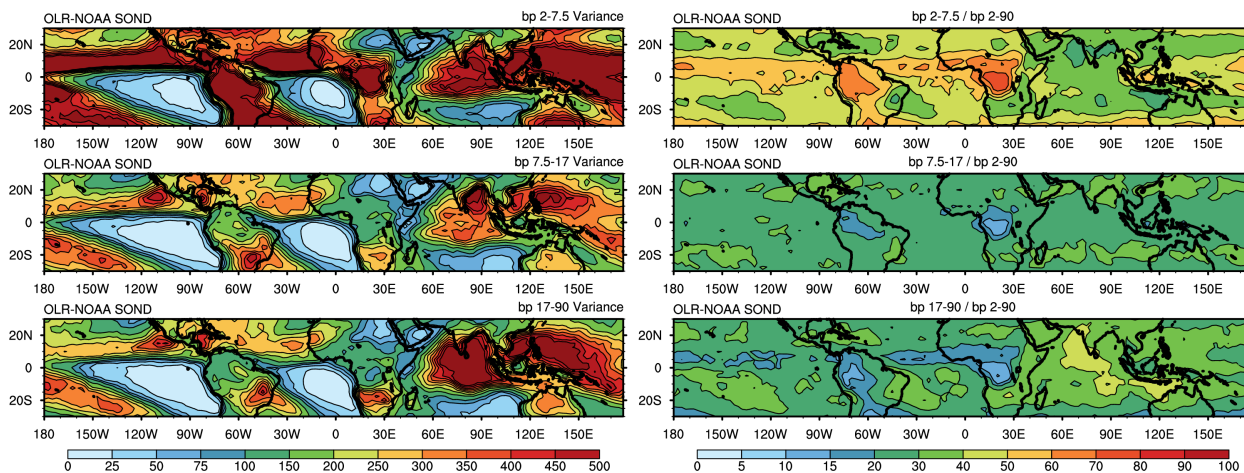


FIG. 5.12 – *A gauche* : Cartes de Variance OLR-NOAA, sur la période Septembre-Décembre, des signaux filtrés 2-7.5 j, 7.5-17 j, 17-90 j. *A droite* : Idem que les panneaux de gauche mais rapporté à la variance du signal 2-90 j.

5.3 Analyse spatio-temporelle des principaux modes de variabilité

La section 5.2 a mis en lumière l'existence de modes propres associés pour l'essentiel à des structures dynamico-convectives se propageant vers l'Est. Dans cette section, nous nous proposons de mener une étude plus approfondie basée sur l'influence (pour les trois échelles détectées) de l'activité des ondes équatoriales.

5.3.1 Analyse spectrale espace-fréquence des ondes équatoriales actives

Les analyses de régressions des champs dynamiques, convectifs et pluvieux sur l'indice de référence ont mis en lumière une tendance des anomalies à rester confinées dans la bande équatoriale à se déplacer vers l'Est. La structure dynamique a montré une organisation cohérente avec celle des ondes équatoriales convectives. Nous avons réalisé l'analyse spectrale espace-fréquence pour mettre à jour les ondes équatoriales durant la saison de Septembre à Novembre. La figure 5.13 présente le résultat de cette analyse, entre 15°S et 15°N, pour les composantes symétrique (1^{ère} ligne) et antisymétrique (2^{ème} ligne) du champ d'OLR-NOAA sur les mois Août-Janvier de chacune des années 1979 et 2010. Afin de déterminer de façon précise les signaux actifs sur l'Afrique Centrale, cette analyse a été conduite en considérant soit l'ensemble des longitudes du globe (1^{ère} colonne), soit sur des domaines plus restreints en longitude (- 2^{ème} colonne, 90°W-60°E ; - 3^{ème} colonne, 60°W-30°E) mais contenant la zone d'étude.

Les spectres montrent une dominance des signaux symétriques, avec des signaux se propageant principalement vers l'Est (nombre d'onde positif). En dehors des composantes antisymétriques, la puissance des signaux augmente avec la restriction du domaine. Le spectre de

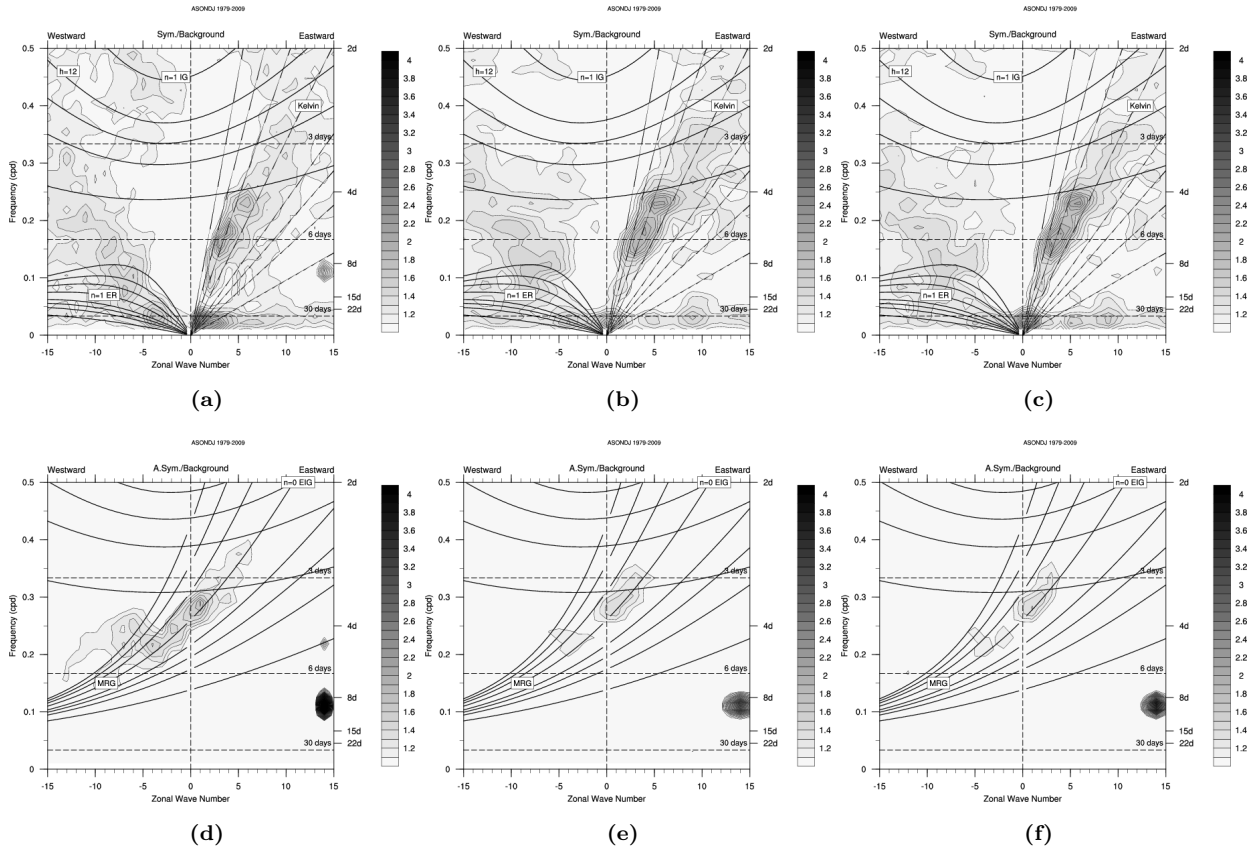


FIG. 5.13 – Spectre d'énergie fréquence-nombre d'onde pour la période Août à Janvier pour les champs d'OLR-NOAA (1979-2010) sommé entre 15°S et 15°N. Il s'agit des rapports des composantes symétrique (1^{ère} ligne) et antisymétrique (2^{ème} ligne) du spectre brut par le spectre du bruit rouge de fond, [il est à noter que le bruit de fond est calculé sur toute la longueur de la série ; voir Wheeler and Kiladis (1999) pour plus de détails]. La première colonne représente le résultat obtenu en tenant compte de toute les longitudes du globe. La deuxième colonne est le spectre calculé pour les longitudes de 90°W à 60°E. La troisième pour un domaine plus restreint de 60°W à 30°E. Les valeurs présentées le sont par pas de 0.1 et commencent à 1.0, avec la teinte à partir de 1.1 (seuil à partir duquel le signal est significatif à 95%). Les courbes indiquent les relations de dispersion des ondes équatoriales pour des profondeurs équivalentes différents (2, 5, 8, 12, 25, 50, 90 et 180 m pour les ondes de Kelvin et celles de Rossby équatoriale et 2, 5, 8, 12, 25 m pour les ondes d'inertio-gravité). *On note la présence sur les panneaux a), d), e) et f) de forts pics erronés autour de la périodicité 8 jours et nombre d'onde 14. Ils ne doivent pas pris en compte dans l'interprétation car il s'agit d'artefacts, introduit par les caractéristiques orbitales des satellites polaire de la NOAA (Wheeler and Kiladis 1999).*

la composante antisymétrique montre des pics correspondant aux ondes d'inertie gravité se propageant vers l'Est (EIG) et aux ondes mixtes de Rossby-Gravité (MRG). La composante symétrique présente des pics dans les domaines couvrant les ondes de Kelvin, de Rossby. On note également des pics correspondant aux ondes d'Inertie Gravité se propageant vers l'Ouest (WIG) principalement pour le domaine couvrant l'ensemble des longitudes. Les domaines restreints en longitude révèlent la présence des ondes est africaines (de périodicité entre 4 et 8 jours, pour des nombres d'ondes entre -10 et -5). Les ondes de Kelvin ont leurs principaux pics à environ 6 jours et entre 4 et 5 jours, avec des pics plus faibles centrés à 3 jours et entre 8 et 15 jours. Des pics de périodicité centrée autour de 25 jours et correspondant aux ondes de Rossby (ER) sont également visibles. Ces mêmes composantes symétriques font apparaître des pics correspondant à la Madden Julian Oscillation (MJO) de périodicité supérieure à 30 jours.

5.3.2 Les échelles de 2-7.5 jours

L'analyse spectrale espace-fréquence réalisée à la figure 5.13 montre pour cette échelle la présence possible des signaux relatifs aux ondes de Kelvin, WIG, TD (onde d'Est), MRG et EIG. La figure 5.14, montre les distributions spatiales de la variance associées à chacune d'elles. On notera que pour cette période de l'année les ondes WIG sont celles qui contribuent le moins à la variabilité de l'activité convective au dessus de l'Afrique Centrale. Les ondes Kelvin et EIG présentent une forte variabilité au dessus du bassin du Congo et de l'Amazonie, et ces pôles de maximum de variance coïncident avec ceux du signal 2-7.5 j.

D'autres maxima régionaux sont présents au dessus de l'Atlantique et du Pacifique. Les ondes MRG ont leur maximum au dessus du Pacifique et un deuxième pôle de variance au dessus de l'Atlantique. Les ondes d'Est (TD) ont un maximum océanique s'étendant jusqu'au dessus du bassin du Congo et coïncidant avec le pôle de variance du signal 2-7.5 j.

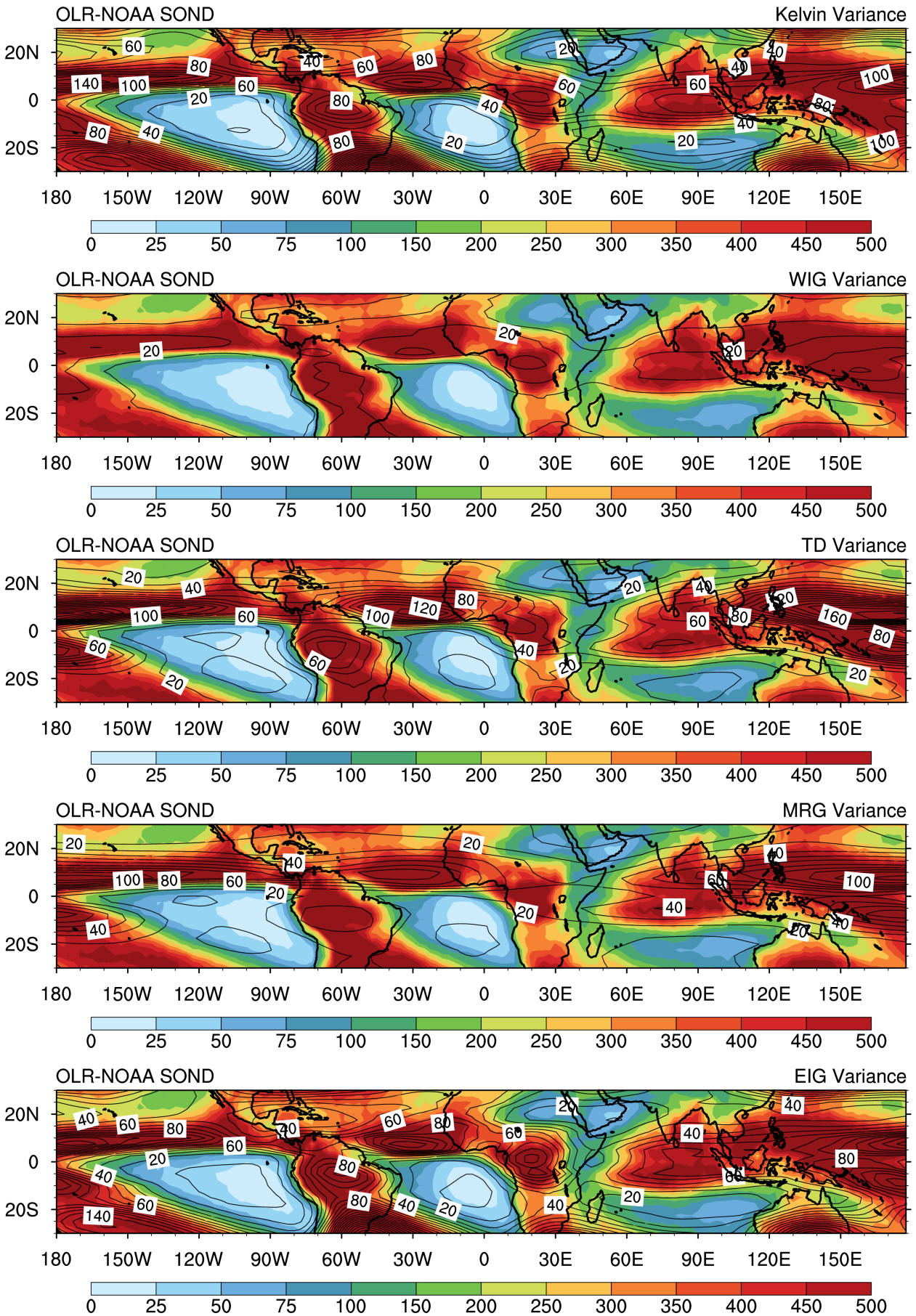


FIG. 5.14 – Cartes de Variance OLR-NOAA, sur la période Septembre-Décembre, du signal 2-7.5 j (couleur), avec superposés (en contours, de haut en bas) les composantes Kelvin, WIG, TD, MRG, EIG.

Le but principal de cette section étant l'analyse des structures spatio-temporelles associées à la bande 2-7.5 jours au cours de la saison SOND, nous allons examiner le lien de celles-ci avec la dynamique des ondes équatoriales. Nous avons réalisé les séquences temporelles de régression des champs désaisonnalisés sur l'indice de référence filtré 2-7.5 j. La figure 5.15 montre l'évolution temporelle de la moyenne régionale (sur le domaine [5°S-5°N/10°E-30°E]) de cette régression pour l'OLR-NOAA désaisonnalisé et pour les ondes équatoriales pour l'échelle 2-7.5 j.

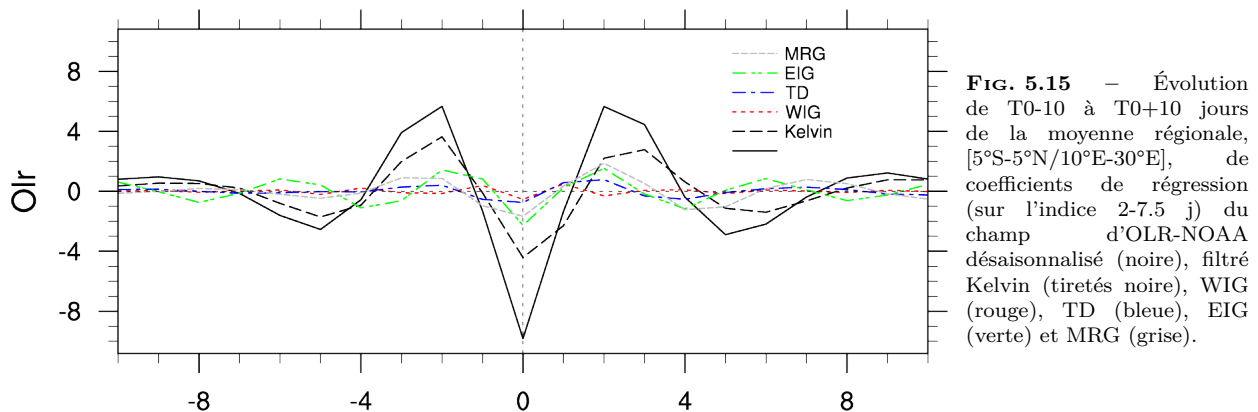


FIG. 5.15 – Évolution de T0-10 à T0+10 jours de la moyenne régionale, [5°S-5°N/10°E-30°E], de coefficients de régression (sur l'indice 2-7.5 j) du champ d'OLR-NOAA désaisonnalisé (noire), filtré Kelvin (tireté noire), WIG (rouge), TD (bleue), EIG (verte) et MRG (grise).

L'onde de Kelvin est celle qui a la plus forte signature dans l'empreinte du signal 2-7.5 j avec une contribution d'environ 45%, puis suivent les ondes MRG et EIG avec des contributions d'environ 20% chacune. Les ondes d'Est (TD) présentent une bonne corrélation, mais comme les ondes WIG, elles ont une empreinte relativement faible. Ainsi dans la suite on ne s'intéressera qu'aux contributions des ondes de Kelvin, EIG et MRG. Les panneaux de la figure 5.16 montrent les structures de régression de T0-3 à T0+3, a) pour les champs désaisonnalisés de Température de brillance (Tb-CLAUS), OLR-NOAA filtré Kelvin et de vent divergent à 200 hPa, b) les champs désaisonnalisés de pluie (TRMM), de géopotentiel et de vent à 925 hPa, c) les champs filtrés Kelvin d'OLR NOAA, de géopotentiel et de vent à 925 hPa. L'échelle 2-7.5 jours est dominée par des structures dynamiques et convectives se propageant vers l'est en accord avec la structure des ondes de Kelvin (voir figure 5.16.c). Le signal émergent combine l'intensification des activités convectives et pluvieuses avec une forte divergence du vent en altitude (voir figure 5.16.a). Dans les basses couches, l'arrivée par l'ouest des structures de forts géopotentiels renforce la convergence du vent zonal (5.16.b). L'onde de Kelvin modulant cette gamme de variabilité a une vitesse de phase estimée à 13 $m.s^{-1}$ et une périodicité de l'ordre de 5 à 6 jours. Si pour cette gamme d'échelle l'organisation des structures est modulée par l'onde de Kelvin, l'analyse spectrale espace-fréquence montre un possible impact des ondes EIG et MRG. Si l'onde EIG contribue au renforcement vers l'Est des structures, les ondes MRG montrent l'existence des systèmes se propageant vers l'Ouest. Les panneaux de la figure 5.17 montrent les mêmes champs que ceux de la figure 5.16.c mais pour les ondes EIG et MRG respectivement.

La régression des champs représentant la composante EIG et présentée à la figure 5.17.a

met en évidence des structures se propageant vers l'Est. Si cette propagation est attendue, il est aussi théoriquement attendu que le champ convectif soit en quadrature avec le champ de pression et la composante zonale du vent. Selon cette même théorie les pôles de convection sont antisymétriques par rapport à l'équateur et se combinent avec un flux divergent dont la courbure vient de (penche vers) l'équateur pour un renforcement (affaiblissement) de l'activité convective. La figure 5.17.a présente des structures assez proches de celles de la théorie (en particulier à T0-2 et à T0-1). A T0-1, l'initiation de la convection, au dessus du golfe de Guinée, est associée avec l'arrivée par l'Ouest de fort géopotentiels et à un vent venant de l'équateur. La vitesse de phase est de l'ordre de 17.5 m.s^{-1} , pour une longueur d'onde de 5000 km environ et une période estimée à 5 jours.

L'analyse des ondes MRG présentée à la figure 5.17.b confirme leur propagation vers l'Ouest. La structure théorique prévoit la présence combinée de gyres atmosphériques centrées sur l'équateur et de pôles antisymétriques de convection. Pour ce qui est des observations, la disposition des structures convectives et dynamiques n'est pas très claire. En effet la structure met en évidence dans les basses couches un champ de pression en quadrature de phase avec la composante méridienne du vent et avec le pôle convectif centré sur le bassin du Congo. Les structures mises en évidence se déplacent avec une vitesse de phase de l'ordre de 17.4 m.s^{-1} pour une longueur d'onde d'environ 8000 km et une périodicité de 6 jours.

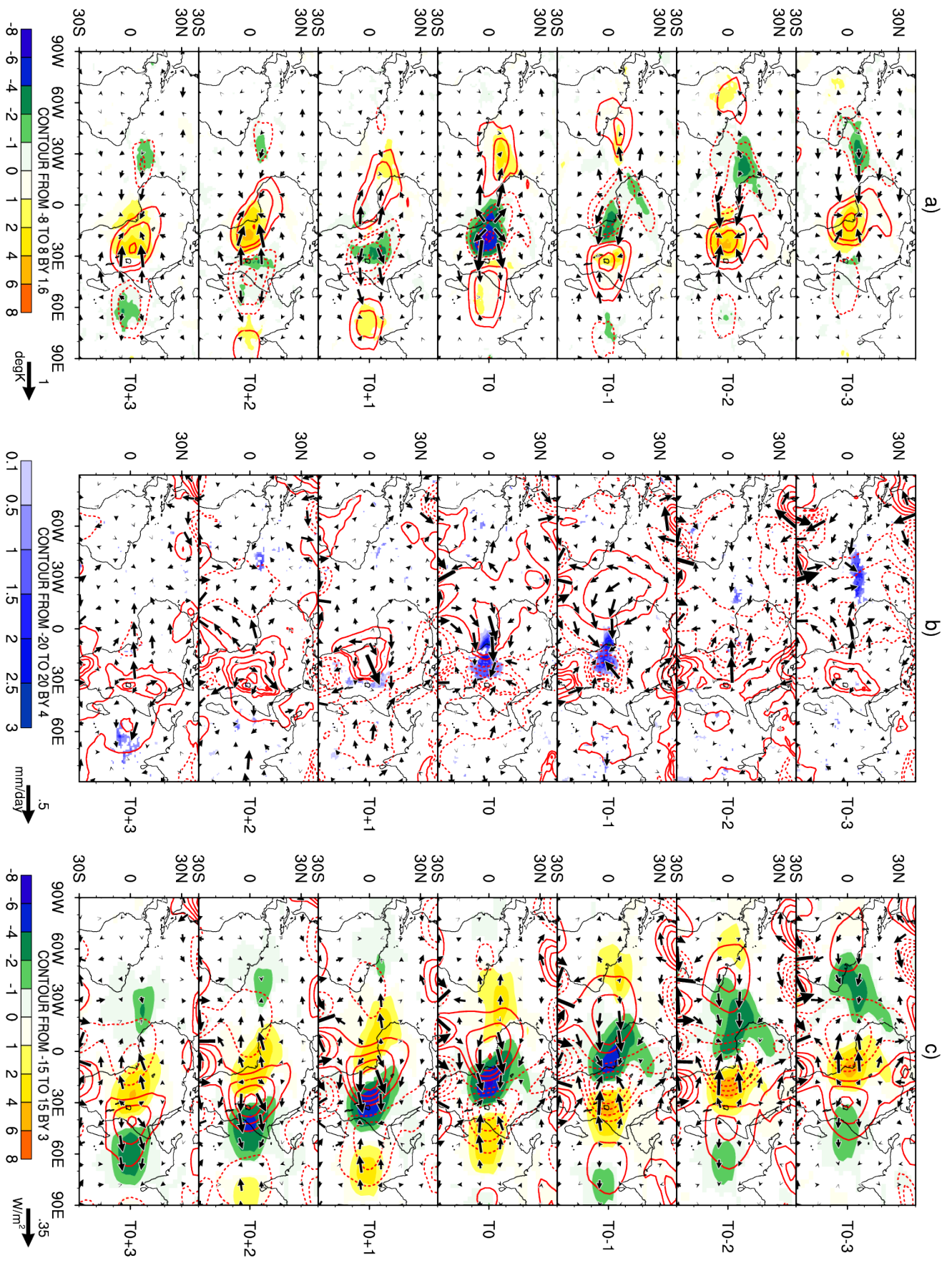


Fig. 5.16 – Séquence temporelle (de T0-3 à T0+3 par pas de 1 jours) de la régression, pour la période SONND, des champs désaisonnalisés sur l'indice de référence OLR NOAA, filtré 2-7.5 jours et standardisé. a) TP-CLAUS (couleurs, $degK$), OLR-NOAA (contours, $W.m^{-2}$), vent divergent à 200 hPa (vecteurs, s^{-1}), b) Pluie TRMM (couleurs, $mm.j^{-1}$), géopotential (contours, $m.gpd$) et vent (vecteurs, $m.s^{-1}$) à 925 hPa. c) Composantes Kelvin (CCEK) filtré 2-7.5 jours des champs OLR-NOAA (contours), géopotential (contours) et vent (vecteurs) à 925 hPa. Seules les valeurs significatives à plus de 90% des champs en couleurs sont présentées. Pour des besoins de clarté, aucune significativité n'a été appliquée aux contours et aux vecteurs. Les échelles des contours et vecteurs sont indiquées.

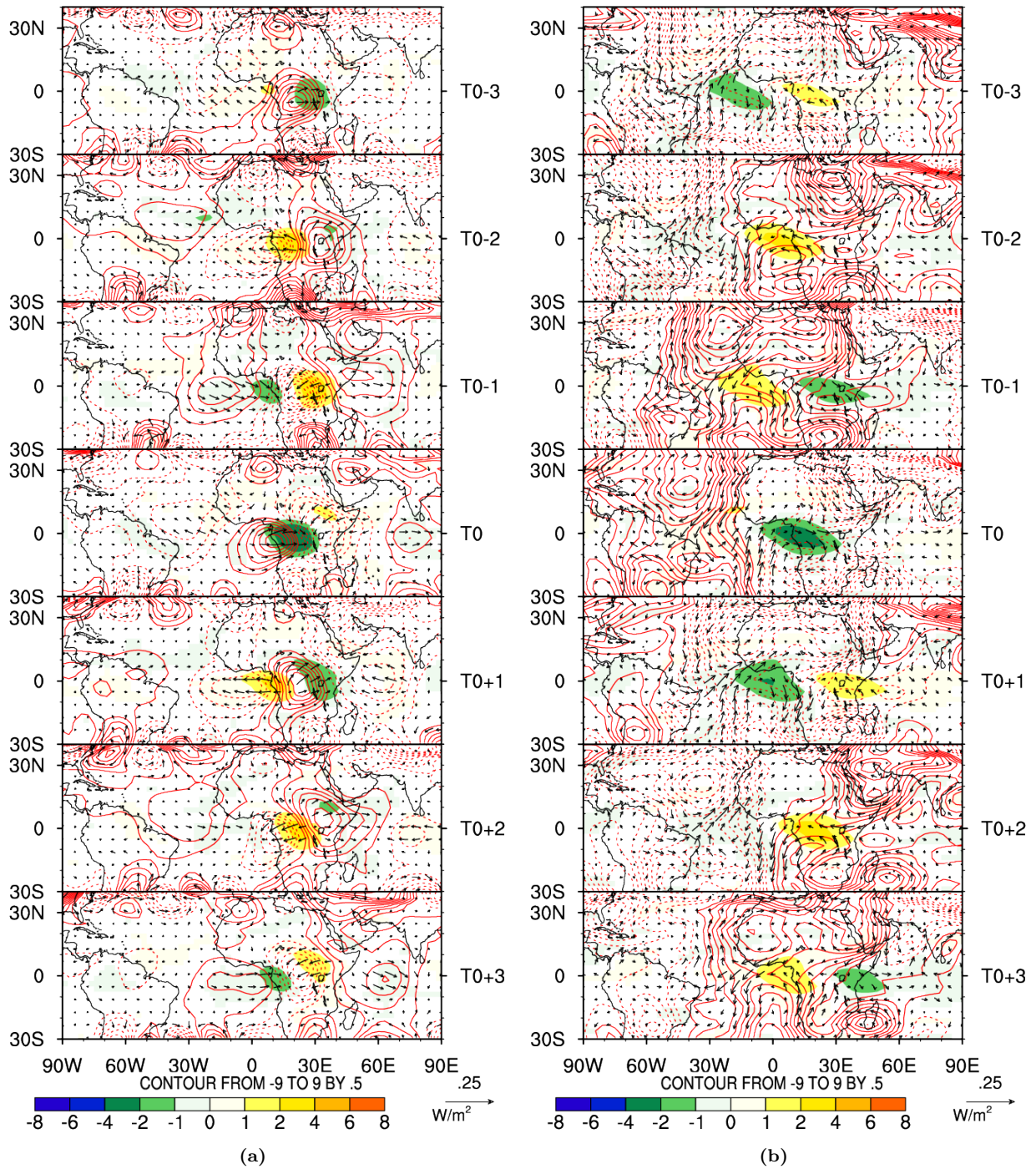


FIG. 5.17 – Idem figure 5.16.c mais pour les composantes EIG et MRG.

5.3.3 Les échelles de 7.5-17 jours

Cette section porte sur l'analyse des structures convectives et dynamiques de la bande de variabilité 7.5-17 jours au cours de la saison SOND. La décomposition espace-fréquence révèle que cette échelle de temps est régie par la dynamique des ondes de Kelvin et Rossby Equatoriales. La figure 5.18 montre les contributions relatives de chacune d'elles. Pour le champ de variance du signal 7.5-17 jours, les maxima sont localisés sur l'océan Indien et sur le bord Est du Pacifique. On notera également la présence d'un autre maximum dans le golfe du Mexique et d'un maximum secondaire au dessus de l'océan Atlantique.

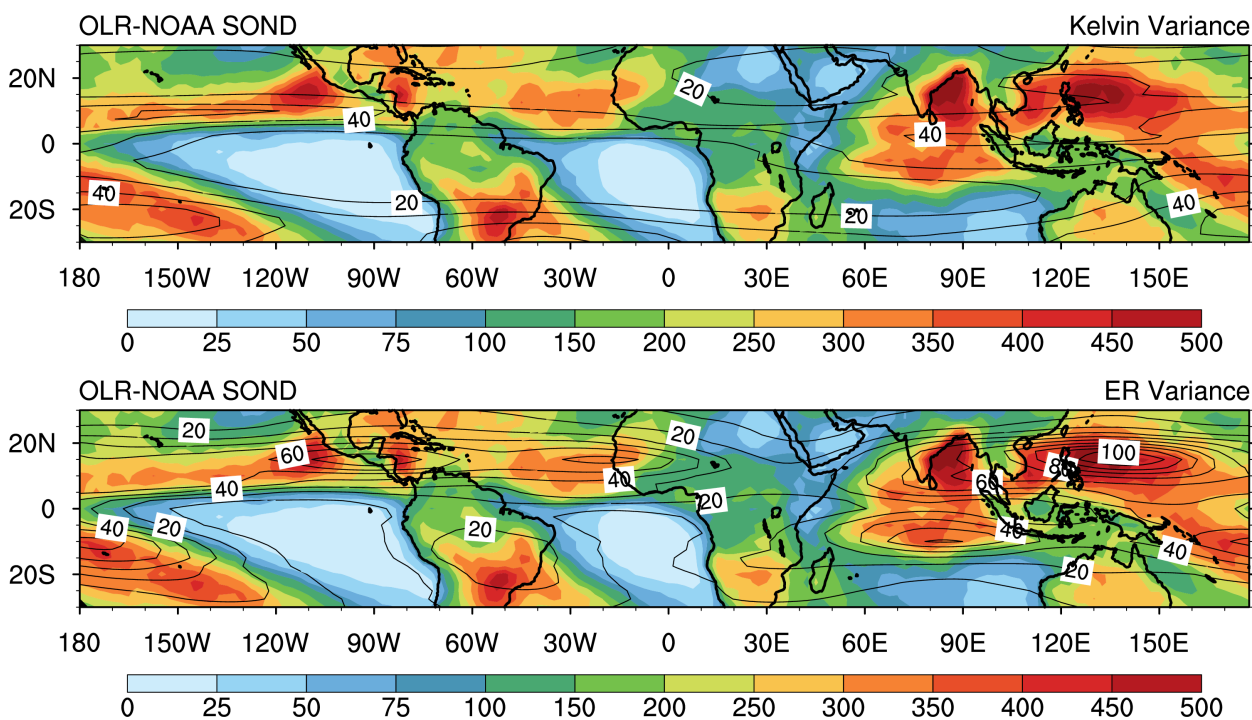


FIG. 5.18 – *A gauche* : Carte de Variance OLR-NOAA, sur la période Septembre-Décembre, du signal filtré 7.5-17 j (couleur) avec superposé, en contours, la variance de la composante Kelvin. *A droite* : champ de couleur identique à celui de mais les contours correspondent à la variance de la composante ER du signal 7.5-17 j.

Ces pôles de maximum de variabilité du signal 7.5-17 j coïncident avec ceux de la composante Rossby. La composante Kelvin présente un maximum dans le Pacifique et coïncidant avec un maximum secondaire du signal 7.5.17 j. Comme pour le signal 2-7.5 j, nous avons réalisé la régression des champs désaisonnalisés sur l'indice filtré 7.5-17 j avec pour but de mesurer l'empreinte de la dynamique des ondes équatoriales sur cette bande de variabilité. La figure 5.19 montre l'évolution temporelle de la moyenne régionale (sur le même domaine [5°S-5°N/10°E-30°E]) de cette régression pour l'OLR-NOAA désaisonné et pour les composantes Kelvin et Rossby du signal 7.5-17 j.

Pour cette de gamme de variabilité, la composante Kelvin contribue le plus à l'empreinte du signal avec une participation à l'amplitude de l'ordre de 50%. De plus elle présente un décalage de -1 jour par rapport au signal désaisonné. Le signal ER présente une corrélation faible au signal 7.5-17 j et présente une amplitude bien trop faible et ne peut être pris en

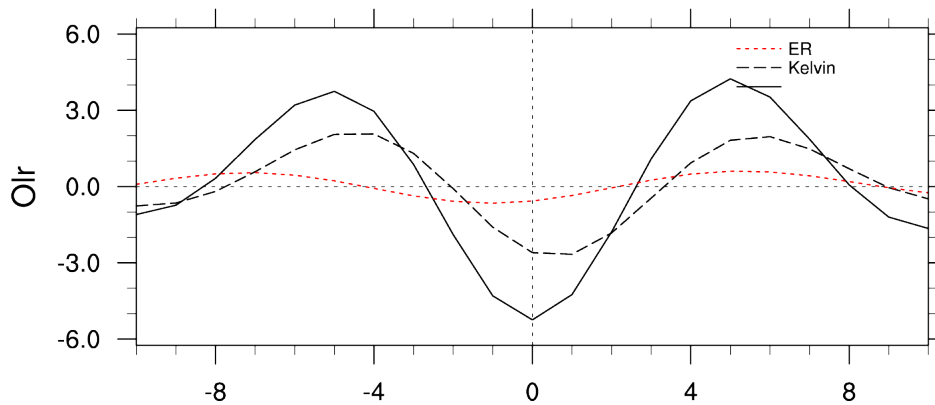


FIG. 5.19 – Évolution de T0-10 à T0+10 jours de la moyenne régionale, [5°S-5°N/10°E-30°E], de coefficients de régression (sur l'indice 7.5-17 j) du champ d'OLR-NOAA désaisonnalisé (noire), filtré Kelvin (tiretés noirs), ER (rouge).

compte. Ainsi nous nous focaliserons uniquement sur la signature des ondes de Kelvin. La figure 5.20 représente la régression de T0-6 à T0+6 par pas de 2 jours, a) pour les champs désaisonnalisés de Température de brillance (Tb-CLAUS), OLR-NOAA filtré Kelvin et de vent divergent à 200 hPa, b) les champs désaisonnalisés de pluie (TRMM), de géopotentiel et de vent à 925 hPa, c) les champs filtrés Kelvin d'OLR NOAA, de géopotentiel et de vent à 925 hPa. Comme il fallait s'y attendre, elles mettent en lumière la dominance des signaux se propageant vers l'Est avec une forte empreinte de l'onde de Kelvin. Les structures spatio-temporelles ont des extensions zonales plus prononcées, mais restent similaires à celles de l'onde Kelvin, mais avec une longueur d'onde et une périodicité plus grandes par rapport à la figure 5.16. L'onde de Kelvin, modulant l'activité convective à cette échelle, a une vitesse de phase de l'ordre de 16 m.s^{-1} . La période est d'environ 11 jours pour l'OLR désaisonnalisés (voir figure 5.20.a) et pour la composante Kelvin du signal filtré 7.5-17 jours. Pour le champ de pluie celle-ci vaut en moyenne 12 à 13 jours.

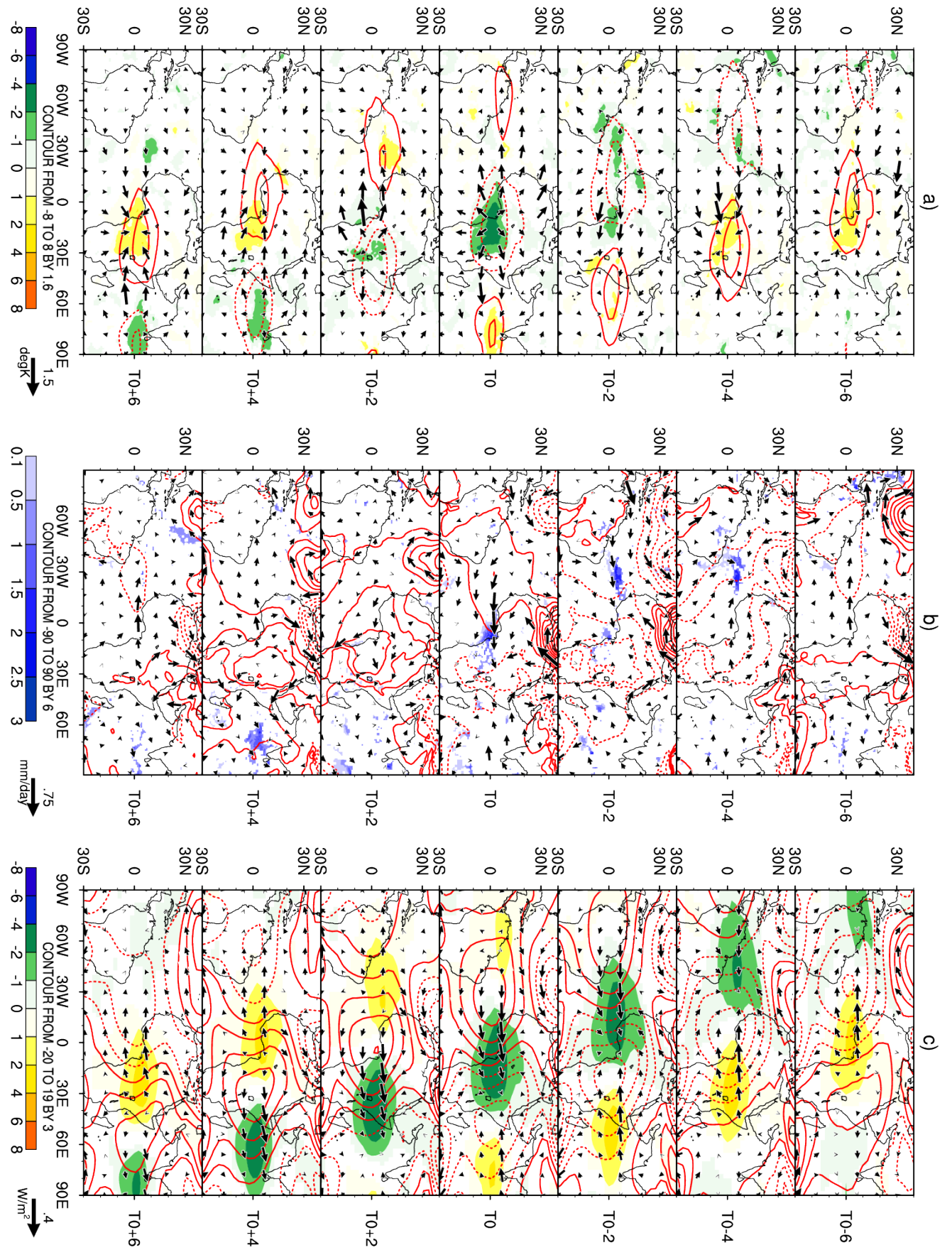


FIG. 5.20 – Idem que la figure 5.16 mais, séquence temporelle de T0-6 à T0+6 par pas de 2j, pour les signaux filtrés 7.5-17 jours et CCEIK (filtré 7.5-17 jours).

5.3.4 Les échelles de 17-90 jours

Pour cette bande de variabilité, l'analyse spectrale a révélé une possible influence des signaux correspondant à la MJO et aux ondes équatoriales de Rossby. La figure 5.21 montre la distribution spatiale de chacune de ces composantes superposées à celle du signal 17-90 jours. Les pôles de maximum de variabilité pour cette gamme d'échelles sont localisés principalement sur l'océan Indien et sur le bord ouest du Pacifique. Des maxima secondaires sont présents au dessus du bassin Atlantique et sur le bord Est du Pacifique. Les pôles de maximum de variabilité des signaux MJO et ER sont colocalisés sur ceux précédemment identifiés pour la bande 17-90 jours avec une contribution dominante pour la composante MJO. Toutefois le positionnement des maxima de cette dernière diffère de ceux observés au cours de la saison MAMJ (voir figure 10 de l'article Kamsu-Tamo et al. (2014)). Au dessus du continent Africain, le pôle de variabilité maximale est localisé entre 10°N et 15°N durant le printemps boréal, et entre 15°S et 10°S durant l'automne boréal.

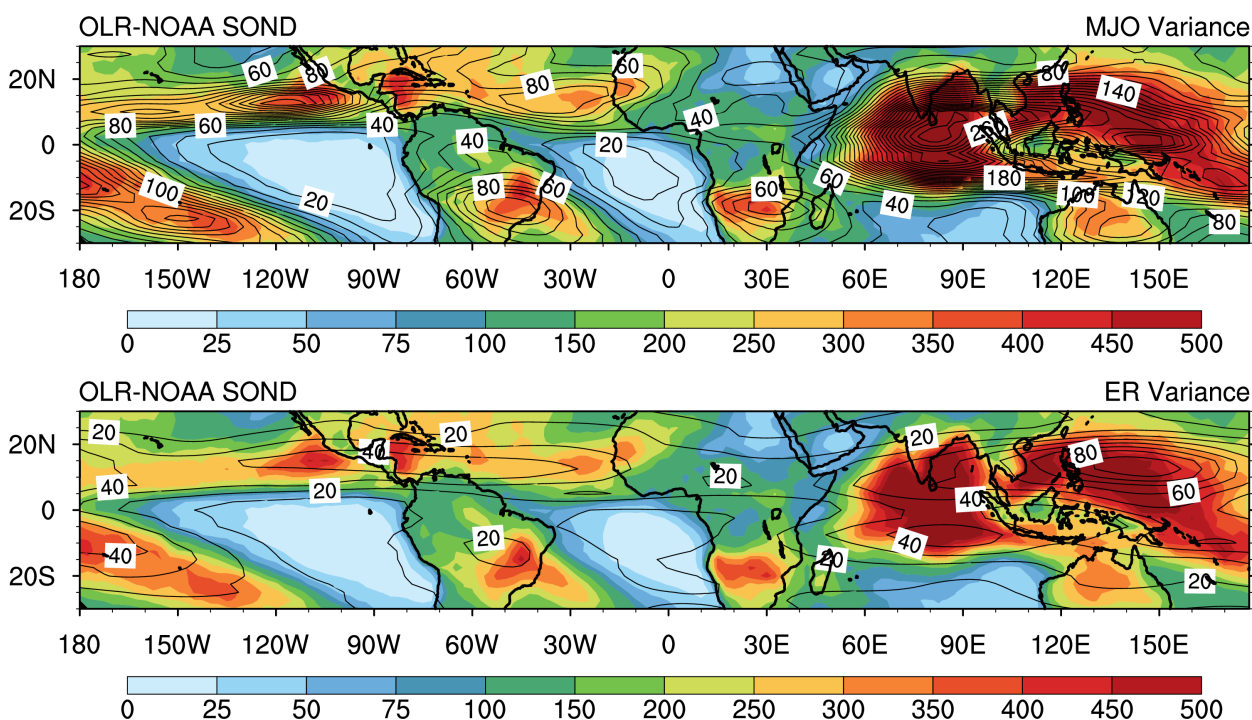
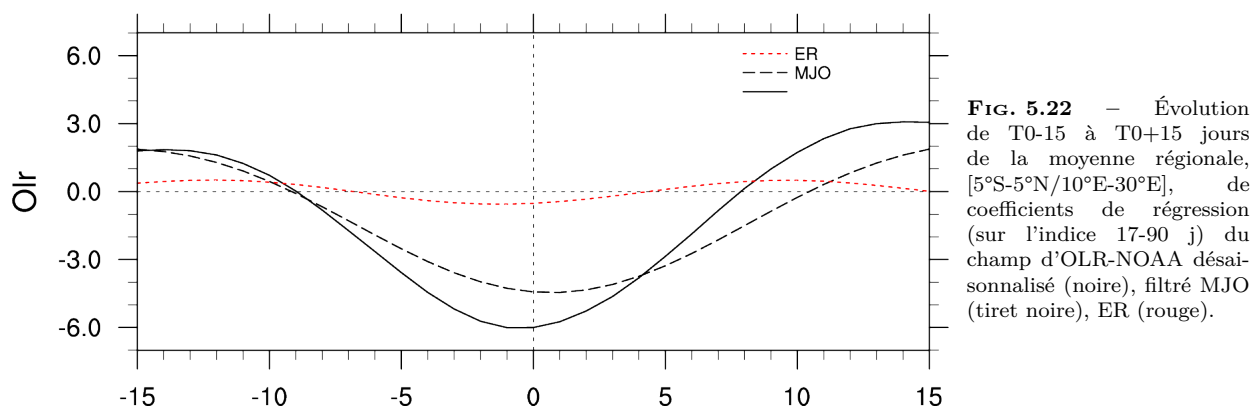


FIG. 5.21 – *A gauche* : Carte de Variance OLR-NOAA, sur la période Septembre-Décembre, du signal filtré 17-90 j (couleur) avec superposé, en contours, la variance de la composante MJO. *A droite* : champ de couleur identique à celui de gauche mais les contours correspondent à la variance de la composante ER du signal 17-90 j.

Comme dans le cas des autres gammes d'échelles, nous avons procédé à l'analyse de régression des champs désaisonnalisés sur l'indice filtré 17-90 j. La figure 5.22 montre l'évolution temporelle de la moyenne régionale de cette régression pour l'OLR-NOAA désaisonné, ainsi que pour les composantes MJO et Rossby du signal 17-90 j. Celle-ci confirme la dominance du signal MJO, sur le bassin du Congo, avec une contribution de l'ordre de 70% à l'amplitude du signal 17-90 j.

Le signal ER y a une signature relativement faible, ce qui nous conduit à ne considérer



dans la suite que l'impact du signal de MJO. L'analyse spatio-temporelle des structures associées au mode 17-90 j est présentée à la figure 5.23. Celle-ci montre la régression de T0-12 à T0+12 par pas de 4 jours, a) pour les champs désaisonnalisés de Température de brillance (Tb-CLAUS), OLR-NOAA filtré MJO et de vent divergent à 200 hPa, b) les champs désaisonnalisés de pluie (TRMM), de géopotential et de vent à 925 hPa, c) les champs filtrés MJO d'OLR NOAA, de géopotential et de vent à 925 hPa. L'organisation spatio-temporelle met en lumière la dominance des signaux se propageant vers l'Est pour cette gamme d'échelle, en accord avec l'analyse espace-fréquence de la figure 5.13. Le signal mis en évidence, présente une large structure convective centrée sur l'océan Indien tout en couvrant l'ensemble du bassin du Congo et illustre la présence d'un pôle de convection accompagné de la divergence des vents d'altitude (Voir figure 5.23.a). L'activité de ce pôle convectif est renforcée par la présence de la convergence de vent, essentiellement zonale, dans les basses couches et le tout baignant dans une zone d'anomalies négatives de géopotential. L'activité convective associée est maximale à T0+9 et son centre d'action se trouve au dessus de l'océan Indien et colocalisée avec le pôle de maximum du signal MJO (Voir 5.23.c). Pour ce qui est de l'activité pluvieuse, aucun signal significatif ne semble apparaître au dessus de l'Afrique Centrale, mais au dessus de l'océan Indien, celle-ci est cohérente avec le pôle de convection qui y est observé. Le signal associé présente les caractéristiques d'une onde quasi-planétaire de périodicité d'environ 40 jours alors que le signal MJO, présentant un retard de 2 jours, a une périodicité de l'ordre de 50 jours.

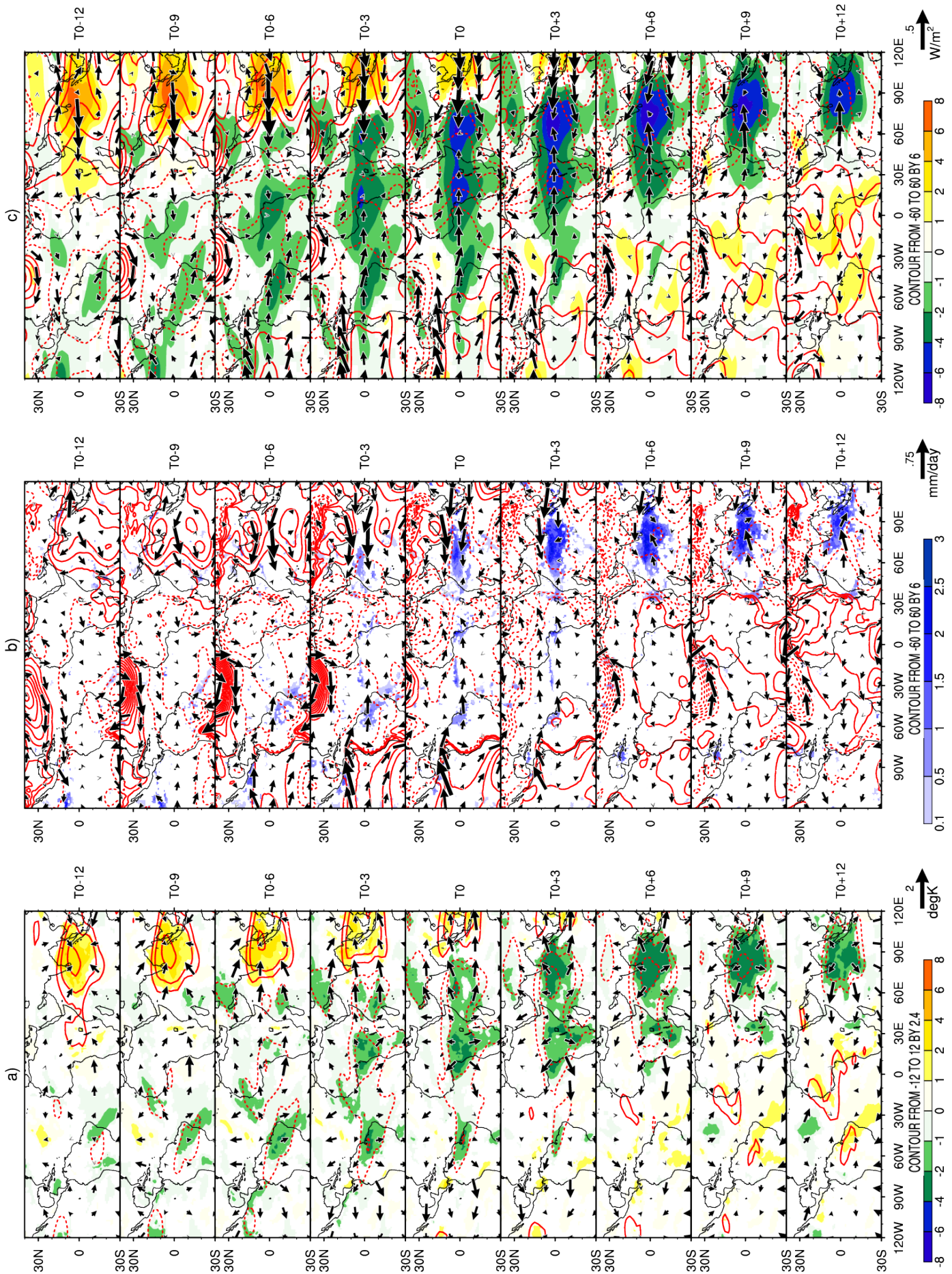


FIG. 5.23 – Idem que la figure 5.16 mais, séquence temporelle de T0-12 à T0+12 par pas de 4j, pour les signaux filtrés 17-90 jours et MJO.

5.4 Conclusion

Dans ce chapitre notre but était l'analyse de la variabilité intrasaisonnière du climat au dessus de l'Afrique Sub-saharienne au cours des mois Septembre à Décembre. Cette analyse s'inscrit dans le cadre de la documentation de la variabilité intrasaisonnière de la convection en Afrique Centrale au printemps (Voir Chapitre 3) et à l'automne. En adoptant la même méthodologie que celle utilisée au chapitre 3, nous nous sommes donc attelés à identifier et décrire les modes principaux de variabilité régissant l'activité convective au dessus de l'Afrique Centrale durant la saison SOND. Les analyses en composantes principales des champs d'OLR-NOAA et de pluie TRMM filtrés 2-90 jours ont permis de localiser, pour cette saison, la région de la variabilité maximale des activités convective et pluvieuse au dessus du domaine $[10.0^{\circ}\text{S}-5.0^{\circ}\text{N}/0.0^{\circ}\text{E}-30.0^{\circ}\text{E}]$ couvrant le golfe de Guinée et le bassin du Congo. L'application de l'analyse SSA à l'indice de référence a permis de le séparer en un ensemble de 15 composantes temporelles représentant ses oscillations propres. L'application de la CAH aux structures spatio-temporelles caractérisant ces modes propres a conduit à les regrouper en 3 modes principaux représentant les périodicités 2-7.5 jours, 7.5-17 jours et 17-90 jours.

La description dynamique de chacune de ces gammes de périodicité a permis de mettre en lumière l'empreinte relative des signaux associés aux ondes de Kelvin, MJO et EIG (en lien avec les signaux se propageant vers l'Est) et MRG (correspond à un signal se déplaçant vers l'Ouest). L'analyse des structures convectives a montré une tendance des structures à se déplacer vers l'Est en lien avec la dynamique propre aux ondes équatoriales de Kelvin (pour les bandes 2-7.5 et 7.5-17 jours), aux ondes EIG (2-7.5 jours) et aussi à la MJO (bande 17-90 jours).

Des analyses menées distinctement sur les mois de Mars à Juin et de Septembre à Novembre, il ressort que les activités convective et pluvieuse au cours de ces saisons sont régies par trois principaux modes de variabilité de gammes de périodicité assez proches. Même si les pôles de maximum de variabilité ne sont pas colocalisés, l'ensemble des modes principaux détectés au cours de chacune des saisons explique 80% de la variance du signal intrasaisonnier. Pour ces deux saisons c'est la grande échelle qui contribue le plus à la variabilité du signal intrasaisonnier, tandis que l'ordre de contribution des deux autres va dépendre de la saison : moyenne (petite) échelle plus importante au printemps (en automne).

Pour ce qui est de la dynamique spatio-temporelle, on note sur l'ensemble des deux saisons une dominance des signaux se propageant vers l'est. L'analyse de l'influence des ondes équatoriales convectives a révélé que :

- ✓ Pour la petite échelle temporelle : au cours du printemps seules les ondes convectives de Kelvin et WIG sont actives avec des contributions relatives de l'ordre de 40% et 7% respectivement. Pour l'automne, aux ondes de Kelvin (dont la contribution reste autour de 40%) il faut ajouter l'influence des ondes EIG et MRG de contribution relatives 20%

chacune.

- ✓ Pour la moyenne échelle temporelle : si le printemps est soumis à l'influence des ondes équatoriales convectives de Kelvin et de Rossby (avec des contributions de 40% et 20% respectivement), l'automne quant à elle ne subit que l'influence des ondes Kelvin avec une contribution de l'ordre de 50%.
- ✓ En ce qui concerne la grande échelle temporelle, au printemps elle est soumise à l'influence des ondes de Rossby (15%) mais principalement à celle du signal de MJO (50%) de périodicité autour de 28 jours. Durant l'automne seule le signal de MJO (de périodicité 50 jours) est présent avec une contribution de l'ordre de 70%.

Prévisibilité des principaux modes de variabilité détectés au printemps

Sommaire

4.1	Evaluation et validation du modèle WRF	96
4.1.1	Analyse des structures climatologiques	98
4.1.2	Analyse spectrale espace-temps	100
4.1.3	Evolution spatio-temporelle des échelles synoptique à intrasaisonnière	102
4.2	Contribution des ondes équatoriales à la dynamique du mode 8-22 jours	104
4.2.1	Décomposition de l'indice Guinéen d'OLR filtré 8-22 jours	104
4.2.2	Contribution des ondes Equatoriales Convectives de Kelvin	110
4.2.3	Contribution des ondes équatoriales convectives de Rossby	113
4.2.4	Contribution de la composante résiduelle	116
4.3	Analyse Discriminante de l'indice 8-22 jours	121
4.3.1	Le signal Kelvin pur	127
4.3.2	Analyse des signaux Kelvin mixtes	135
4.4	Analyse de sensibilité aux ondes de Kelvin à l'aide du modèle WRF : Cas d'étude du printemps 2007	139
4.5	Conclusion	143

Les analyses réalisées jusqu'ici ont porté sur la caractérisation des modes de variabilité intra-saisonnière régissant les activités convective et pluvieuse durant le printemps et l'automne, sur la côte guinéenne et en Afrique Centrale. Pour chacune de ces saisons, nous avons identifié trois modes principaux de variabilité à l'échelle intrasaisonnière et présentant des gammes de périodicité assez proches. Pour ces deux saisons, c'est la grande échelle qui contribue le plus à la variabilité du signal intrasaisonnier, tandis que l'ordre de contribution des deux autres va dépendre de la saison : moyenne (petite) échelle plus importante au printemps (en automne). Pour ce qui est de la dynamique spatio-temporelle, on note sur l'ensemble des deux saisons une dominance des signaux se propageant vers l'est. Il a été montré que cette propagation est la manifestation des ondes équatoriales convectives dont la nature et les propriétés cinématiques dépendent non seulement des gammes de périodicités considérées,

mais aussi de la saison en cours. Ainsi pour la saison de Mars à Juin, les ondes équatoriales actives sont celles de Kelvin, de Rossby, d’Inertio-Gravité se propageant vers l’Ouest (WIG). Durant l’automne de Septembre à Décembre, on retrouve le signal de Kelvin auquel il faut ajouter celle des ondes d’Inertio-Gravité se propageant vers l’Est (EIG) et aussi celles des ondes mixtes de Rossby-Gravité (MRG). En ce qui concerne la grande échelle, au printemps elle est soumise à l’influence des ondes de Rossby (15%) mais principalement à celle du signal de MJO (50%) de périodicité autour de 30 jours. Durant l’automne seule le signal de MJO (de périodicité autour de 50 jours) est présent avec une contribution de l’ordre de 70%.

L’amplitude des signaux oscillatoires ainsi mise à jour caractérise les phases active et de pause de la convection et de la pluie. Ces phases de la variabilité intrasaisonnière génèrent des épisodes secs ou pluvieux dont l’avènement peut avoir des impacts socio économiques considérables. La prévision de ces épisodes et donc des événements intrasaisonniers est d’un grand intérêt et d’une utilité certaine pour :

- ✓ la prise de mesures dans le cadre de la gestion des ressources en eaux ;
- ✓ les agriculteurs, en les aidant à effectuer les opérations appropriées pour la préservation de leur investissement, de leurs revenus et assurer leur sécurité alimentaire.

Le but de ce chapitre est de se pencher sur la prévisibilité des modes de variabilité intrasaisonnière des activités convective et pluvieuse identifiées au dessus du golfe de Guinée au cours du printemps. L’idée est d’évaluer l’aptitude des produits issus de la base multi-modèles TIGGE (Thorpex Interactive Grand Global Ensemble) dans la prévision des phases de la variabilité intrasaisonnière de la convection sur la côte guinéenne et en Afrique Centrale. Nous nous focalisons donc sur la prévisibilité des variations des enveloppes convective et pluvieuse.

6.1 Distribution spatiale et Temporelle de l’activité pluvieuse dans la base de données TIGGE

Le figure 6.1.a représente la distribution spatiale climatologique de Mars à Juin (de 2008 à 2012) de la pluie et du vent à 925 hPa observés (TRMM et ERAI respectivement). La figure 6.1.b montre les biais pour chacun des modèles de la base TIGGE (les 7 retenus plus leur moyenne d’ensemble) aux échéances de prévisions 1j, 5j et 10 j (9j pour JMA). Le fort biais positif à l’échéance 1j observé pour par le modèle CPTEC exige une interprétation prudente et demande une documentation plus approfondie. Vu que les valeurs obtenues aux autres échéances sont dans les limites de l’acceptable, ce modèle est conservé avec un intérêt pour les échéances supérieures. Les contours de couleurs jaune et rouge matérialisent la position de l’isotach zéro du vent zonal pour les observations et les modèles respectivement.

Pour les champs observés (voir figure 6.1.a), les taux de précipitations les plus élevés sont enregistrés à l’ouest de 10°E, entre l’équateur et 5°N. Pour la partie ouest de l’Afrique

Équatoriale, la circulation de basses couches est sous l'influence de l'anticyclone de Sainte Hélène qui induit des vents de sud-est. Entre 10°W et 10°E ces vents sont déviés vers l'Est lors de la traversé de l'équateur, tandis qu'à l'ouest de 10°W la rencontre entre ces alizés du sud-est et ceux du nord-est engendre des vents zonaux d'est. L'Afrique centrale est également sujette à l'influence d'un flux de sud d'est en provenance de l'Océan Indien. Au regard de la figure 6.1.b présentant les biais des prévisions, il est à noter que la distribution spatiale de la pluie est bien captée par la plupart des modèles. Toutefois, il en ressort indépendamment de l'échéance que les modèles présentent des biais positifs de pluviométrie au large des côtes brésiliennes avec des biais négatifs localisés au dessus du golfe de Guinée. On note également la présence de biais positifs au large de la côte est de l'Afrique. Concernant le vent de surface, eu égard à l'isotach du vent zonal, la structure globale est bien captée par les modèles qui présentent une allure quasi identique à celles des réanalyses.

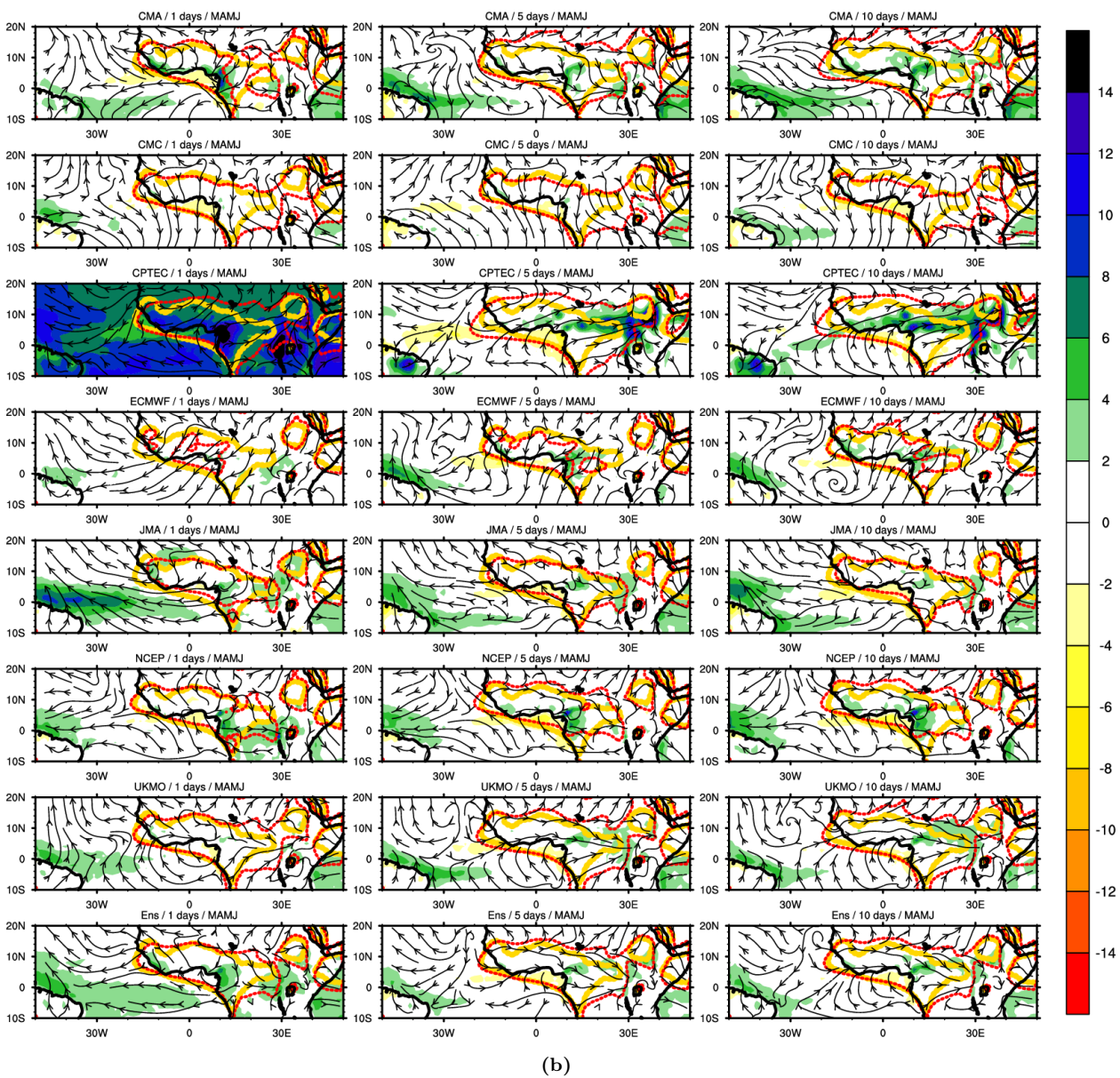
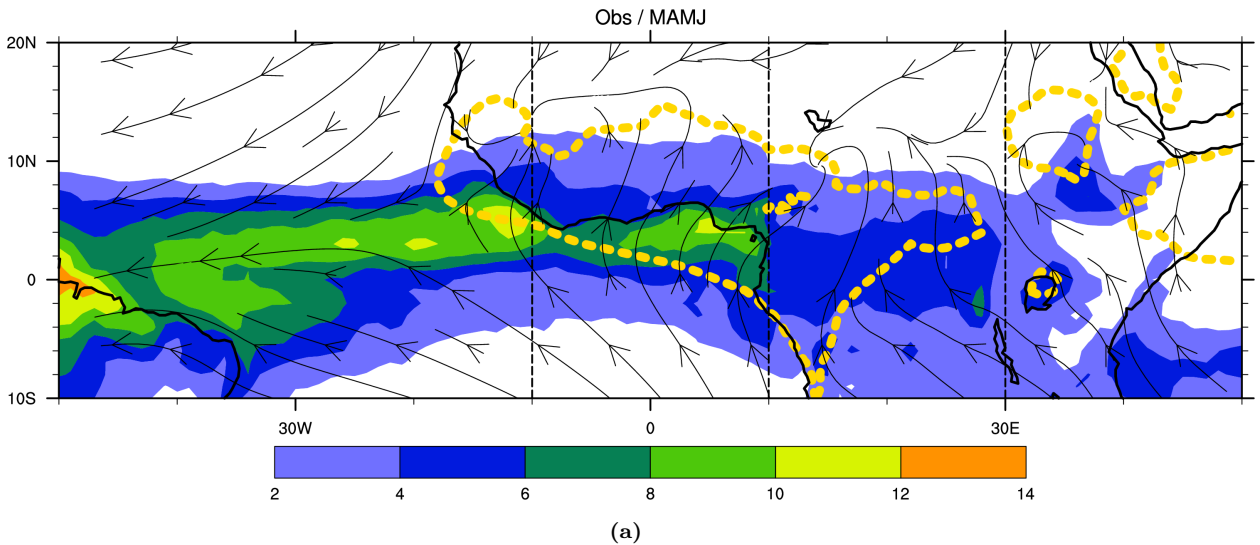


FIG. 6.1 – Distribution climatologique de Mars à Juin (de 2008 à 2012), a) champs observés de pluies TRMM (couleurs) et de reanalyse ERAI de vent à 925 hPa (ligne de courant), le contour rouge matérialise la position de l’isotach zéro du vent zonal. b) Identique à la figure a) mais pour les modèles de la base TIGGE; les colonnes de la gauche vers la droite, représentent les échéances de prévisions à 1, 5 et 10 jours. Sur les lignes du panneau sont représentés le tracé des modèles CMA, CMC, CPTEC, ECMWF, JMA, NCEP, UKMO et ENS. Les contours en tirets jaune et rouge matérialisent la position de l’isotach zéro du vent zonal pour les observations et pour le modèle respectivement.

L'aptitude de la base TIGGE à décrire le cycle annuel des précipitations a été évaluée. Cette évaluation dont le résultat est présenté à la figure 6.2, est effectuée en examinant l'évolution climatologique de la position et de la valeur du maximum pluviométrique cumulé sur 7 jours. Pour ce faire deux transects ont été considérés : l'un sur la bande $[10^{\circ}\text{W};10^{\circ}\text{E}]$ couvrant le golfe de Guinée (voir figure 6.2.a) et l'autre sur la bande $[10^{\circ}\text{E};30^{\circ}\text{E}]$ contenant le bassin du Congo (voir figure 6.2.b). Ce positionnement climatologique du maximum pluviométrique est lié aux mouvements de la ZCIT. Les caractéristiques saisonnières en termes de positionnement sont bien illustrées : en effet comme le montre les observations, elle atteint les latitudes les plus élevées (pour les deux transects) durant l'été boréal. Sur le transect à l'ouest de 10°E , initialement confinée entre l'équateur et 5°N durant les mois de Mars à Juin, la zone de maximum d'activité pluvieuse migre vers le nord vers la fin du mois de Juin en lien avec le saut de la ZCIT. Pour la branche continentale située à l'est de 10°E , initialement situé en dessous de l'équateur, la ZCIT migre progressivement vers le nord à partir de fin Mars pour atteindre ses latitudes les plus élevées dès le mois de Juin. Durant l'été et pour les deux transects, le positionnement du maximum pluvieux est quasi-stationnaire dans la bande 10° - 15°N .

Les différentes caractéristiques de ce positionnement du maximum annuel sont bien détectées par les prévisions de la base TIGGE. Même si le saut nord est bien prédit par l'ensemble des modèles, on note cependant une dérive dans la date d'occurrence, plus l'échéance est élevée plus tôt a lieu le saut. Indépendamment du transect considéré, les premiers mois de l'année (de Mars à Juin) sont marqués par une forte variabilité dans le positionnement des systèmes pluvieux, et cette variabilité augmente avec l'échéance de prévision. Pour les mois de Juin à Septembre, cette variabilité est modérée à l'exception de la prévision à 1j sur la partie ouest du Sahel. Pour ce qui est de la valeur même du maximum pluviométrique, les taux les plus élevés sont enregistrés de Mars à Juin pour le transect Ouest et de Juillet à Septembre pour le transect Est. On note, pour l'ensemble de la région (transects Est et Ouest), une forte variabilité dans la valeurs des taux pour les mois de Juillet à Novembre. D'autre part pour le transect Est, le modèle CPTEC (on ne s'intéresse pas à l'échéance 1j) présente une dynamique pluviométrique similaire à celle du transect Ouest avec les taux les plus élevés durant le printemps.

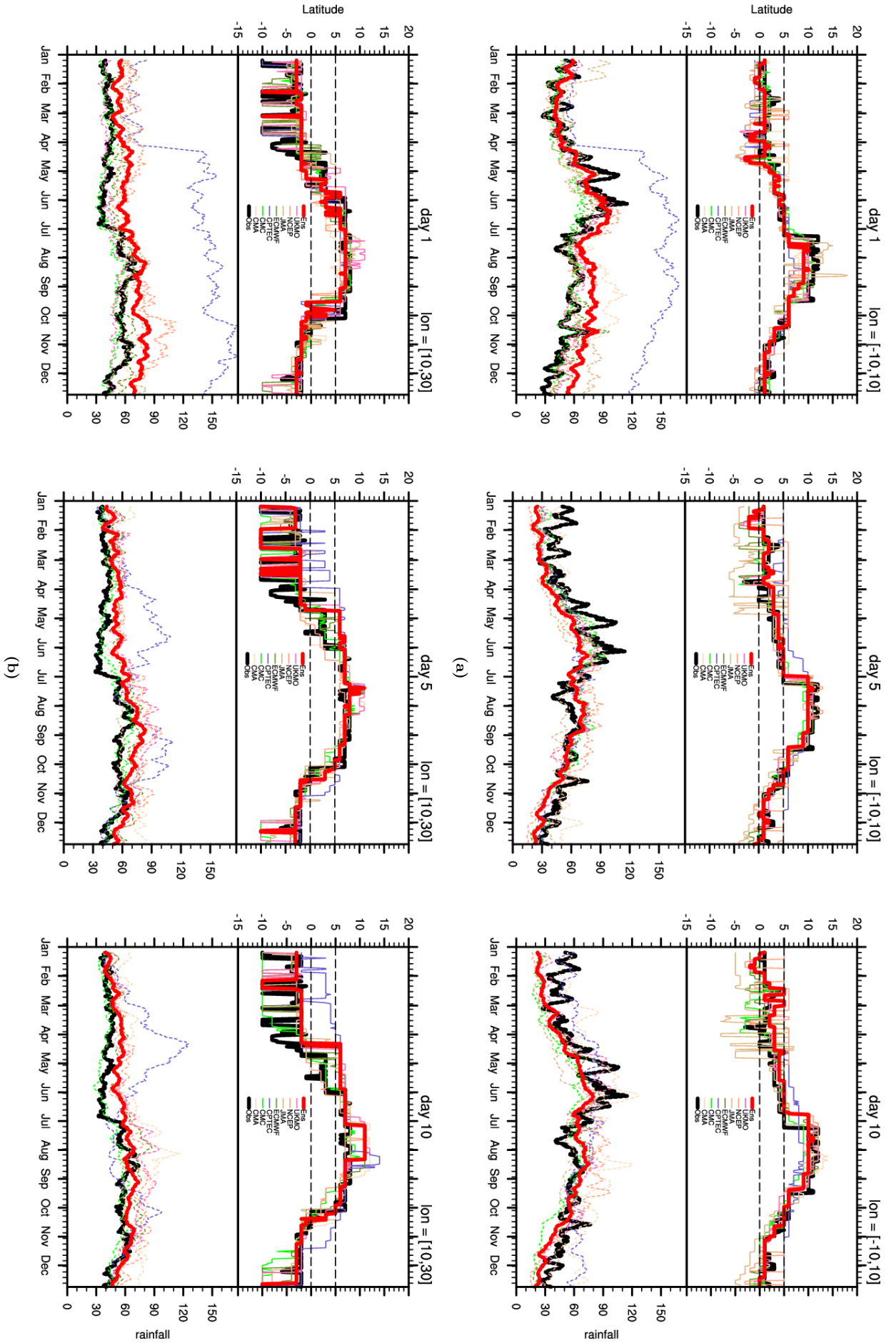


Fig. 6.2 – Evolution climatologique de la position et de la valeur du maximum pluviométrique cumulé sur 7 jours pour la pluie observée (TRMM, courbe noire) et les prévisions par les modèles de la base TIIGGE. Pour chacune des figures le diagramme temps-latitude (panneau du haut) représente la variation du positionnement du maximum, et la série temporelle (panneau du bas) l'évolution de la valeur maximale. Les colonnes représentent le résultat pour les échéances 1, 5, 10 jours respectivement, tandis que les lignes caractérisent l'évolution pour deux transects respectifs. La première ligne caractérise le transect $[10^{\circ}W; 10^{\circ}E]$ et la deuxième le transect $[10^{\circ}E; 30^{\circ}E]$.

6.2 La variabilité intrasaisonnière dans la base TIGGE

Pour l'analyse de la prévisibilité de la variabilité intrasaisonnière des précipitations au dessus du golfe de Guinée durant les mois de Mars à Juin, il est primordial de vérifier la représentativité des structures spatiales qui lui sont associées. Pour cela, l'analyse en composantes principales de la pluie (filtré 2-90 jours) a été réalisée sur un domaine réduit présenté à la figure 6.3.a. Le domaine utilisé pour l'analyse en EOF a été choisi de façon à contenir la zone de construction de l'indice guinéen, précédemment utilisé. La mesure de l'aptitude de chacun des modèles, de la base TIGGE à représenter les structures spatiales du signal intrasaisonnier est réalisée en mesurant leur corrélation aux phases de la première composante principale (PC1) de la figure 6.3.a. Les figures 6.3.b et 6.3.c présentent sous forme de cartes les résultats (sur un domaine plus grand) de cette corrélation pour les observations TRMM et les simulations TIGGE respectivement. L'idée de cette méthode est de pouvoir mesurer la portée spatiale des modes de variabilité détectés par l'ACP sur un domaine plus réduit. En cohérence avec les analyses en composantes principales réalisées au chapitre 3, l'EOF1 met en évidence une structure dipolaire entre le golfe de Guinée et les côtes brésiliennes : illustrant le fait que le renforcement de l'activité pluvieuse au dessus du golfe de Guinée est lié à une baisse d'activité à l'ouest du bassin Atlantique. On note également la présence sur l'est de l'Afrique équatoriale d'un pôle de signe opposé à celui présent sur le golfe de Guinée. De façon générale, les modèles (figures 6.3.c) de la base TIGGE, à l'exception de CPTEC, présentent des structures spatiales similaires à celles des observations. Même si ces structures se dégradent avec l'échéance, les zones de fortes corrélations se retrouvent au niveau des pôles de renforcement et d'affaiblissement de l'activité pluvieuse.

Le tableau 6.1 recense les pourcentages de variances (%) associés aux deux premiers vecteurs propres (EOF1/EOF2) issues de l'ACP des champs de pluies des modèles de la base TIGGE, pour les échéances 1j, 5j et 10j (9j pour JMA). On y retrouve également les scores de corrélations entre les premières composantes principales (PC1) issues de la décomposition en EOF des champs observés et simulés. Sont également référencés, les scores de corrélations entre la PC1 des observations et la PC2 des champs simulés, ceci dans le but de mesurer le degré de similitude entre leurs structures respectives. Les valeurs positives du coefficient de corrélation expriment la similarité entre les structures spatiales. Les valeurs négatives indiquent une quasi bonne colocalisation des pôles de variabilité de signes opposés. Les valeurs nulles marquent le fait que les structures associées sont différentes. La plus forte corrélation entre les PC1 des modèles et des observations est obtenue pour le modèle ECMWF (+0.6), elle est modérée pour la moyenne d'ensemble (Ens, -0.5), mais aussi pour les modèles CMC (-0.4), JMA (+0.4), NCEP (+0.4) et UKMO (+0.5). Pour l'ensemble des modèles de la base, la valeur de cette corrélation diminue avec l'échéance.

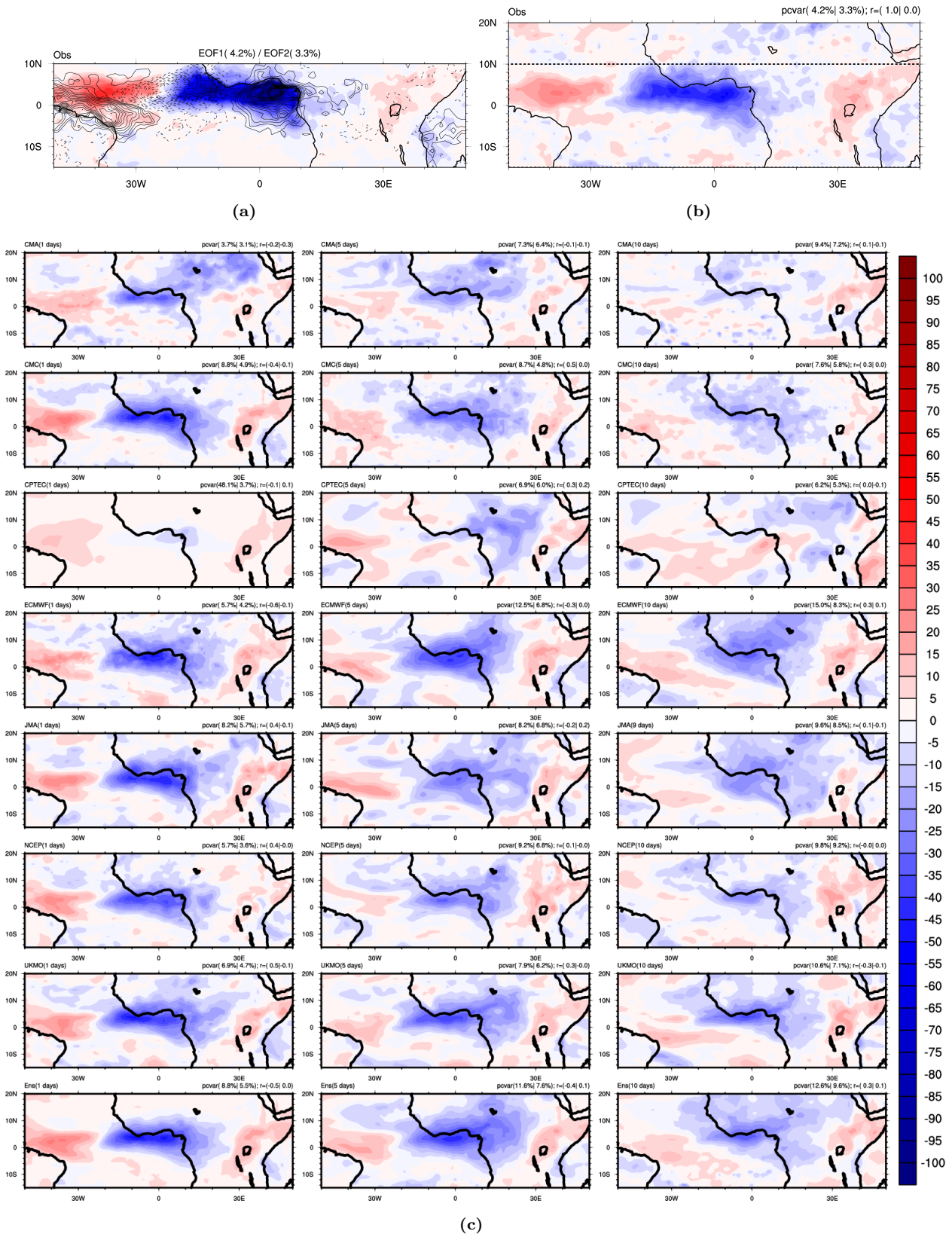


FIG. 6.3 – Coefficients de corrélation entre chacun des points de grilles et la PC1 issue de l’analyse en composantes principales du champ de pluie TRMM (saison MAMJ de 2008 à 2012) filtré 2-90 jours. a) Structure spatiale des deux premiers vecteurs propres (couleur pour EOF1 et contour pour EOF2). Les pourcentages de variance expliqués par les deux premiers vecteurs sont indiqués. b) Coefficients de corrélation pour le champ de pluie observé. c) Identique à b) mais pour les champs prévus aux échéances 1j, 5j et 10j (de gauche à droite) par chacun des modèles CMA, CMC, CPTEC, ECMWF, JMA, NCEP, UKMO et ENS (de haut en bas). Sur le bord supérieur droit de chacune des figures sont indiqués d’une part les pourcentages de variance (*pcvar*) expliqués par les deux premiers vecteurs propres de l’ACP des champs sur le même domaine que la figure a), d’autre part le coefficient de corrélation (r) entre la PC1 (PC2) des différents modèles et la PC1 (PC2) de la pluie TRMM.

TAB. 6.1 – Coefficients de corrélation (r) entre les deux premières composantes principales de l'analyse EOF du champ de pluie TRMM filtré 2-90 jours et celles des modèles de prévisions (voir ligne 1) pour les échéances 1j, 5j et 10j. Pour chacune des échéances, les pourcentages (%) de variance expliquées par les PC1/PC2 de l'EOF des champs de modèles sont données.

		CMA	CMC	CPTEC	ECMWF	JMA	NCEP	UKMO	Ens	
2-90 day	Day 1	%	3.7/3.1	8.8/4.9	48.1/3.7	5.7/4.2	8.2/5.7	5.7/3.6	6.9/4.7	8.8/5.5
		$r=$	-0.2/-0.3	-0.4/-0.1	-0.1/0.1	-0.6/-0.1	0.4/-0.1	0.4/0.0	0.5/0.1	-0.5/0.0
	Day 5	%	7.3/6.4	8.7/4.8	6.9/6.0	12.5/6.8	8.2/6.8	9.2/6.8	7.9/6.2	11.6/7.6
		$r=$	-0.1/-0.1	0.5/0.0	-0.3/0.2	-0.3/0.0	-0.2/0.2	-0.1/0.0	0.3/0.0	-0.4/0.1
	Day 10	%	9.4/7.2	7.6/5.8	6.2/5.3	15.0/8.3	9.6/8.5	9.8/9.2	10.6/7.1	12.6/9.6
		$r=$	0.1/-0.1	0.3/0.0	0.0/-0.1	0.3/0.0	0.1/-0.1	0.0/0.0	-0.3/-0.1	0.3/0.1

Durant les mois de Mars à Juin, la décomposition en composantes principales du champ de pluie tirés des modèles de la base TIGGE et filtré 2-90 jours, met en lumière un pôle régional de variabilité au dessus du golfe de Guinée. Ce pôle est le même que celui décrit par les observations et couvre le domaine délimité par $[2.5^{\circ}\text{S}-7.5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}]$ et identifié au chapitre 3, comme étant la région de plus forte variabilité présent au large de la côte guinéenne durant le printemps. L'analyse spectrale des séries temporelles construites sur cette région, pour chacun des modèles, est réalisée pour les diverses échéances de prévisions (1, 5 et 10 jours) et présentée à la figure 6.4. Le spectre des observations TRMM (courbe noire épaisse) souligne la présence de 3 pics de périodicité significatifs à plus de 90% dans les bandes 2-3 jours, 5-8 jours et 10-15 jours.

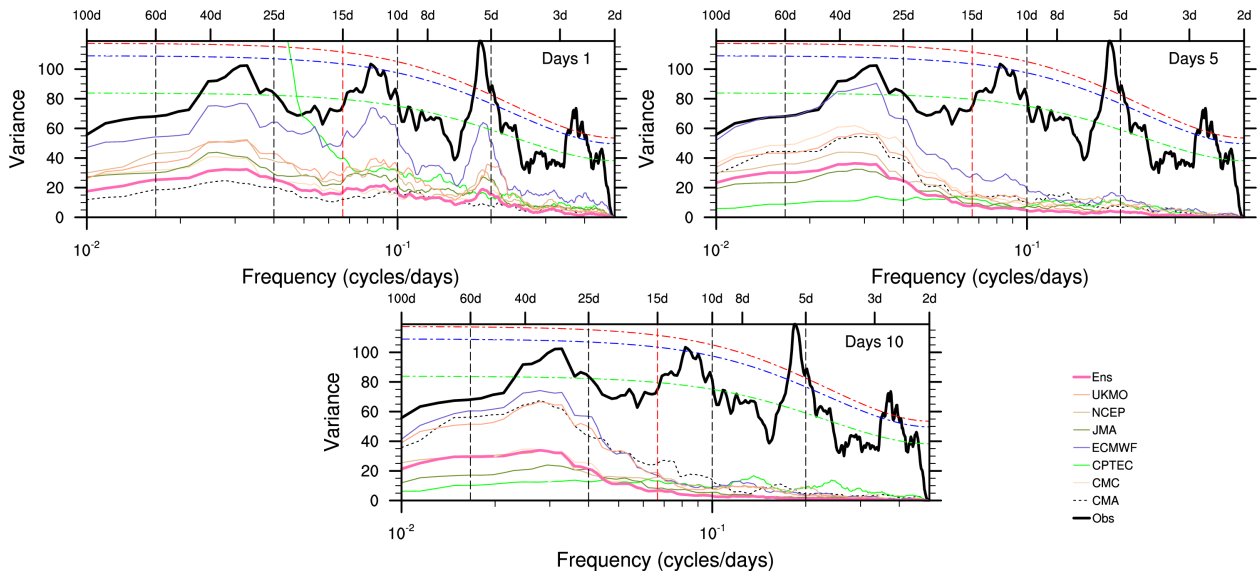


FIG. 6.4 – Analyse spectrale pour la saison MAMJ (de 2008 à 2012) de l'indice de référence tiré des champs de pluie (observé et prévus), construit sur le domaine $2.5^{\circ}\text{S}-7.5^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}$ et filtré 2-90 jours. De la gauche vers la droite et du haut vers le bas les figures représentent les analyses pour les échéances 1, 5 et 10 jours. Les courbes tiretées verte, bleue et rouge représentent respectivement le bruit rouge et les niveaux de significativité de 90% et 95% du spectre des observations.

On note également la présence d'un pic dans la bande 25-40 jours avec une significativité avoisinant 90%. Le pic de maximum de variance est celui dans la bande 5-8 jours, puis viennent ceux des bandes 10-15 jours et 25-40 jours respectivement. L'examen de l'allure de la courbe spectrale permet de confirmer (sans grand risque de se tromper) que les trois principaux modes de variabilité (2-8, 8-22 et 20-90 jours) sont responsables de la variabilité décrites par les modèles. En dehors de ECMWF, les autres modèles de prévision de la

base présentent une variance totale en dessous de celle des observations. A l'échéance 1j, ils présentent tous des pics significatifs (en référence à leurs courbes de significativité non montrées ici) dans les mêmes bandes que celles décrites par les observations. Si pour le modèle moyen (Ens) le spectre est stable d'une échéance à l'autre, pour les autres la part de variance expliquée par les périodicités en dessous de 25 jours décroît avec l'échéance de prévision.

6.3 La prévisibilité des modes de variabilité de l'activité pluvieuse au dessus du golfe de Guinée

Il est question dans cette section d'estimer la prévisibilité des 3 modes de variabilité de l'activité de pluvieuse présents dans la région de l'Afrique Centrale et du golfe de Guinée durant le printemps. Les analyses, menées dans les chapitres précédents et portant sur l'organisation spatiale qui leur est associée ont montré que les principaux modes de variabilité de la convection et de la pluie sont centrés le long de la côte guinéenne avec une faible extension sur l'Afrique Centrale. Il a été montré que ces modes se caractérisent par une dominance de signaux se propageant vers l'Est. Au cours des différentes parties de cette section nous avons réalisé une estimation de l'aptitude des modèles de la base TIGGE à simuler les traits caractéristiques de chacun de ces modes.

L'évaluation en elle même consiste à analyser les structures spatiales issues de la régression de l'indice guinéen de pluie TRMM (filtré pour le mode spécifique) sur les champs de prévision pris à diverses échéances (1j, 5j et 10j). Il est question ici :

- ▣ de comparer les structures de régression des champs observés et ceux des modèles, cela permet de mesurer l'aptitude de ces derniers à simuler les phases spécifiques aux modes visés ;
- ▣ de comparer les structures d'un même modèle pour différentes échéances : cela permet de déterminer l'échéance au delà de laquelle la structure décrite par le modèle s'éloignent de celles observées ;
- ▣ de comparer les modèles entre eux pour en dresser une classification selon leurs performances.

6.3.1 Prévisibilité du mode 2-8 jours :

Nous évaluons la prévisibilité par les modèles de la base TIGGE des phases et structures spatiales associées au mode 2-8 jours. La figure 6.5 présente les structures convective et dynamique issues de l'analyse de régression des champs observés sur l'indice guinéen de pluie filtré 2-8 jours. Les figures 6.5.a et 6.5.b caractérisent les structures lorsque l'indice est rapporté aux champs saisonnalisés et filtrés 2-8 jours respectivement. Sont représentés

l'évolution de T0-3 à T0+3 de la pluie TRMM (en couleur), de potentiel de vitesse (contours) et le vent divergent (vecteurs) à 200 hPa. Les structures associées aux champs désaisonnalisés et filtrés sont très similaires et associent clairement la variation de l'activité pluvieuse avec une enveloppe convective se propageant vers l'Est avec une périodicité de l'ordre de 5 à 6 jours. Le signal ainsi mis en lumière combine l'intensification de l'activité pluvieuse avec une forte divergence du vent en altitude. La structure dynamique (potentiel de vitesse) observée indique que le maximum de divergence en altitude est atteint à T0+1, soit un jour après l'avènement du pic de pluie sur la région.

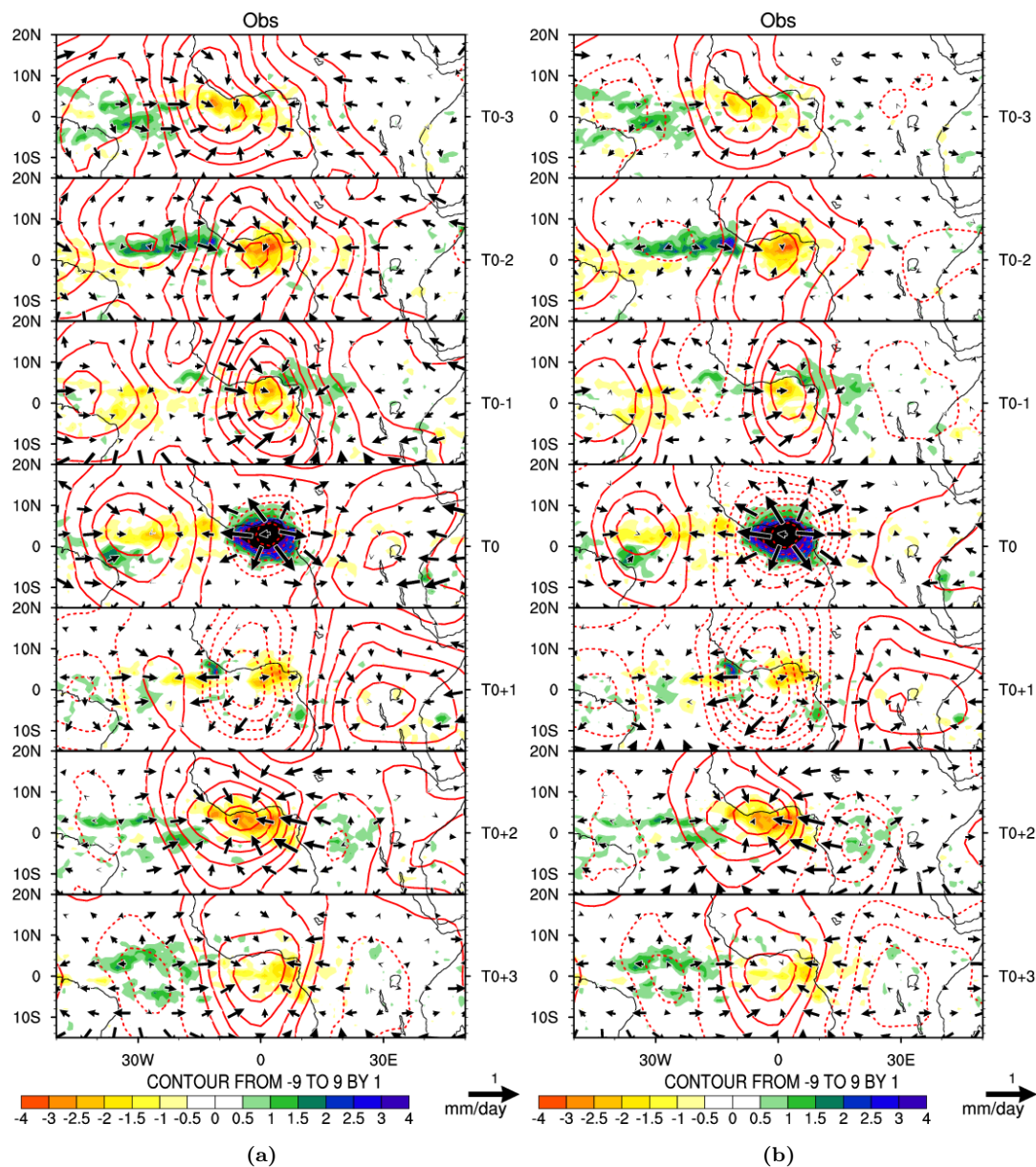


FIG. 6.5 – Séquence temporelle (de T0-3 à T0+3) de la régression, pour les saisons MAMJ (de 2008 à 2012), sur l'indice guinéen de pluie filtré 2-8 jours. a) Les champs désaisonnalisés de pluie TRMM, de vent divergent (vecteurs, s^{-1}) et de potentiel de vitesse (contours, $(m.s^{-1})^2$) à 200 hPa. b) Les mêmes champs, mais filtrés 2-8 jours.

Les figures 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 présentent les champs similaires à ceux de la figure 6.5 et caractérisent les structures de régressions de l'indice guinéen de pluie (TRMM) filtré 2-8 jours

sur les données désaisonnalisées des modèles ECMWF, NCEP, UKMO et Ens. Ce dernier est le modèle d'ensemble représentant la moyenne des 7 modèles retenus dans le cadre de cette étude. Les trois premiers retenus sont ceux issus des centres de prévisions parmi les meilleurs au monde et donc les produits sont les plus utilisés par les services météorologiques africains. Pour chacune de ces figures, sont présentés de la gauche vers la droite les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j. Des figures similaires ont été réalisées pour les modèles CMA, CMC, CPTEC et JMA. Vu qu'elles sont similaires soit aux observations ou soit similaires aux autres modèles, nous allons les commenter en même temps que leurs homologues. Même si l'amplitude de l'activité pluvieuse baisse rapidement avec l'échéance, l'empreinte d'un signal se propageant vers l'est reste bien présente. Selon le modèle de prévision le timing de l'activité pluvieuse peut présenter quelques différences. Pour le modèle UKMO (CMA), l'intensification de l'activité pluvieuse sur le golfe de Guinée survient à T0+1, et donc présente un retard d'un jour par rapport aux autres modèles (CMC, CPTEC, ECMWF, JMA, NCEP, Ens) qui comme les observations enregistrent leur maximum à T0. La structure dynamique (potentiel de vitesse) décrite par la plupart des modèles (à l'exception de JMA) est similaire à celle des observations, divergence d'altitude indiquant que le maximum de divergence en altitude est atteint à T0+1 (T0 pour JMA).

Malgré les biais observés après l'occurrence du maximum pluvieux, les modèles CMC, CPTEC, ECMWF, NCEP et moyen (Ens) décrivent un timing similaire à celui des observations, tandis que l'aptitude des autres modèles dépend du champ considéré.

Les analyses spatiales de la représentativité, menées ci-dessus, montrent une bonne aptitude des différents modèles de la base à reproduire les différentes phases et structures spatiales caractérisant le mode 2-8 jours. Toutefois, aucune information sur la prévisibilité en elle-même n'a pu être tirée jusqu'ici. Pour y arriver, nous proposons une ébauche en terme d'analyse de la prévisibilité de l'indice guinéen. Cela se fait par analyse de la corrélation entre les valeurs observées et simulées (à diverses échéances) de l'indice de pluie. Le résultat est présenté à la figure 6.10. Les scores sont calculés, d'une part sur la base des indices désaisonnalisés (voir fig.6.10.a), d'autre part sur la base des indices filtrés 2-8 jours (voir fig.6.10.b). Les résultats sont présentés pour chacun des cas où le mode 2-8 jours décrit une phase active (humide ou sèche) ou inactive (indice nul). La mesure de la qualité de la prévision est donnée en terme d'échéance de prévisibilité et correspond à l'échéance au delà de laquelle le coefficient de corrélation est inférieur à la valeur 0.5.

Sans surprise pour l'ensemble des modèles de la base et même dans le modèle moyen (Ens), les scores de corrélation décroissent avec l'échéance de prévision et celle-ci est plus rapide dans le cas des signaux filtrés. Par contre il est surprenant d'avoir des scores plus importants pour les indices non filtrés, car ils sont supposés être plus bruités que ceux filtrés. Pour les indices filtrés, indépendamment de la phase du mode, le modèle CPTEC présente les scores les plus faibles, les modèles ECMWF et Ens ont les meilleurs scores.

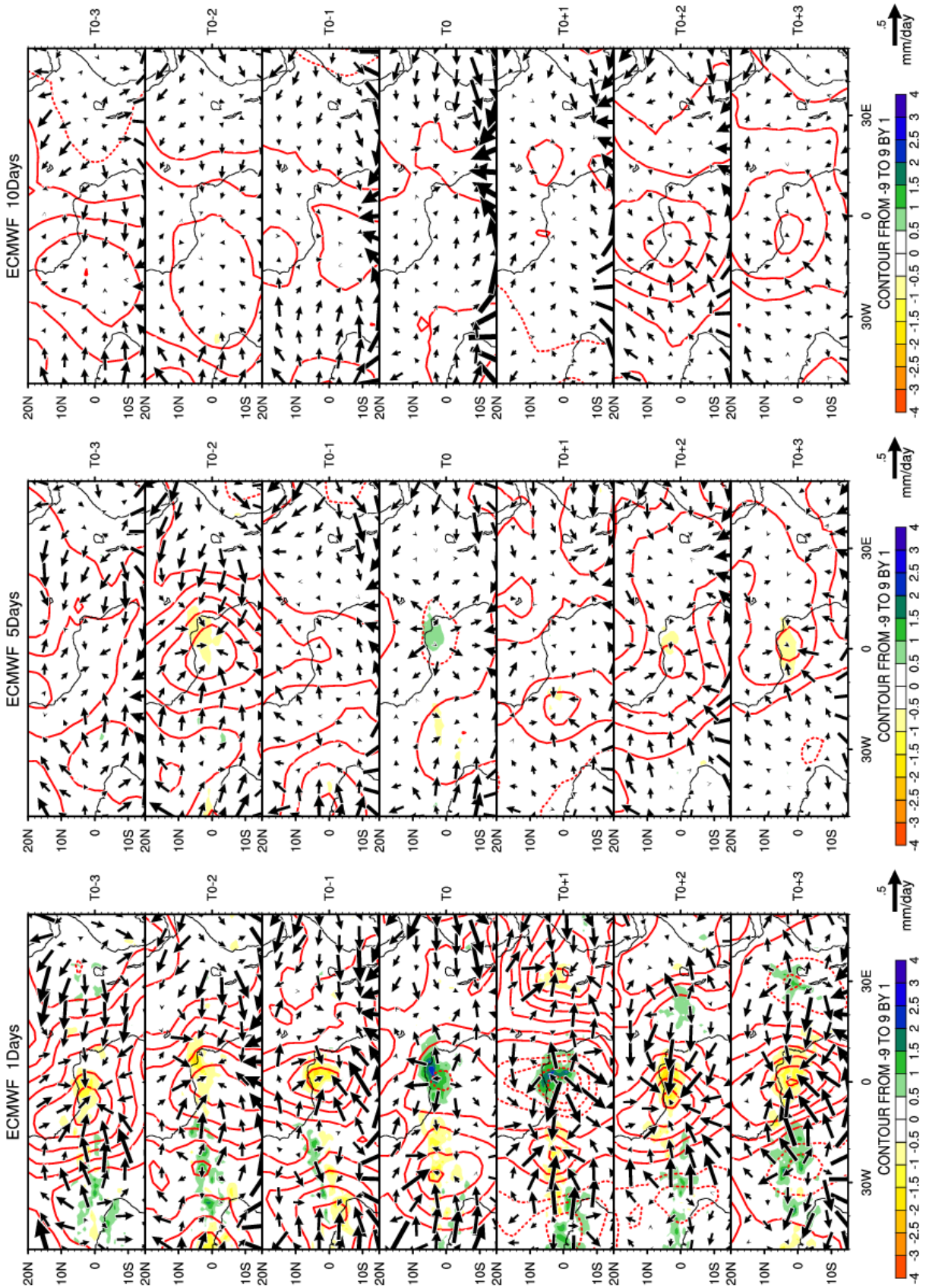


FIG. 6.6 — Idem à la figure 6.5.a, mais les champs ceux de prevision du modèle ECMWF de la base TIGGE. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

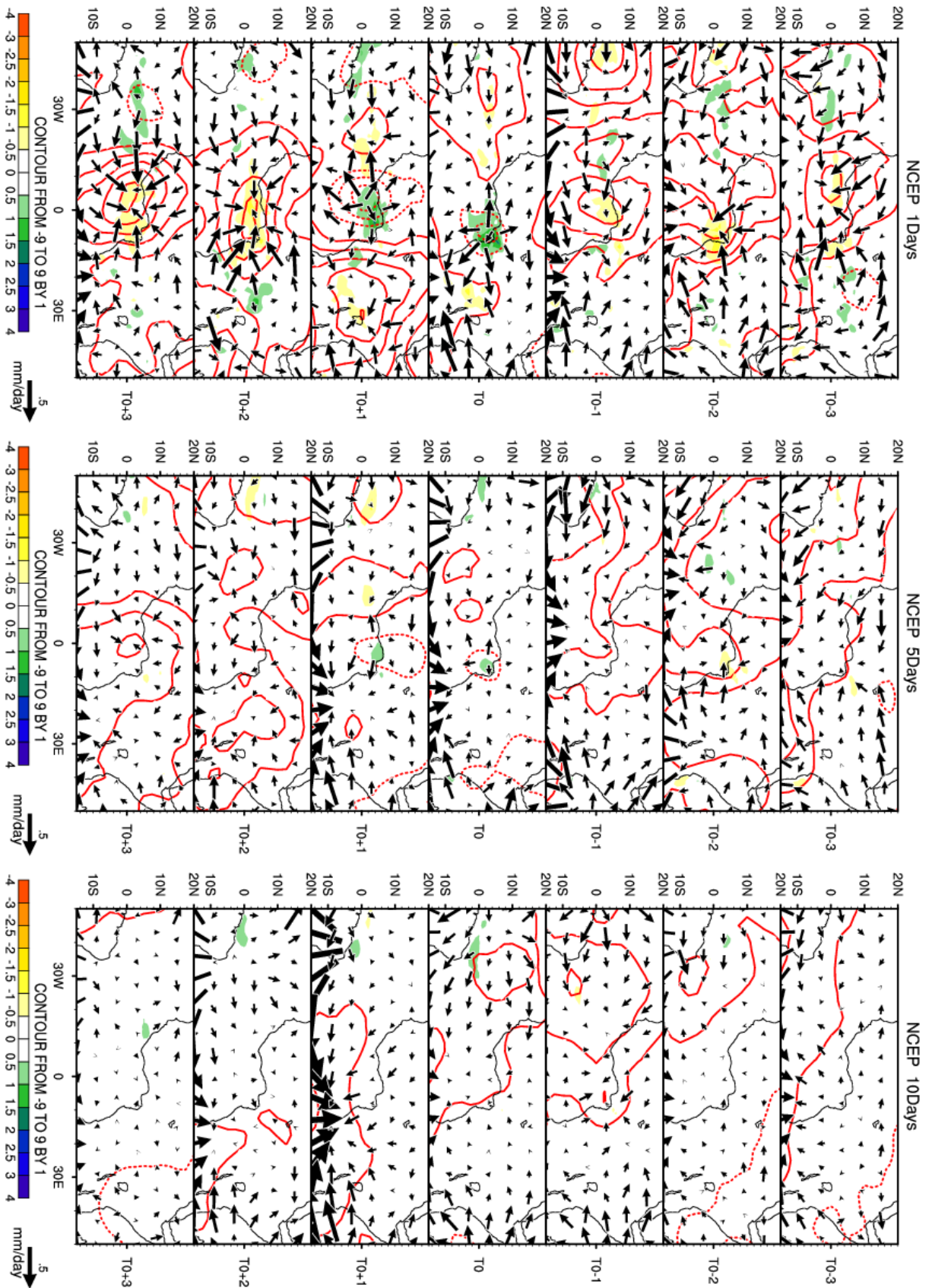


FIG. 6.7 – Similaire à la figure 6.6, mais les champs ceux de prevision du modèle NCEP. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

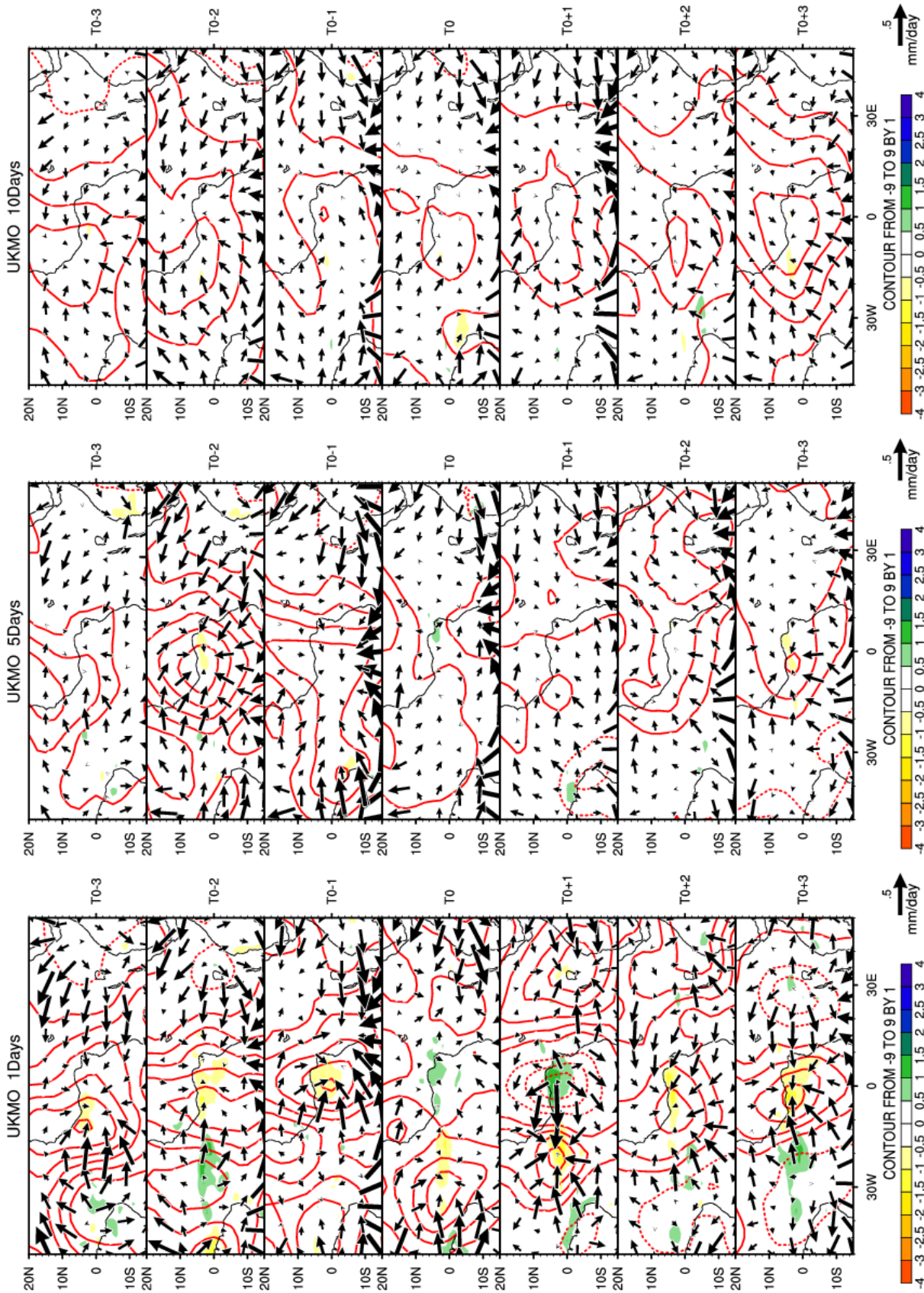


FIG. 6.8 – Similaire à la figure 6.6, mais les champs ceux de prevision du modèle UKMO. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

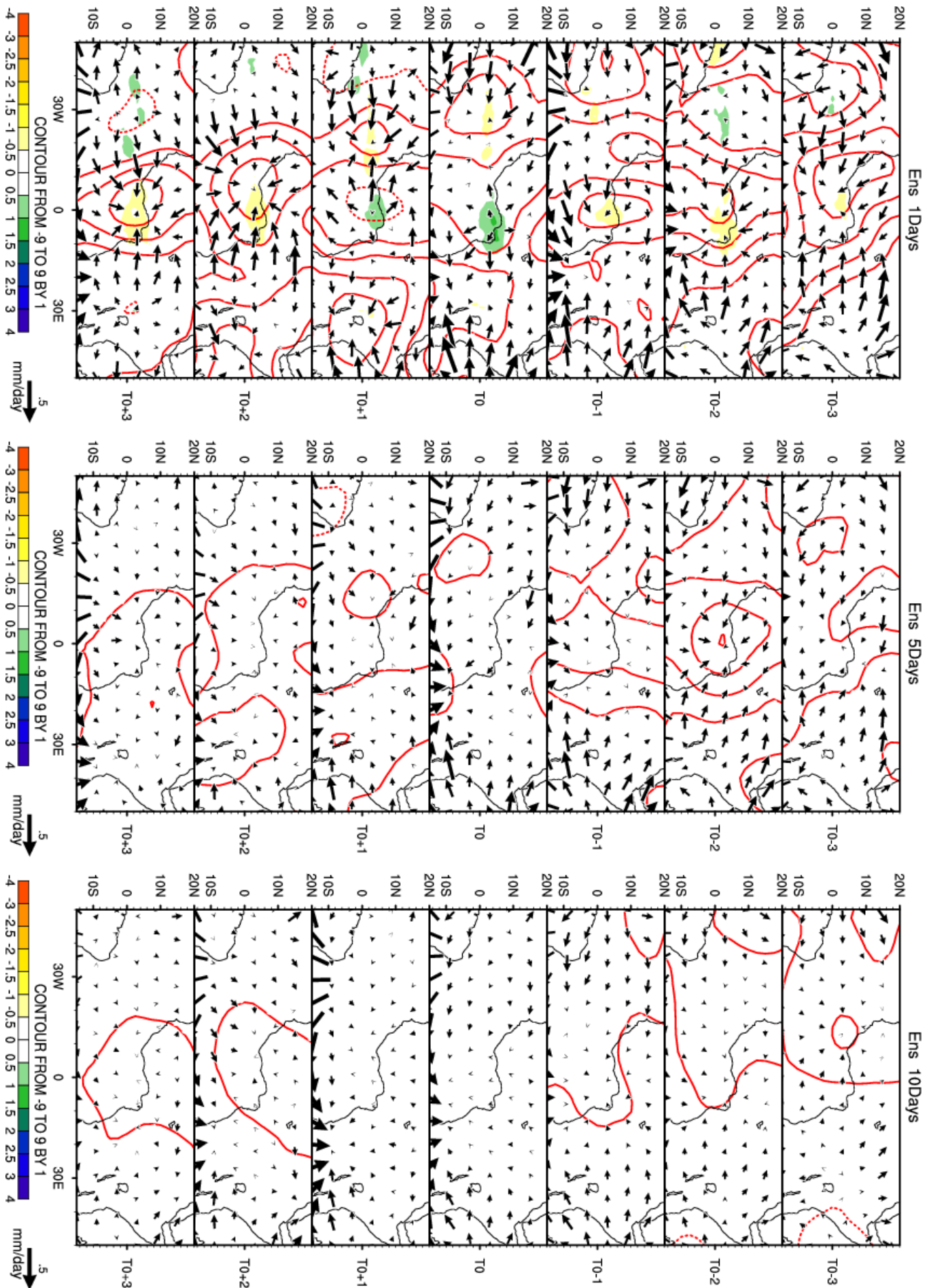


FIG. 6.9 – Similaire à la figure 6.6, mais les champs ceux de prevision du modele Ens. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

Sur la base des indices non filtrés, pour la phase active, seuls trois modèles Ens, ECMWF et CMC présentent des scores avec des prévisibilités de l'ordre de 6, 4 et 1 jours respectivement. Pour la phase inactive, on retrouve les modèles ECMWF et Ens avec 3 jours chacun et aussi les modèles CMC, JMA, NCEP, UKMO avec chacun 1 jour de prévisibilité. Concernant les indices filtrés, pour la phase active seul le modèle ECMWF présente un score avec une prévisibilité à 2 jours. Pour la phase inactive, on retrouve encore le modèle ECMWF et aussi le modèle moyen Ens avec des prévisibilités de 1 jour.

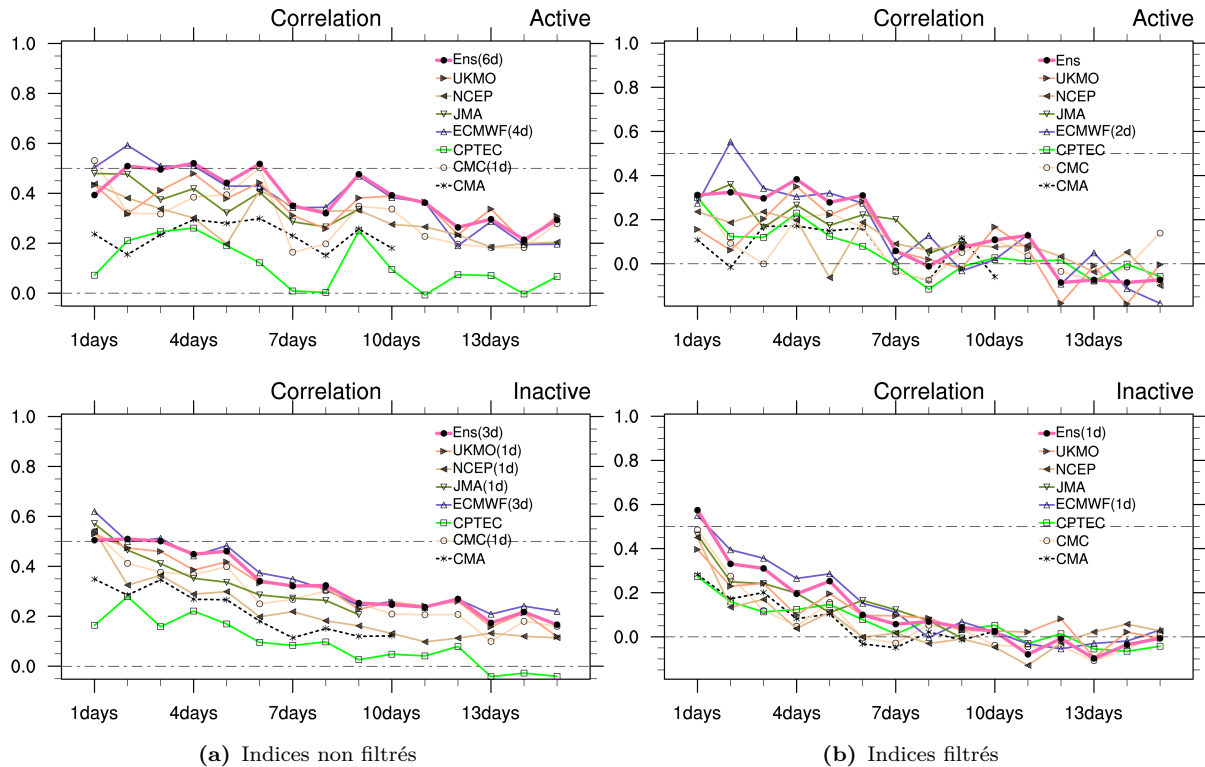


FIG. 6.10 – Coefficient de corrélation des anomalies entre les indices guinéens de pluie observés (TRMM) et prévus pour les phases active (en haut) et inactive (en bas) du mode 2-8 jours. La prévisibilité est obtenue en retenant l'échéance pour laquelle la corrélation descend en dessous du seuil 0.5. Les scores de corrélations présentés sont obtenus sur la base des indices : a) non filtrés et b) filtrés.

Considérant les phases actives, la prévisibilité du mode 2-8 jours a été évaluée et des scores de prévisibilité en ont été tirés lorsque l'indice guinéen décrit soit une phase pluvieuse (convective), soit une phase sèche (subsidence). Les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes de scores de prévisibilité aux figures 6.11.a et 6.11.b pour les indices non filtrés et filtrés respectivement. Nous y avons également référencé les scores issus de l'analyse précédente, pour ces mêmes indices dans leurs phases active et inactive. Les évaluations pour les phases pluvieuse (convective) et sèche (subsidence) se faisant dans le cas où le mode est actif, il est surprenant d'avoir des scores pour ces phases quand aucune prévisibilité n'a été détectée en considérant le mode actif dans son ensemble. Par précaution pour un modèle donné, les scores de prévisibilité pour les phases (pluvieuse/convective et sèche/subsidence) ne seront considérés significatifs que s'ils présentent un score lorsqu'il est actif. Ainsi, lorsque le mode 2-8 jours est inactif, les modèles CMC, ECMWF, JMA, NCEP, UKMO et Ens pré-

sentent des prévisibilités de 1 à 3 jours. Par contre lorsque le mode est actif, nous avons des scores de prévisibilité de 1 à 6 jours pour les modèles CMC, ECMWF et Ens. Nous constatons de façon générale que la prévisibilité est meilleure pour des initiations lors des phases de subsidence.

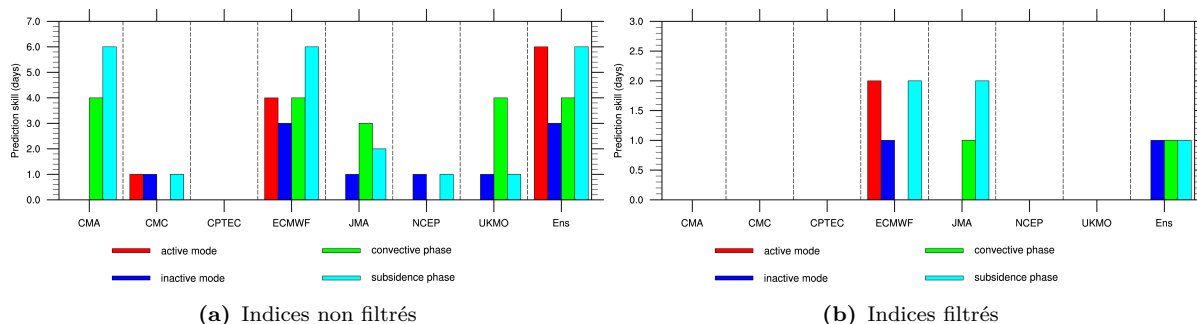


FIG. 6.11 – Prévisibilités (en jours), dans chacun des modèles, du mode 2-8 jours de l'indice guinéen de pluie selon les conditions d'initiations des modèles : mode actif et inactif, barres rouges et bleues respectivement ; mode actif en phases convective (pluvieuse) et de subsidence (sèche), barres vertes et bleues claires. Ces scores sont tirés de la corrélation entre les indices observés et prévus pour chacune des conditions mentionnées ci-dessus.

Pour conforter ou infirmer les scores obtenus par les analyses de corrélations en fonction de l'échéance, une autre analyse basée sur l'erreur quadratique moyenne (en fonction de l'échéance de prévision) a été menée. Dans ce cadre, la prévisibilité correspond à l'échéance à partir de laquelle le rapport signal bruit est inférieur à 1. Le signal correspond à la variance moyenne pour une phase (mode actif ou inactif ici) d'initiation particulière et il a été calculé pour les différentes échéances. Les résultats sont présentés à la figure 6.12, dans les cas d'un indice non filtré et filtré 2-8 jours.

Pour l'indice non filtré, les initiations lors des phases actives donnent des scores de prévisibilité de l'ordre de 6 jours (JMA, UKMO, Ens), de 3 jours (CMA, ECMWF, CPTEC) et de 1 jour (CMC, NCEP). Dans le cas des phases inactives, 6 modèles présentent des scores avec des prévisibilités de 2 jours (ECMWF, JMA, UKMO, ENS) et de 1 jour (CMC, NCEP). Pour l'indice filtré, la phase active présente des scores de prévisibilité de 3 jours (Ens), de 2 jours (ECMWF) et de 1 jour (CPTEC, JMA). Pour les phases inactives les modèles ECMWF et Ens présentent des scores de prévisibilité estimés à 1 jour chacun.

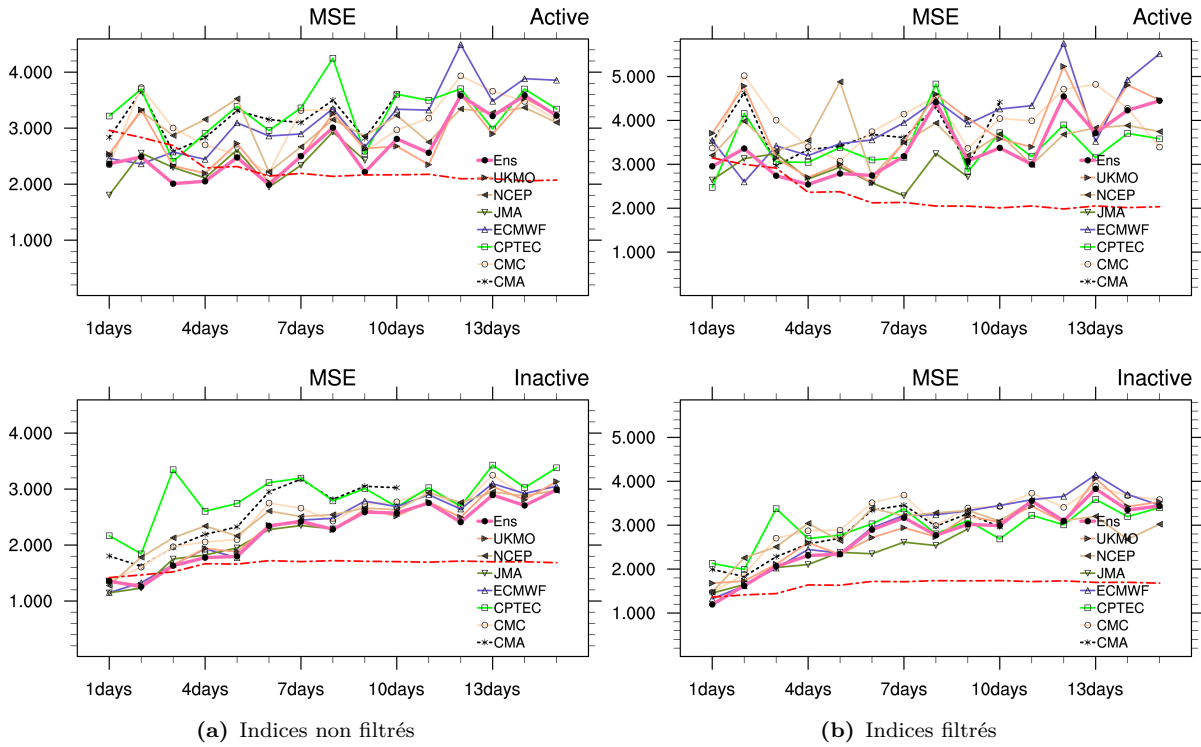


FIG. 6.12 – Évolution en fonction de l'échéance de prévision de l'amplitude du signal (courbe tireté rouge) et de l'erreur quadratique moyenne des modèles de prévisions de la base TIGGE pour des dates d'initialisation correspondant aux phases active (en haut) et inactive (en bas) du mode 2-8 jours de l'indice guinéen. Les scores sont construits sur la base des indices non filtrés (à gauche) et filtrés (à droite). Pour chacun des modèles, le potentiel de prévisibilité est l'échéance correspondant à l'intersection entre sa courbe d'erreur et celle du signal.

6.3.2 Prévisibilité du mode 8-22 jours :

La figure 6.13 est similaire à la figure 6.5, mais présente les structures convective et dynamique issues de l'analyse de régression des champs observés sur l'indice guinéen de pluie filtré 8-22 jours. Les figures 6.13.a et 6.13.b caractérisent les structures lorsque l'indice est rapporté aux champs desaisonnalisés et filtrés 8-22 jours respectivement. Les champs représentés sont les mêmes que précédemment. Les structures sont semblables à celles obtenus pour le mode 2-8 jours, mais avec une périodicité et une longueur d'onde plus grande. De même, les phases de l'activité pluvieuse sont associées à celle d'une enveloppe convective se propageant vers l'Est illustrant la dominance de l'onde de Kelvin notamment durant la première moitié de la séquence de T0-6 à T0. Comme déjà noté dans les chapitres 3 et 4, cette propagation est combinée avec une phase de stationnarité au dessus du golfe de Guinée.

Les figures 6.14, 6.15, 6.16, 6.17 sont similaires aux figures 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 respectivement, mais caractérisent les structures de régressions de l'indice guinéen de pluie (TRMM) filtré 8-22 jours. Des analyses similaires ont été réalisées pour les modèles CMA, CMC, CPTEC et JMA. De même que pour le mode 2-8 jours, elles ne seront pas présentées pour les mêmes raisons que celles évoquées dans la section 6.3.1, mais sont commentées.

Pour l'ensemble des modèles présentés ici, la propagation vers l'Est est bien détectée et sa trace est perceptible dans les échéances de 5 et 10 jours. Si le modèle ECMWF décrit

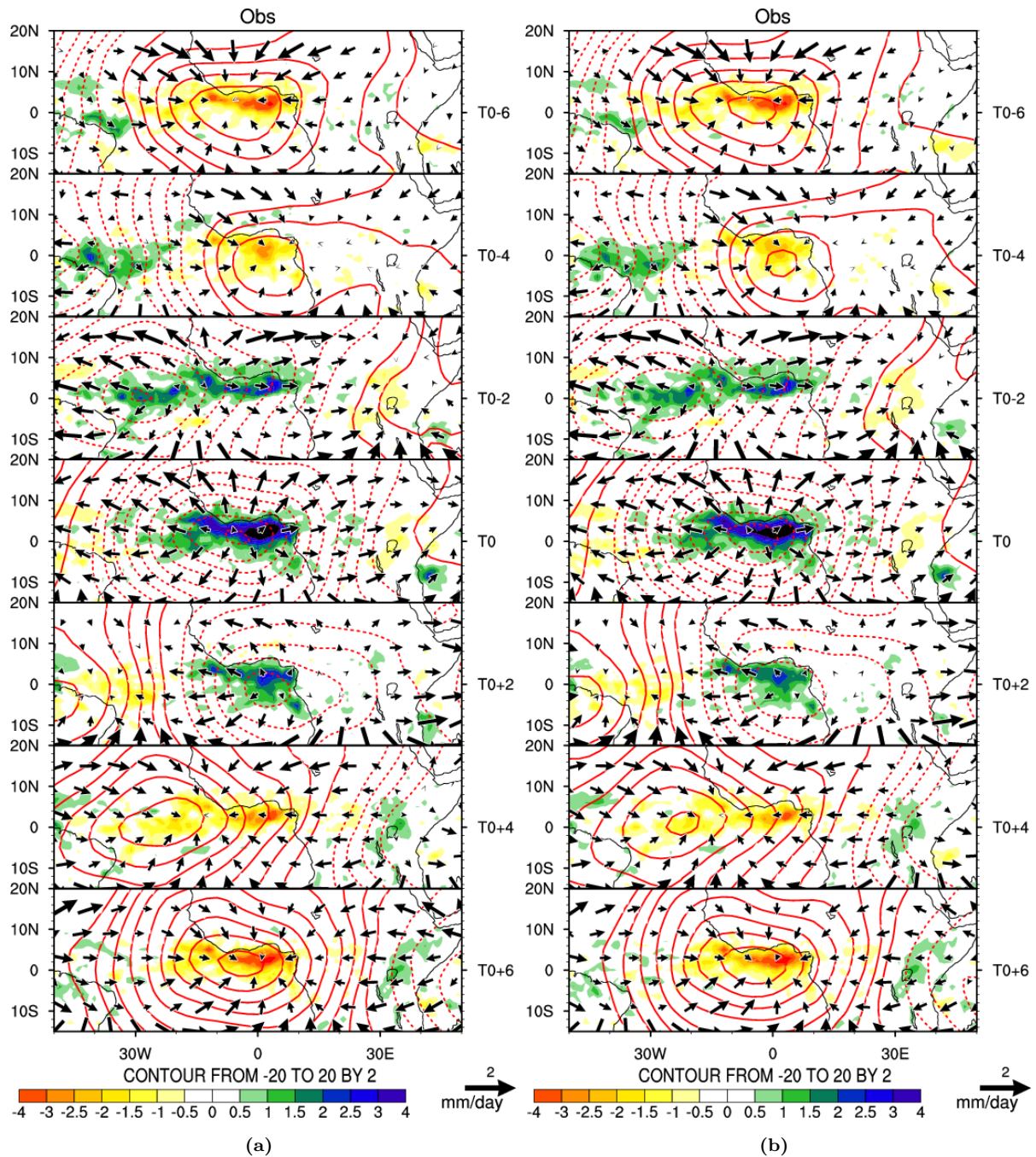


FIG. 6.13 – Séquence temporelle (de T0-6 à T0+6 par pas de 2 jours) de la régression, pour les saisons MAMJ (de 2008 à 2012), sur l'indice guinéen de pluie filtré 8-22 jours. a) Les champs sont ceux désaisonnalisés de pluie TRMM, de vent divergent (vecteurs, s^{-1}) et de potentiel de vitesse (contours, $(m.s^{-1})^2$) à 200 hPa. b) Les mêmes champs mais filtrés 8-22 jours.

une séquence semblable à celle des observations, le modèle NCEP présente un retard de 2 jours. Ce même retard est observé pour le modèle UKMO pour lequel seul le champ de pluie présente une phase stationnaire sur le golfe de Guinée.

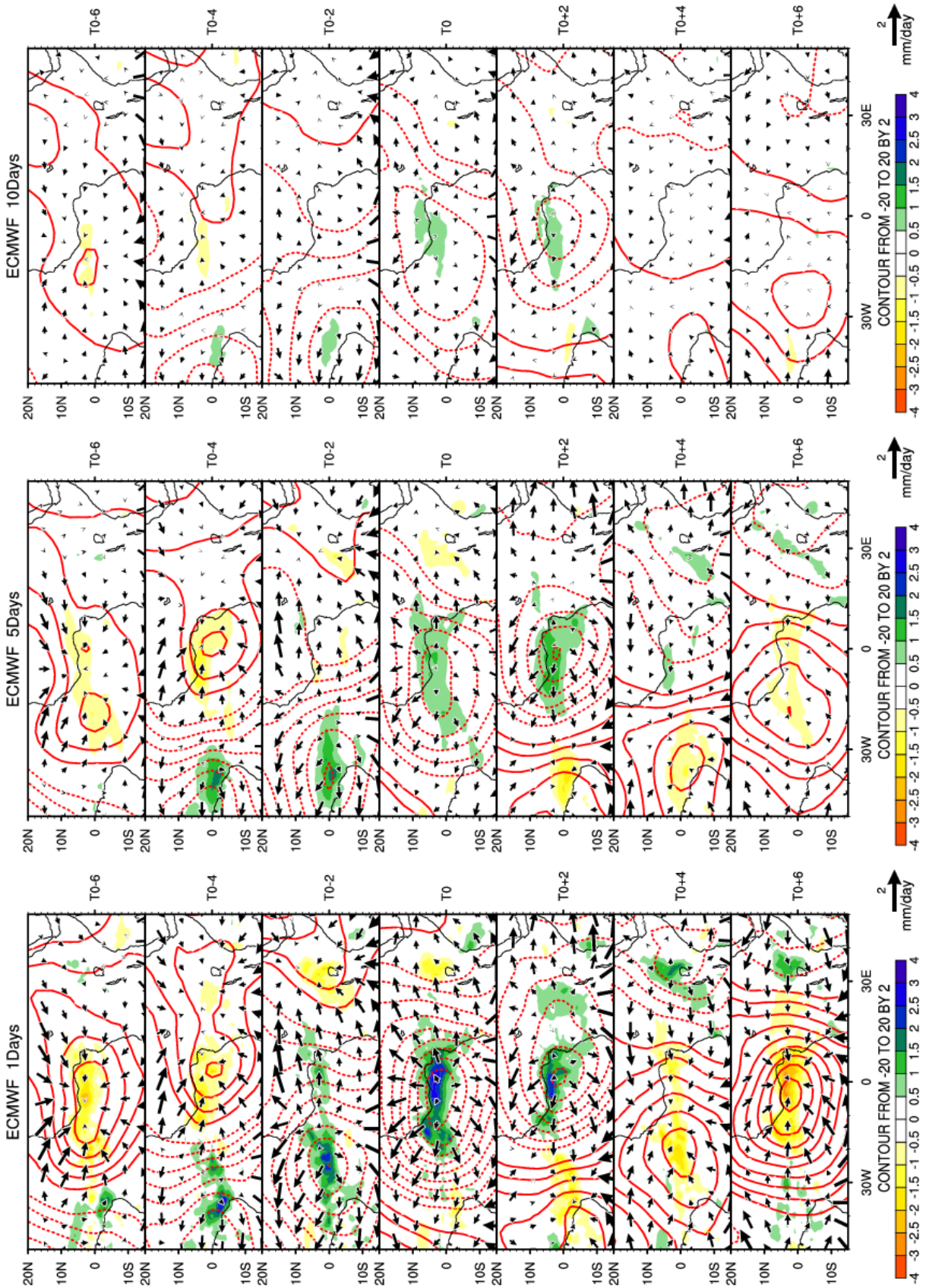


FIG. 6.14 – Idem à la figure 6.13.a, mais les champs ceux de prevision du modèle ECMWF de la base TIGGE. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

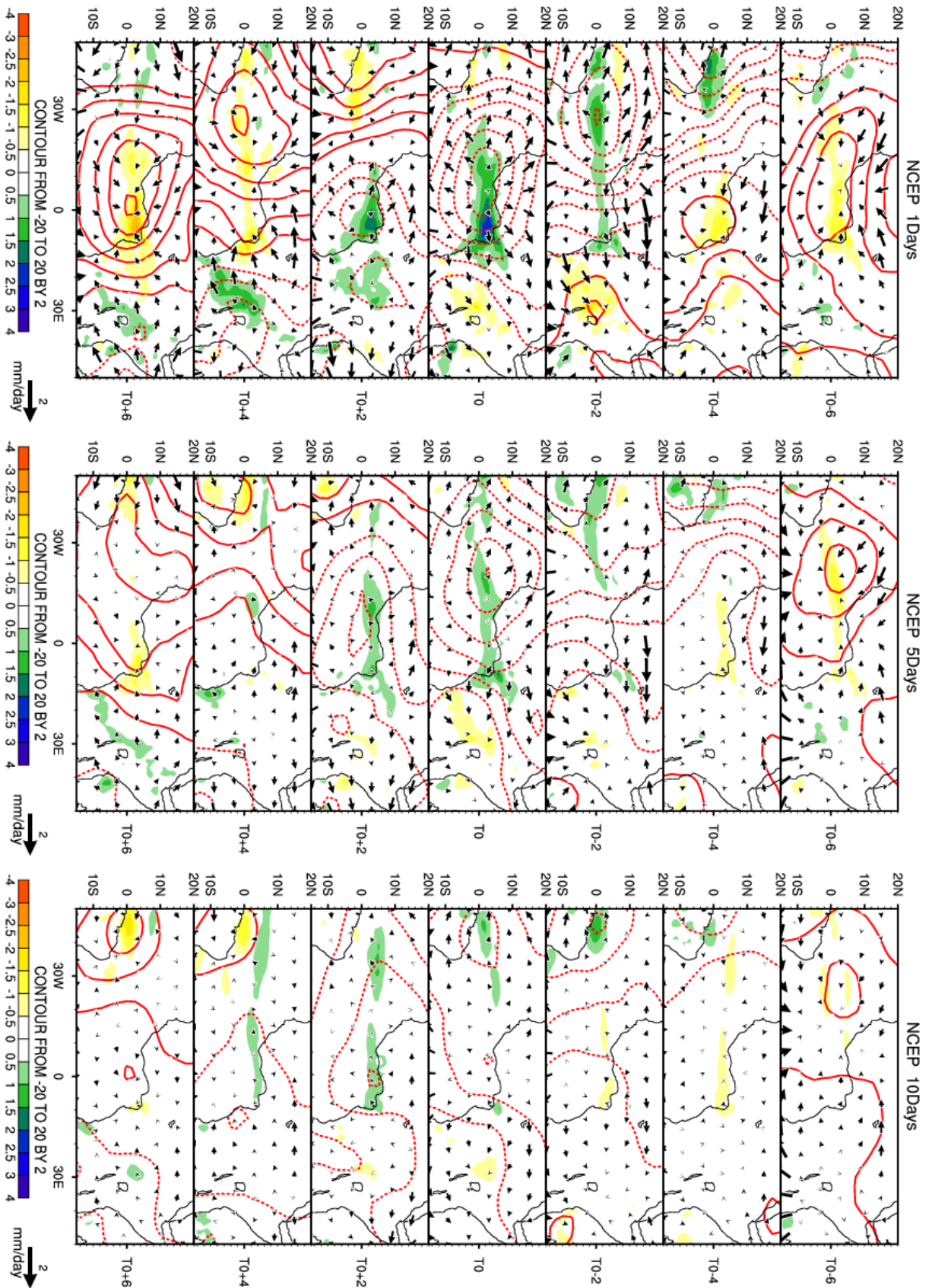


Fig. 6.15 — Similaire à la figure 6.14, mais les champs de prevision du modele NCEP. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances [1], [5] et [10].

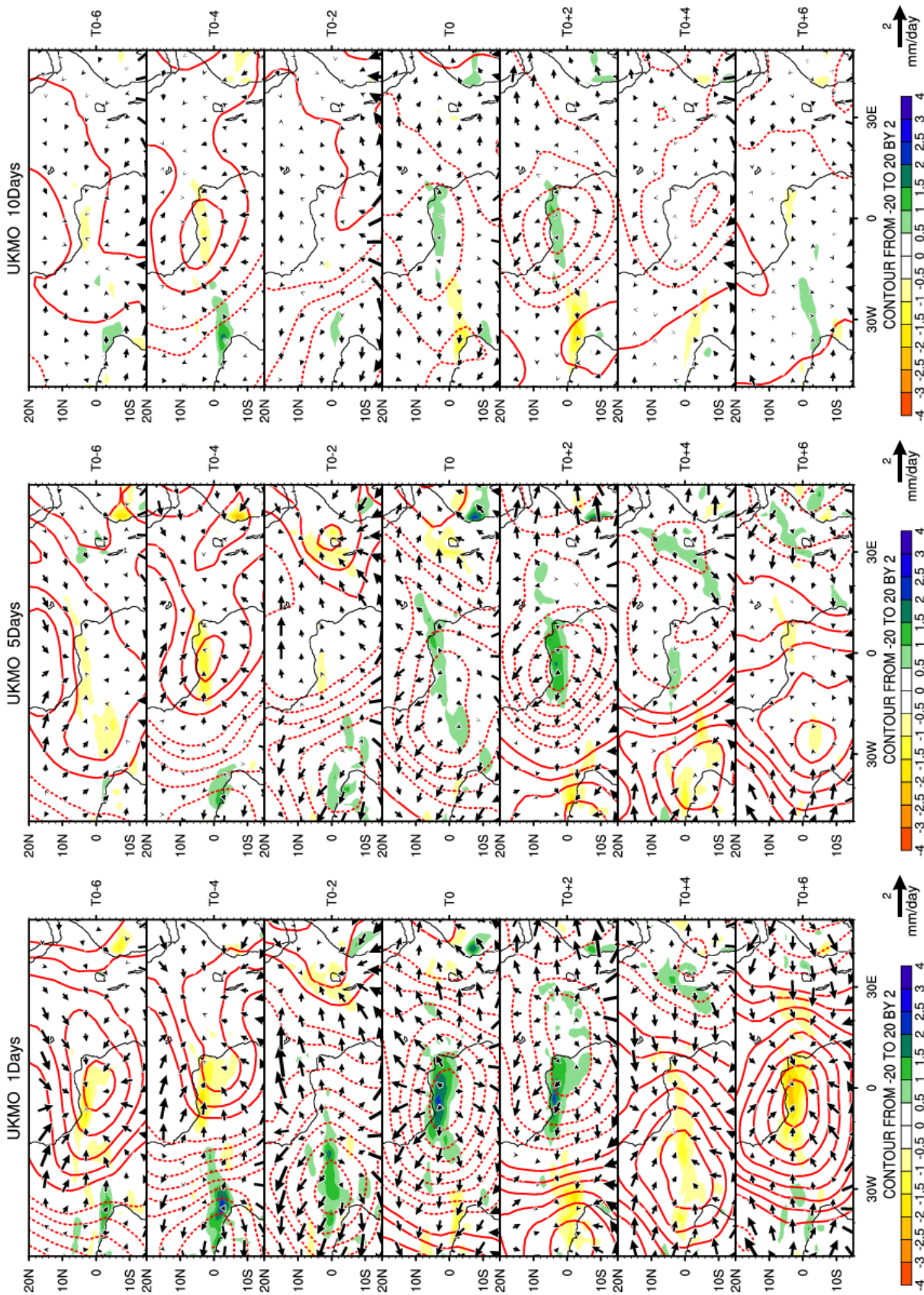


FIG. 6.16 – Similaire à la figure 6.14, mais les champs ceux de prevision du modèle UKMO. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

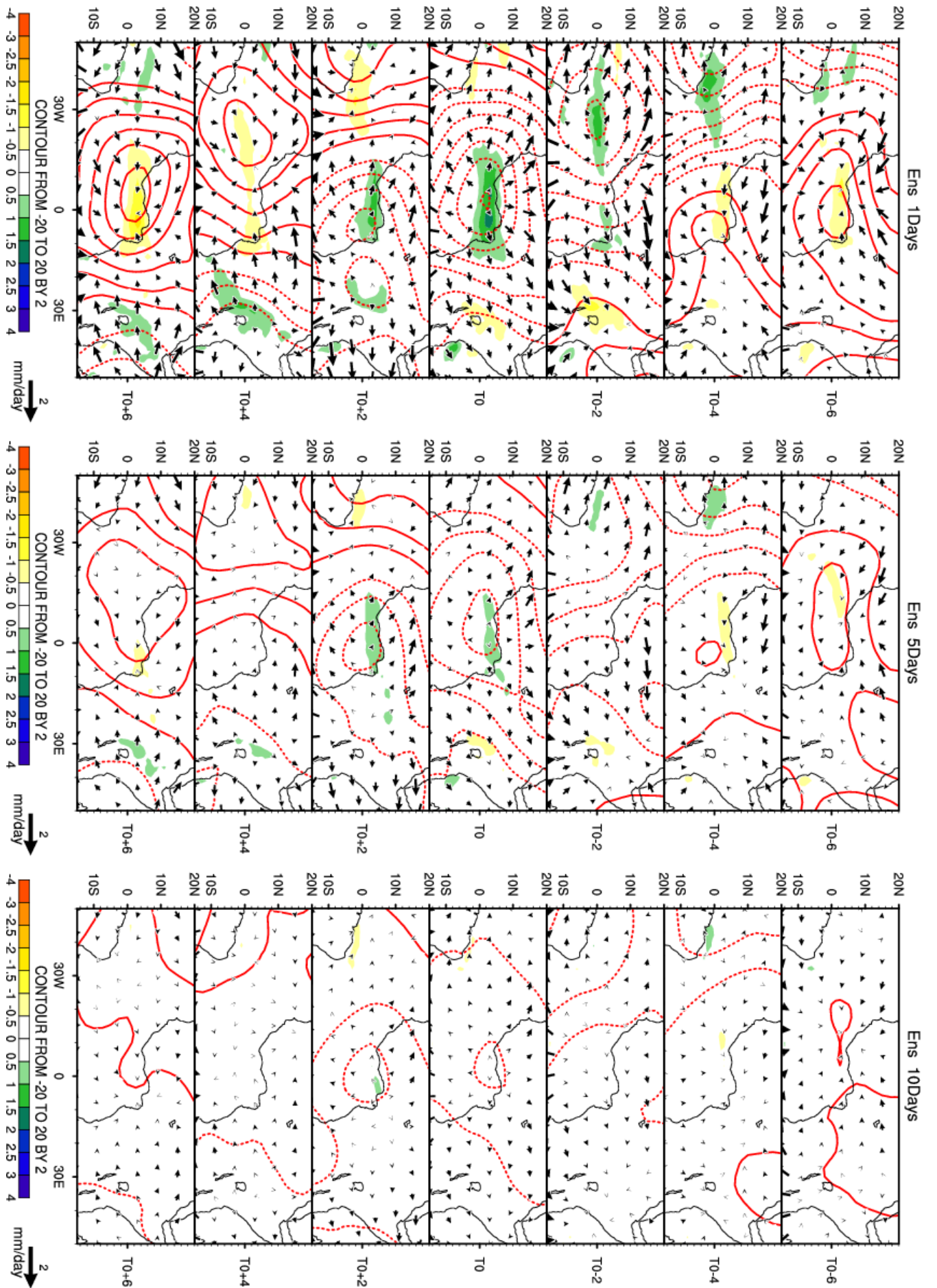


FIG. 6.17 – Similaire à la figure 6.14, mais les champs de prevision du modèle Ens. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

Les analyses spatiales de la représentativité, menées ci-dessus, montrent une bonne aptitude des différents modèles de la base à reproduire les différentes phases et structures spatiales caractérisant le mode 8-22 jours. Comme dans le cas du mode 2-8 jour, l'analyse de la prévisibilité de l'indice guinéen, nous avons procédé à l'analyse de corrélation entre les valeurs observées et simulées (à diverses échéances) de l'indice de pluie suivant les situations suivantes : mode inactif, mode actif, mode actif et phase pluvieuse (convective), mode actif et phase sèche (subsidence).

Les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes de scores de prévisibilité aux figures 6.18.a et 6.18.b pour les indices non filtrés et filtrés respectivement. Nous maintenons le critère selon lequel les scores obtenus pour les phases pluvieuse (convective) et sèche (subsidence) ne sont significatifs que si la phase active du signal présente un score. Considérant les indices non filtrés, le modèle UKMO présente le meilleur score (jusqu'à 15 jours), puis viennent les modèles CMC, ECMWF et NCEP avec un score de l'ordre de 6 jours pour chacun. Ensuite nous avons les modèles Ens (5 jours) JMA (1 jour), et les modèles CMA et CPTEC ne présentent aucun score. Dans le cas des indices filtrés, le modèle CPTEC ne présente aucun score. Les modèles UKMO et Ens sont les meilleures avec une prévisibilité pouvant atteindre 15 jours. Ceux-ci sont suivis des modèles ECMWF (7 jours), CMC et JMA (6 jours) et enfin CMA et NCEP (1 jour chacun).

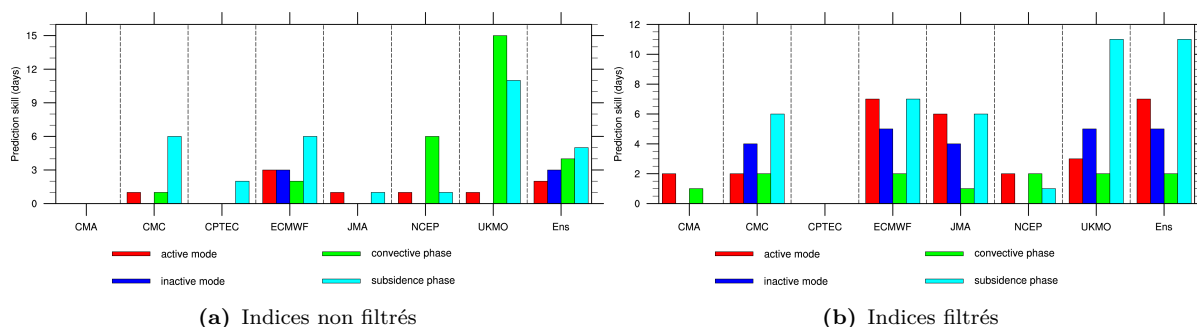


FIG. 6.18 – Idem que la figure 6.11, mais pour le mode 8-22 jours.

Comme dans le cas du mode 2-8 jours, pour conforter ou infirmer ces scores obtenus par les analyses de corrélations en fonction de l'échéance, nous avons effectué l'analyse de l'erreur quadratique moyenne. De même, le but est l'évaluation du rapport signal-bruit ; la prévisibilité correspond à l'échéance à partir de laquelle celui-ci est inférieur à 1. Le signal correspond à la variance moyenne pour une phase (mode actif ou inactif ici) d'initiation particulière et il a été calculé pour les différentes échéances. Seulement, pour ce mode la fenêtre temporelle entourant les dates d'initialisation a une longueur de 31 jours. Les résultats sont présentés à la figure 6.19, dans les cas d'un indice non filtré et filtré 8-22 jours.

Pour l'indice non filtré, les initialisations lors des phases actives donnent des scores de prévisibilité de l'ordre de 4 jours (JMA, UKMO, Ens), de 3 jours (CMA, ECMWF) et de 1 jour (CMC, NCEP). Dans le cas des phases inactives, 5 modèles présentent des scores avec des

prévisibilités de 2 jours (ECMWF, JMA, Ens) et de 1 jour (CMC et NCEP). Pour l'indice filtré, la phase active présente des scores de prévisibilité de 12 jours (UKMO), de 10 jours (CMC), de 9 jours (ECMWF, JMA, NCEP, Ens) et de 4 jours (CMA). Pour les phases inactives, les scores obtenus sont de l'ordre de 6 jours (Ens), 5 jours (ECMWF, JMA, UKMO), 4 jours (CMC) et 1 jour pour les modèles restants.

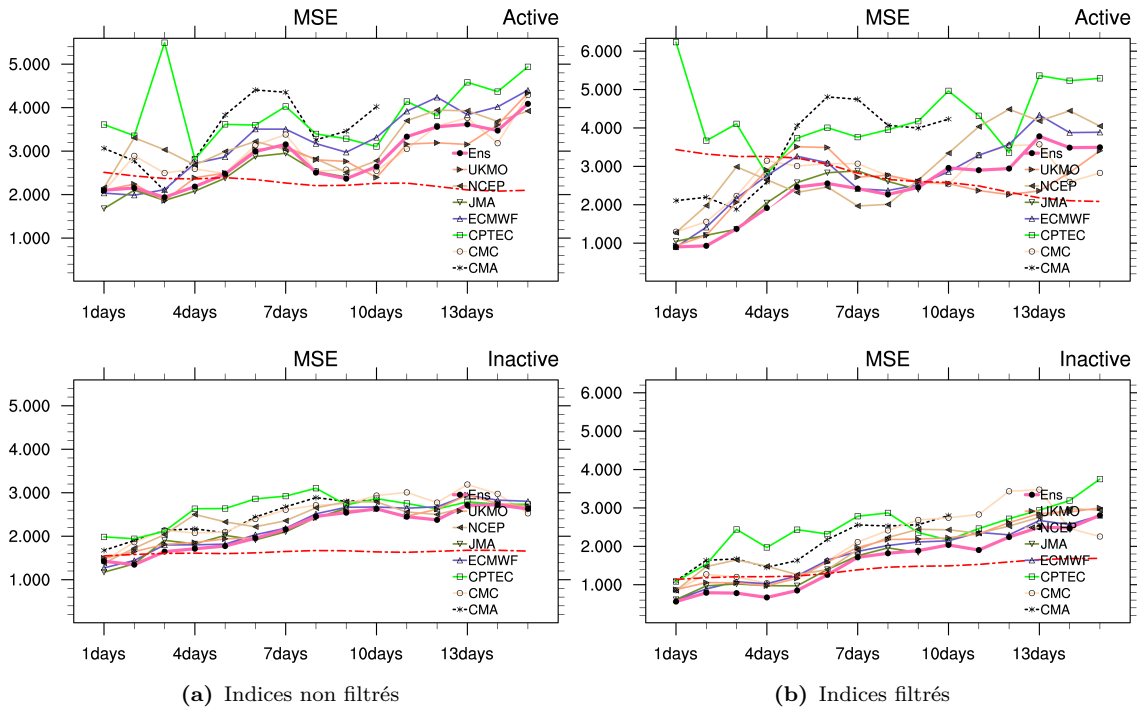


FIG. 6.19 – Idem que la figure 6.12, mais pour le mode 8-22 jours.

6.3.3 Prévisibilité du mode 20-90 jours :

La figure 6.20 est similaire aux figures 6.5 et 6.13 mais présentent les structures convective et dynamique pour l'analyse de régression des champs observés sur l'indice guinéen de pluie filtré 20-90 jours. Les figures 6.20.a et 6.20.b caractérisent les structures lorsque l'indice est rapporté aux champs desaisonnalisés et filtrés 20-90 jours respectivement. Les champs représentés sont les mêmes que pour les modes 2-8 jours et 8-22 jours. Les structures ont une échelle spatiale spatiale plus grande que celles des autres modes. Les phases de l'activité pluvieuse sont associées à celle d'une enveloppe convective se propageant vers l'Est, avec une épisode stationnaire de T0-6 à T0+6. Sur le bord, le renforcement des structures convectives illustre le fort impact de ce mode dans la région de l'océan indien.

Les figures 6.21, 6.22, 6.23, 6.24 sont similaires aux figures 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 respectivement, mais caractérisent les structures de régressions de l'indice guinéen de pluie (TRMM) filtré 20-90 jours. Comme dans les cas des modes 2-8 et 8-22 jours, des figures similaires ont été réalisées pour les modèles CMA, CMC, CPTEC et JMA, elles ne sont pas présentées mais juste commentées.

Pour l'ensemble des modèles présentés ici, la propagation vers l'est est bien détectée et l'amplitude reste élevée pour les échéances de 5 et 10 jours. Ils décrivent tous une séquence semblable à celle des observations, la phase de stationnarité est bien présente et la signature du maximum d'activité est localisée sur l'océan indien.

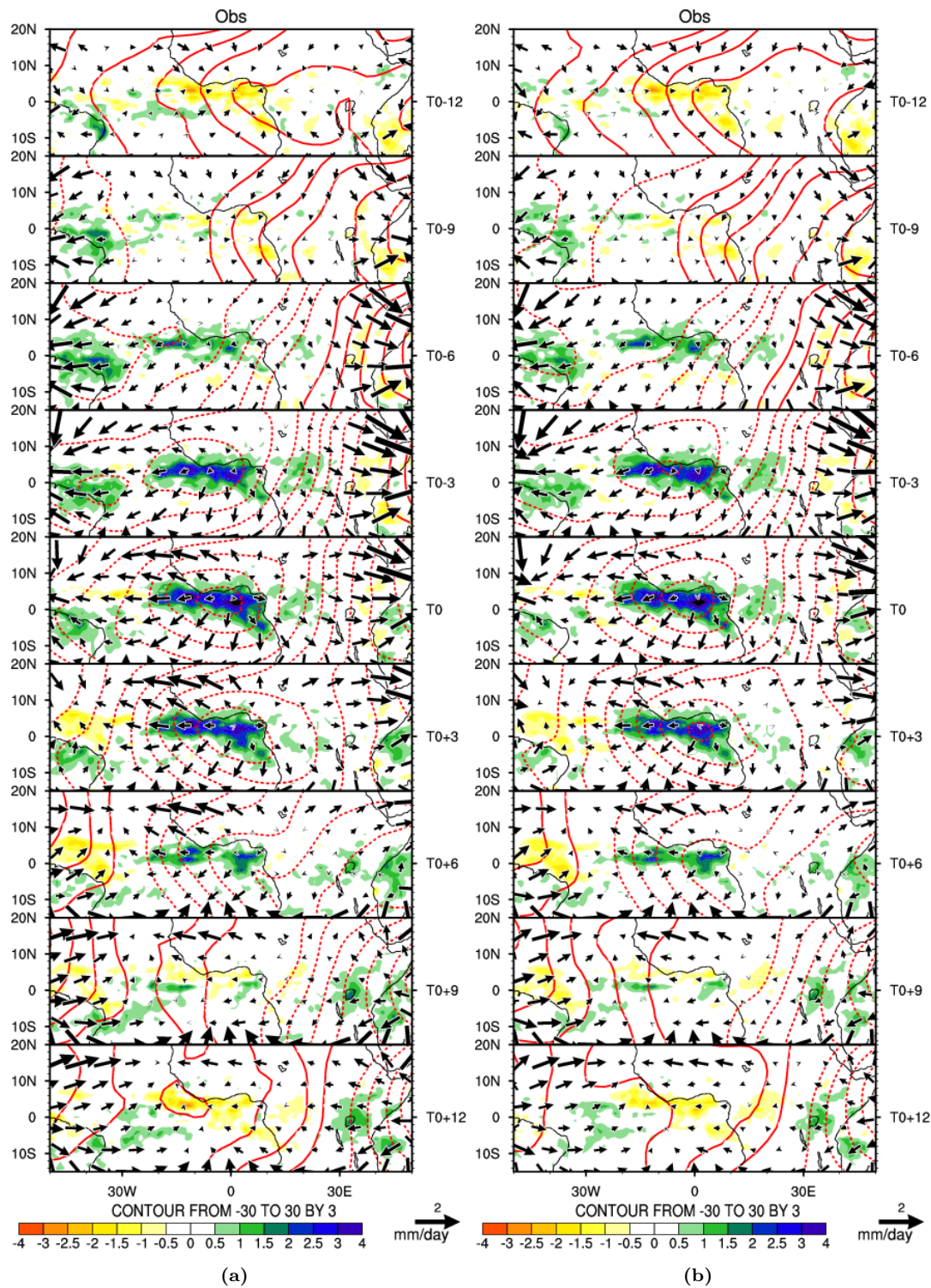


FIG. 6.20 – Séquence temporelle (de T0-12 à T0+12 par pas de 3 jours) de la régression, pour les saisons MAMJ (de 2008 à 2012), sur l'indice guinéen de pluie filtré 20-90 jours. a) Les champs désaisonnalisés de pluie TRMM, de vent divergent (vecteurs, s^{-1}) et de potentiel de vitesse (contours, $(m.s^{-1})^2$) à 200 hPa. b) Les mêmes champs mais filtrés 20-90 jours.

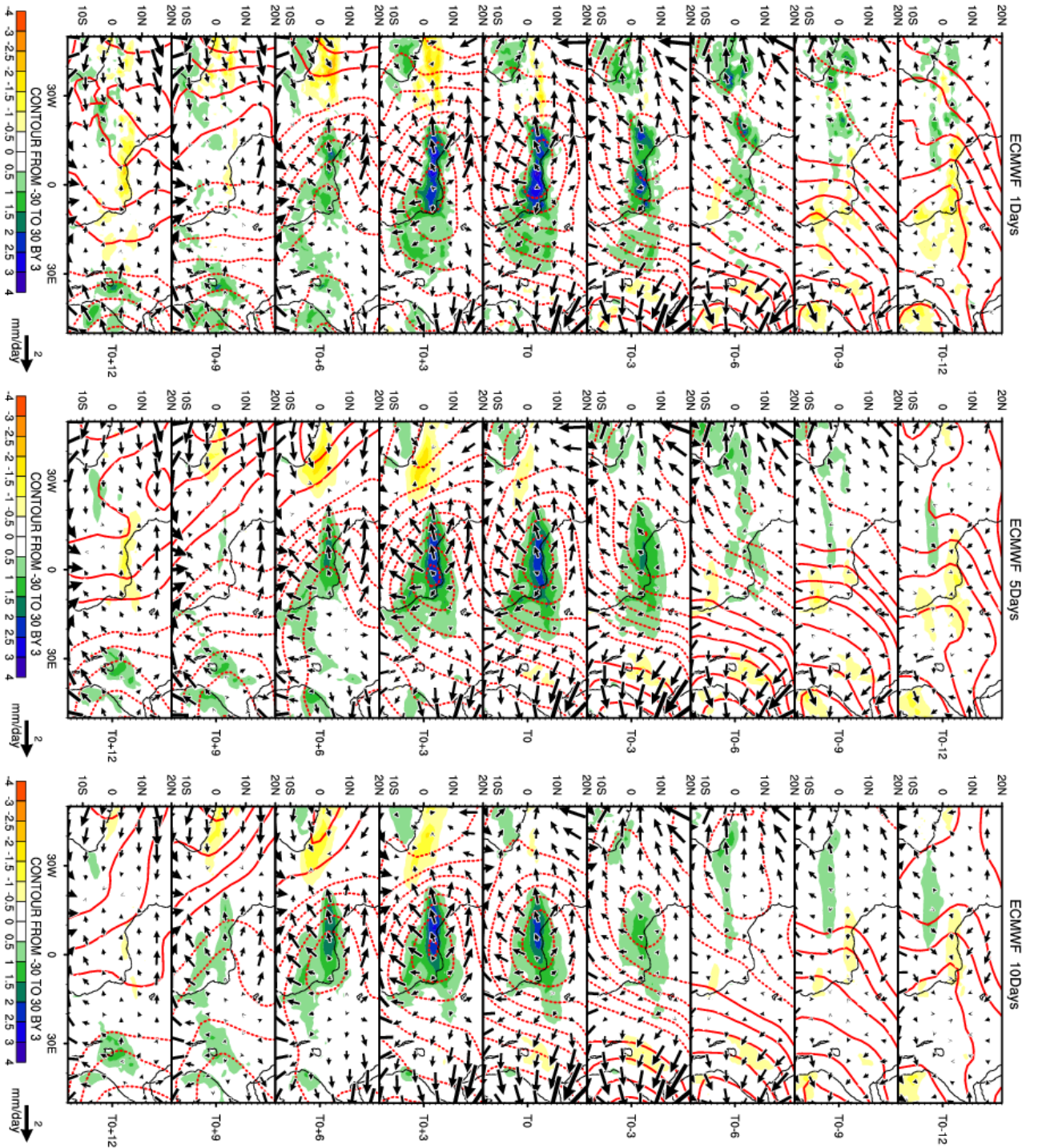


Fig. 6.21 – Idem à la figure 6.20 a, mais les champs de prevision du modèle ECMWF de la base TIGGE. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

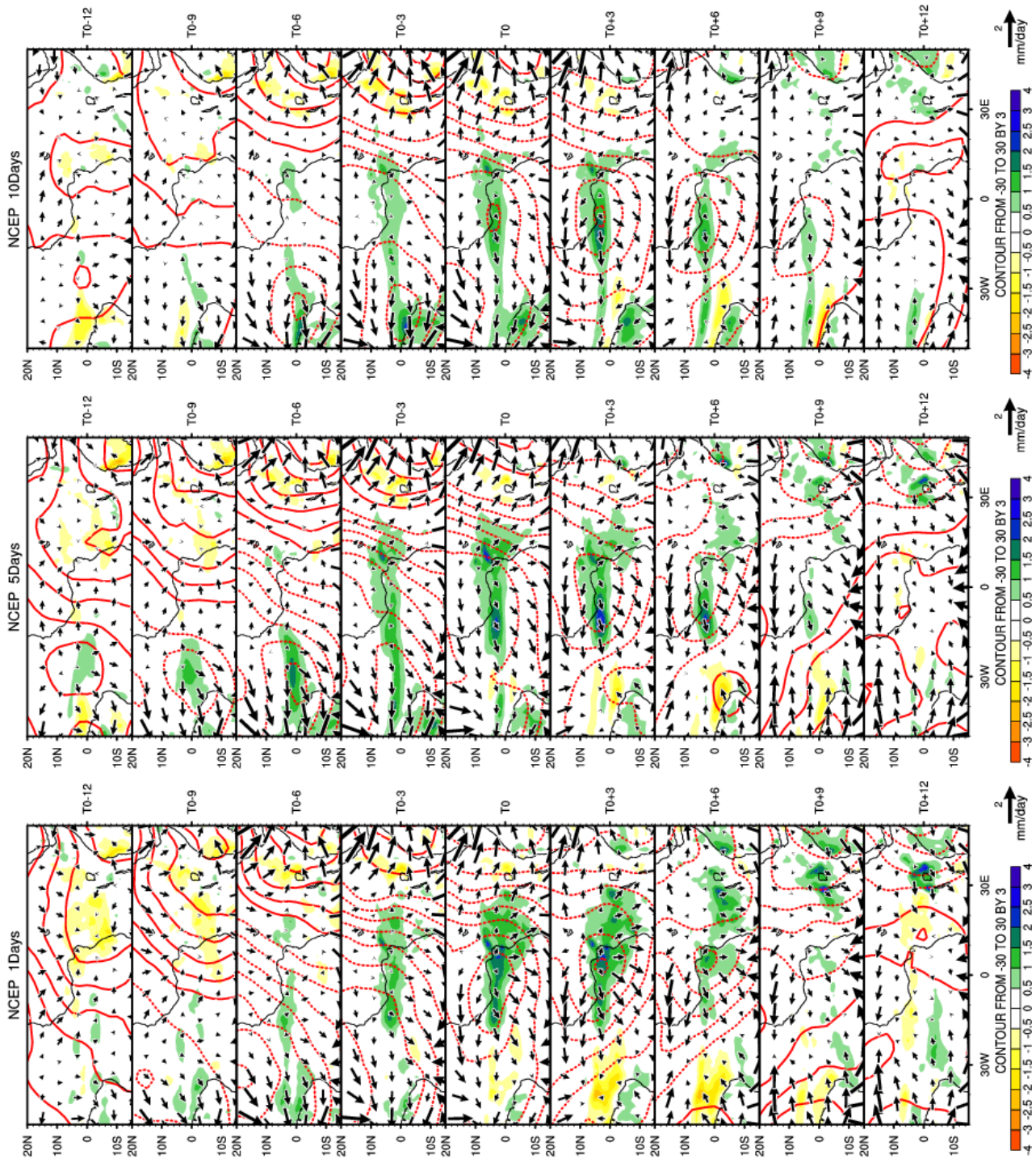


FIG. 6.22 – Similaire à la figure 6.21, mais les champs ceux de prevision du modèle NCEP. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

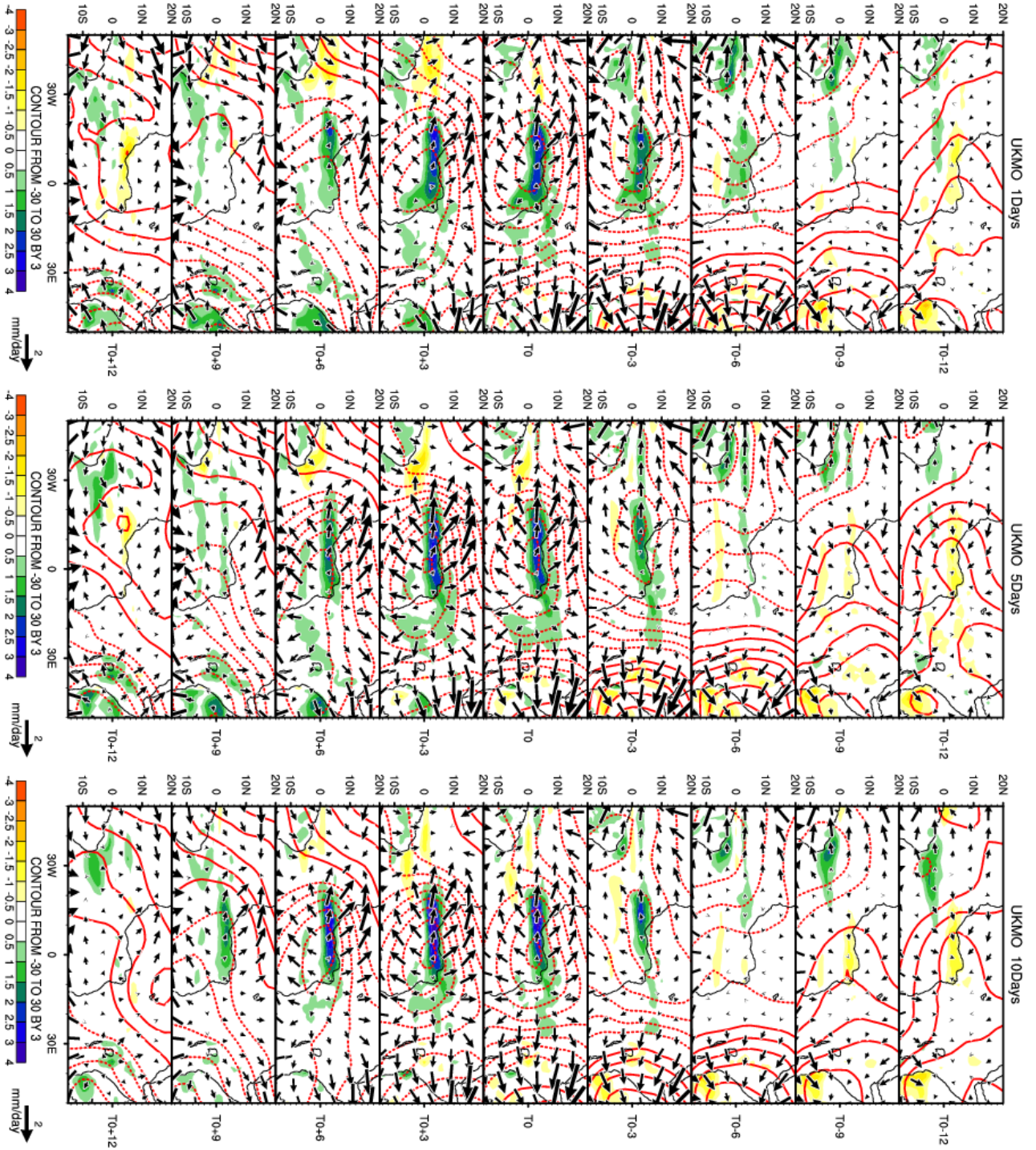


FIG. 6.23 – Similaire à la figure 6.21, mais les champs de prévision du modèle UKMO. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

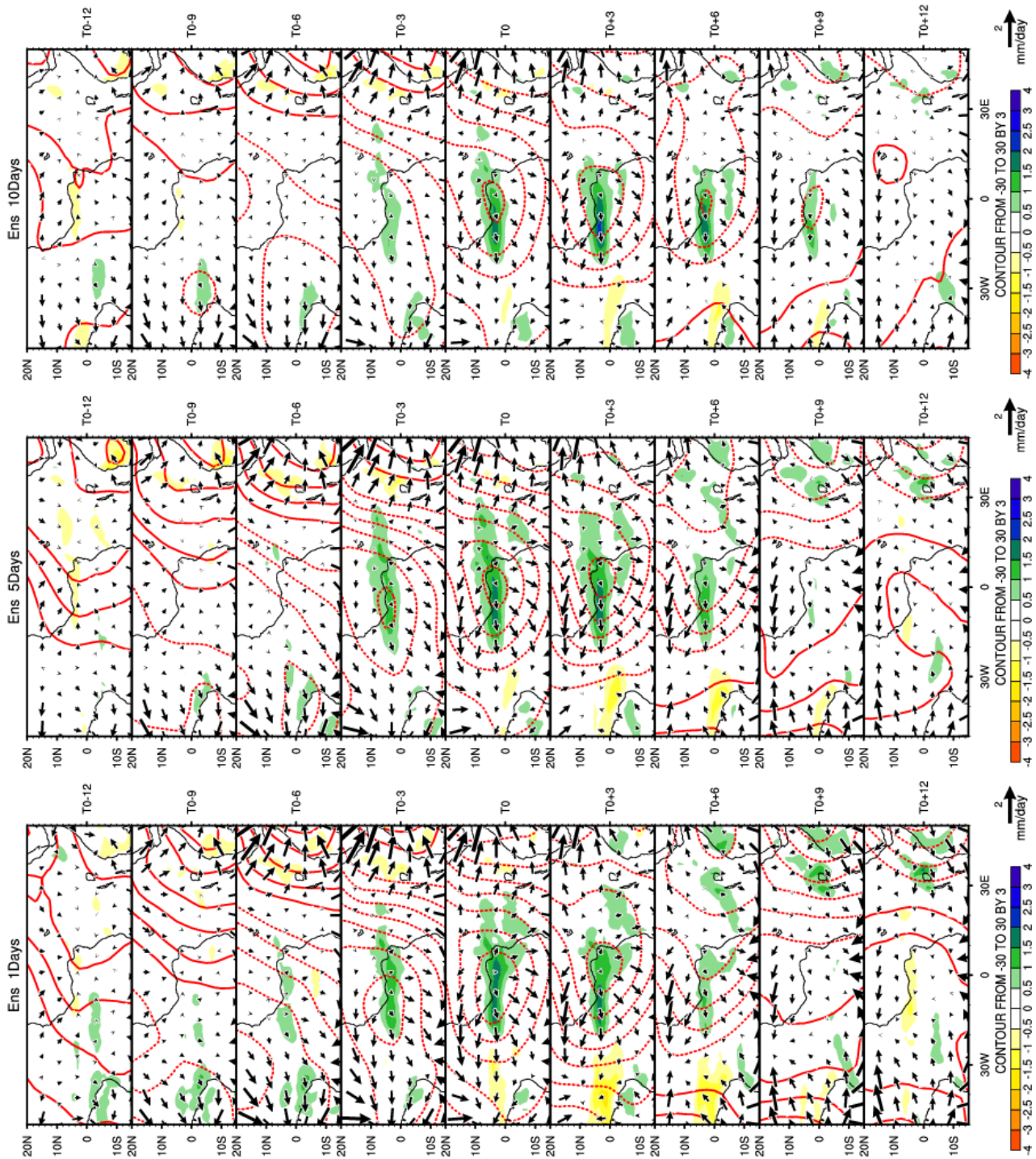


FIG. 6.24 – Similaire à la figure 6.21, mais les champs ceux de prevision du modèle Ens. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.

Une fois de plus, les analyses spatiales de la reproductibilité montrent une bonne aptitude des différents modèles de la base à reproduire les différentes phases et structures spatiales caractérisant le mode 20-90 jours. Comme dans le cas des modes 2-8 et 8-22 jours, l'analyse de la prévisibilité de l'indice guinéen pour les phases du mode 20-90 jours a été effectuée. De même, nous avons procédé à l'analyse de corrélation entre les valeurs observées et simulées (à diverses échéances) de l'indice de pluie suivant les situations suivantes : mode inactif, mode actif, mode actif et phase pluvieuse (convective), mode actif et phase sèche (subsidence).

Les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes de scores de prévisibilité aux figures 6.25.a et 6.25.b pour les indices non filtrés et filtrés respectivement. Les scores obtenus pour les phases pluvieuse (convective) et sèche (subsidence) ne sont significatifs que si la phase active du signal présente un score. Considérant les indices non filtrés, les modèles ECMWF et JMA présentent les meilleures scores (jusqu'à 6 jours), puis viennent les modèles UKMO et Ens avec un score de l'ordre de 5 jours pour chacun. Ensuite nous avons les modèles CMC (4 jours) et NCEP (3 jours). Les valeurs obtenues pour les modèles CMA et CPTEC ne sauraient être significatives car la phase active ne présente aucun score. Dans le cas des indices filtrés, les modèles CMC, ECMWF, NCEP, UKMO et Ens sont les meilleurs avec une prévisibilité de 15 jours (échéance de prévision maximale). Ceux-ci sont suivis des modèles CMA et JMA (9 jours chacun, échéance maximale pour JMA) et le modèle CPTEC ferme la marche avec un score de 5 jours.

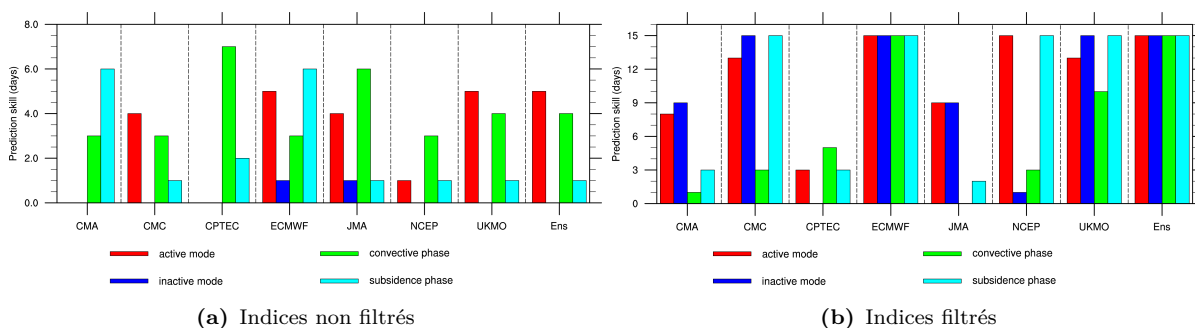


FIG. 6.25 – Idem que la figure 6.11, mais pour le mode 20-90 jours.

Comme dans les cas des modes 2-8 et 8-22 jours, nous avons procédé à l'analyse de l'erreur quadratique moyenne. De même, le but est l'évaluation du rapport signal-bruit ; la prévisibilité correspond à l'échéance à partir de laquelle celui-ci est inférieur à 1. Le signal correspond à la variance moyenne pour une phase (mode actif ou inactif ici) d'initiation particulière et il a été calculé pour les différentes échéances. Seulement ici la fenêtre temporelle entourant les dates d'initialisation ont une longueur de 51 jours. Les résultats sont présentés à la figure 6.26, dans les cas d'un indice non filtré et filtré 20-90 jours.

Pour l'indice non filtré, les initialisations lors des phases actives donnent des scores de prévisibilité de l'ordre de 4 jours (ECMWF, JMA, UKMO, Ens), de 3 jours (CMA) et de 1 jour (CMC, NCEP). Dans le cas des phases inactives, 6 modèles présentent des scores avec des

prévisibilités de l'ordre de 3 jours (Ens) de 2 jours (ECMWF, JMA) et de 1 jour (CMC et NCEP, UKMO). Pour l'indice filtré, la phase active présente des scores de prévisibilité de 15 jours (échéance maximale, ECMWF, NCEP, Ens), de 13 et 14 jours (UKMO et CMC), de 9 et 10 jours (échéances maximales pour JMA et CMA). Pour les phases inactives, les scores obtenus sont de l'ordre de 15 jours (CMC, ECMWF, UKMO, Ens), de 8 et 9 jours (JMA et NCEP) et de 2 et 5 jours (CPTEC et CMA).

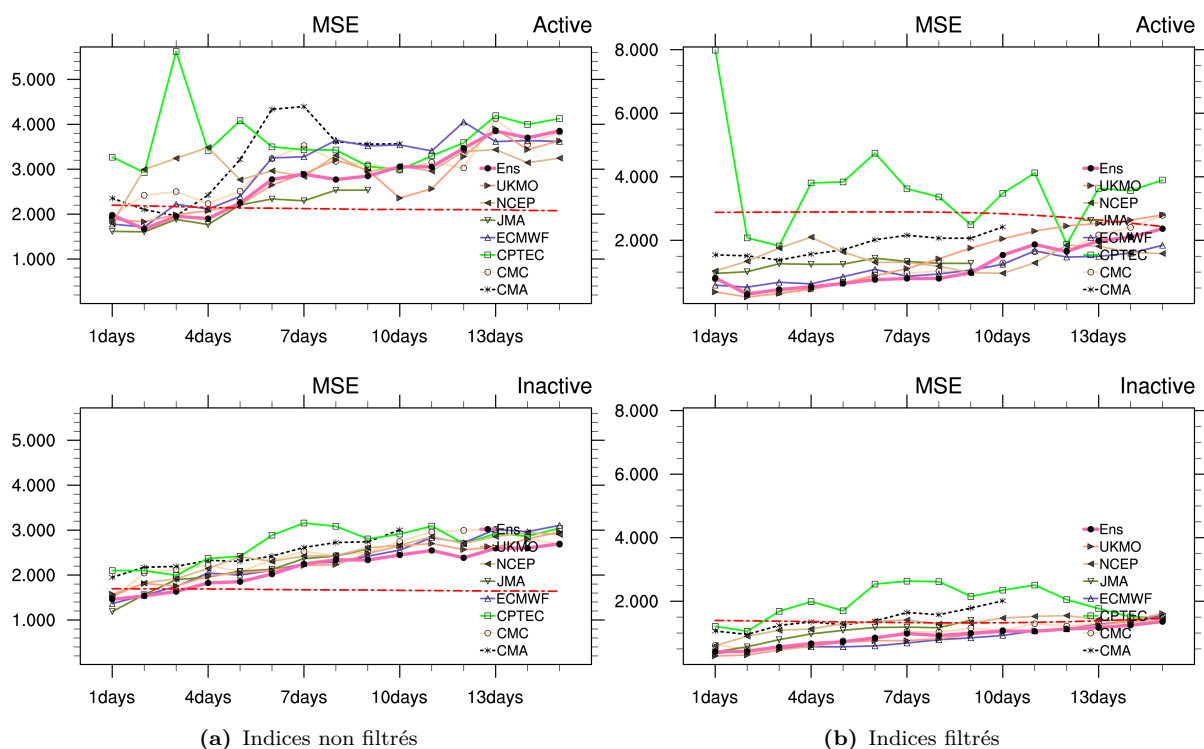


FIG. 6.26 – Idem que la figure 6.12, mais pour le mode 20-90 jours.

6.4 La prévisibilité des modes de la variabilité et lien avec les ondes atmosphériques

Dans les sections précédentes les modèles de la base TIGGE (du moins ceux retenus dans le cadre de cette thèse) ont été évalués notamment sur leurs aptitudes à reproduire les éléments clés régissant le climat en Afrique équatoriale (section 6.1) et aussi leurs capacités à reproduire les phases des différents modes de variabilité intrasaisonnière modulant l'activité pluvieuse de la région durant les mois de Mars à Juin (section 6.2). Dans leur grande majorité les modèles ont été aptes à reproduire les structures convectives et dynamiques liées à la variabilité intrasaisonnière. Dans leur ensemble ils ont pu retranscrire la propagation vers l'Est mis en lumière et caractérisant les signaux qui modulent les activités convective et pluvieuse sur cette région durant cette période de l'année. Pour certains modèles, l'amplitude des signaux pluvieux s'estompent rapidement avec l'échéance alors que la signature

dynamique du signal propagatif reste présente.

Nous nous proposons dans cette section de procéder à l'analyse de la prévisibilité des modes principaux de variabilité intrasaisonnière dans le contexte de la dynamique de grande échelle. Pour le faire, nous utilisons le potentiel de vitesse à 200hPa (VP200). Plus précisément, il est question d'évaluer le potentiel de prévisibilité de chacun des modes de variabilité en lien avec les signaux atmosphériques actifs pour ces différentes gammes d'échelles. Ces signaux (identifiés au chapitre 3), qui sont principalement les ondes convectives de Kelvin (CCEK) et de la Madden Julian Oscillation (MJO), constituent de véritables sources naturelles de prédictabilité pour la variabilité intrasaisonnière sur les régions où elles sont actives.

Inspirée de celle utilisée pour l'indice MJO de *Wheeler* (Wheeler and Hendon 2004), la méthodologie adoptée pour l'évaluation, des modes 2-8, 8-22 et 20-90 jours (identifiés durant la saison MAMJ) est la suivante :

☞ Pour la période historique de 1979-2010 :

- ✓ Sur le domaine $[15^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}/50^{\circ}\text{W}-50^{\circ}\text{E}]$, on réalise l'analyse en composantes principales du potentiel de vitesse (VP200) filtré pour retenir la bande de périodicité du mode ciblé. Les deux premiers vecteurs sont retenus et caractérisent les structures dominantes pour le mode considéré. Ceux-ci constitueront les métriques pour le suivi de l'activité du mode dans un diagramme de phase.
- ✓ La même analyse EOF est réalisée sur le même domaine, mais pour la source de prédictabilité du mode cible (CCEK pour les modes 2-8 et 8-22 jours, MJO pour le mode 20-90 jours). Les deux premiers vecteurs sont retenus et caractérisent la structure dominante pour le forçage considéré. Ces modes sont utilisés comme métrique pour le suivi de l'activité de la source.

☞ Pour les périodes de prévision (2008-2012) :

- ✓ Les champs d'anomalies observés et simulés de VP200 pris sur le même domaine sont projetés sur les vecteurs propres du mode. Les composantes principales, PC^{obs} et PC^{fst} qui en découlent sont ensuite standardisées, par l'écart-type des PC^{hist} calculés sur la période historique, et leur évolution suivie dans le diagramme de phase présenté à la figure 6.27. Le mode est considéré actif si son amplitude ($\sqrt{PC_1^2 + PC_2^2}$) est supérieure à 1.
- ✓ De façon identique les composantes principales de la source potentielle sont calculées et leur évolution suivie dans le même diagramme de phase.
- ✓ La prédictabilité du mode est analysée en évaluant la prévisibilité de chacune de ses phases dans les situations où la source est active.

Pour chacun des modes, l'évaluation de la prévisibilité est faite selon la phase d'initiation. La figure 6.27 illustre le diagramme de phases adopté pour décrire l'évolution des structures associées à chacun des modes principaux de variabilité identifiés sur l'Afrique Centrale. Il

s'agit de la co-évolution temporelle en 8 phases, des coefficients des deux premières composantes principales (tirés de la décomposition en EOF) de chacune des gammes de variabilité. Chacune des phases illustrées, caractérise le poids relatifs d'une composante par rapport à une autre. Cette figure (6.27) est présentée pour fixer le cadre temporel lequel, l'analyse phase par phase, servant à évaluer l'impact des ondes équatoriales, est réalisée.

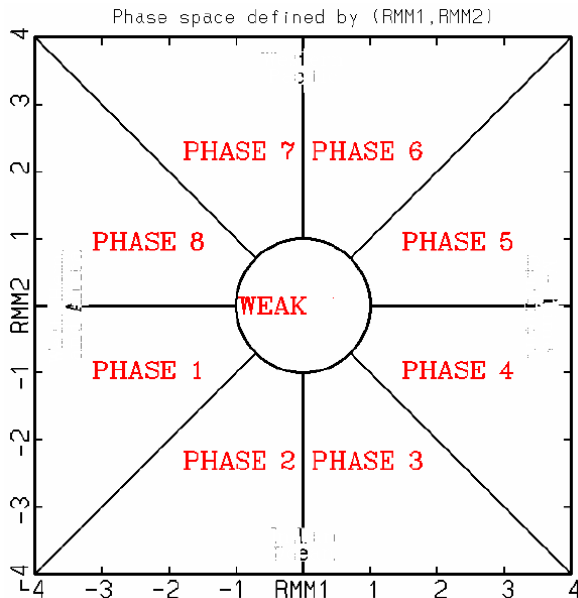


FIG. 6.27 – Diagramme de phase pour le suivi de l'activité des modes principaux de variabilités identifiés sur l'Afrique centrale. Inspirée de celui utilisé pour le suivi de la structure de la MJO, il est construit sur la base des PC1 (RMM1) et PC2 (RMM2). Une évolution dans le sens anti-horaire est indicateur de structures se déplaçant vers l'Est. Les signaux sont considérés actifs (inactifs) s'ils sont positionnés en dehors du (dans le) cercle.

Comme précédemment pour les différences échéances, on calcule l'erreur quadratique moyenne entre l'amplitude des observations et celles des prévisions. La prédictabilité correspond à l'échéance à partir de laquelle le rapport signal-bruit est inférieur à 1. Le signal correspond à la moyenne des variances calculées sur une fenêtre temporelle entourant les dates d'initialisation recensées. La longueur dépend du mode de variabilité considéré : 7, 13 et 41 jours pour les mode 2-8, 8-22 et 20-90 jours respectivement.

6.4.1 Impact des phases de l'onde Kelvin atmosphérique sur la prévisibilité du mode 2-8 jours

La figure 6.28 présente le contexte atmosphérique global des structures spatiales décrites par les phases des composantes principales du VP200 représentant le mode 2-8 jours. La séquence composite présentée est construite sur les bases des champs d'anomalies d'OLR-NOAA (couleurs), du potentiel de vitesse et du vent divergent à 200 hPa. Chacune des cartes présentent la structure moyenne pour l'ensemble des dates recensées dans la phase indiquée. La séquence met en évidence des structures se propageant vers l'est. La phase 8 indique une intense activité convective sur le golfe de Guinée et correspond à la phase de maturation d'une activité convective initiée durant la phase 7. La phase 2 met en évidence un maximum de convection sur le bassin du Congo et correspond à la phase mature d'une activité initiée

au cours de la phase 1. La périodicité dominante de ce mode étant de l'ordre de 6 à 8 jours, le temps nominal d'une phase à l'autre est de moins d'un jour.

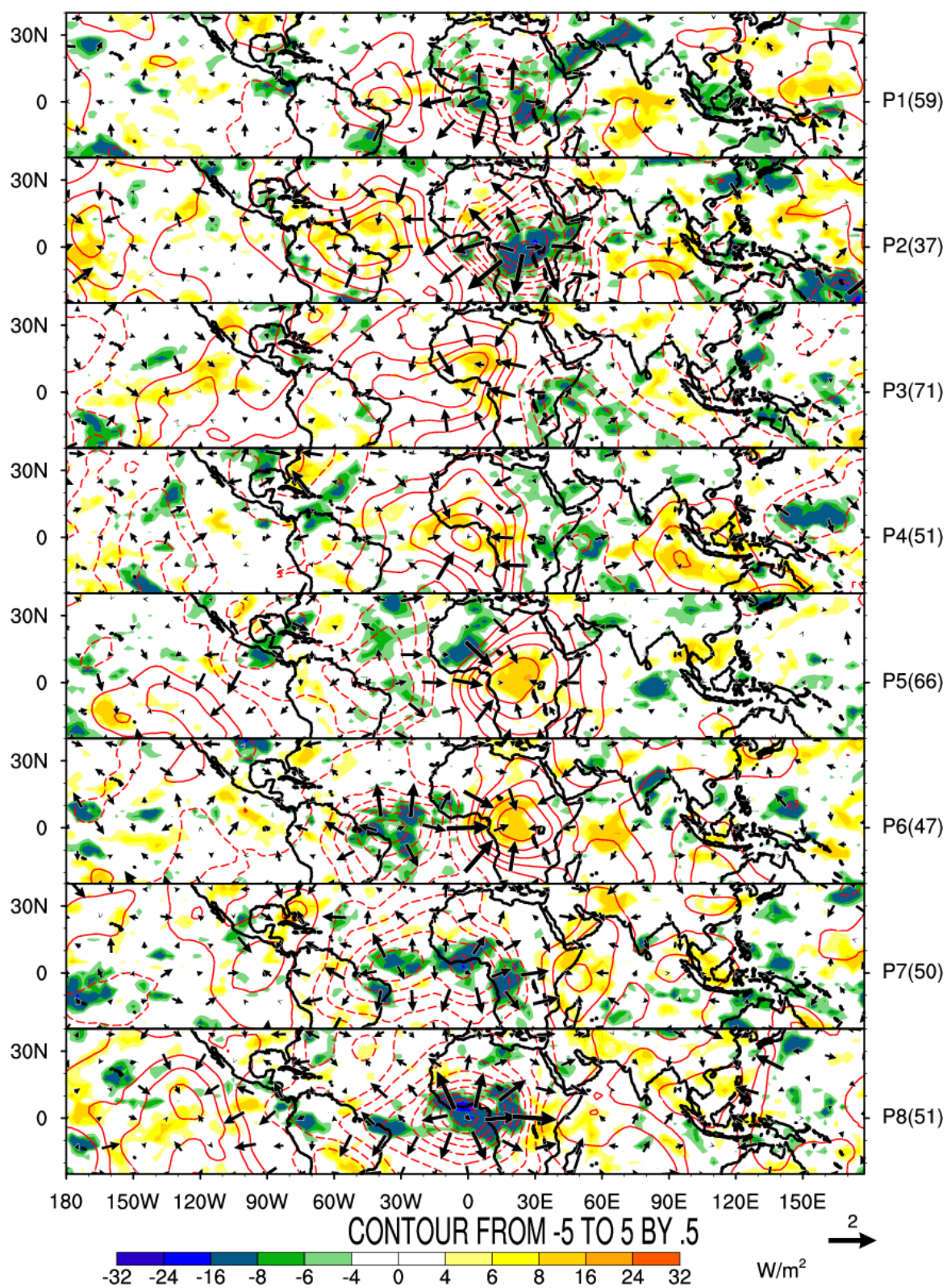


FIG. 6.28 – Anomalies composites de l'Olr-NOAA (couleurs), du potentiel de vitesse (contours) et du vent divergent (vecteurs) à 200 hPa pour chacune des phases de propagation du mode 2-8 jours lorsque son amplitude est supérieure à un écart type. Les nombres entre parenthèses sur le bord droit indiquent le nombre d'évènements recensés dans la phase. Se référer à la figure 6.27 pour avoir une idée de la contribution relatives de chacune des premières dans la construction de la phase.

La figure 6.29 présente l'évaluation de la prédictabilité des phases du modes 2-8 jours, il s'agit des scores de prévisibilité (pour chacune des phases) dans le contexte d'une onde de Kelvin active. Le nombre d'échéances disponibles dans la base de travail ne nous permet pas de produire des scores spécifiques. Exception faite pour le modèle CPTEC, pour les autres modèles l'allure des courbes d'erreurs et de signal laisse envisager, dans certains cas, des scores de plus de 14 jours. En général, le modèle moyen est celui qui augure de plus grands scores. Le modèle CPTEC présente les plus faibles scores avec des valeurs de l'ordre de 5 à 8 jours. Il est suivi par les modèles CMA et NCEP pour lesquels l'allure de la courbe d'erreur suggère une rapide dérive des prévisions. De scores faibles sont envisageables pour les initiations lors des phases 4 et 8, lorsque le signal est maximal au dessus du golfe de Guinée. Les scores les plus élevés sont à envisager pour les phases 2 et 5 lorsque le dipôle entre les côtes brésiliennes et le bassin du Congo est actif.

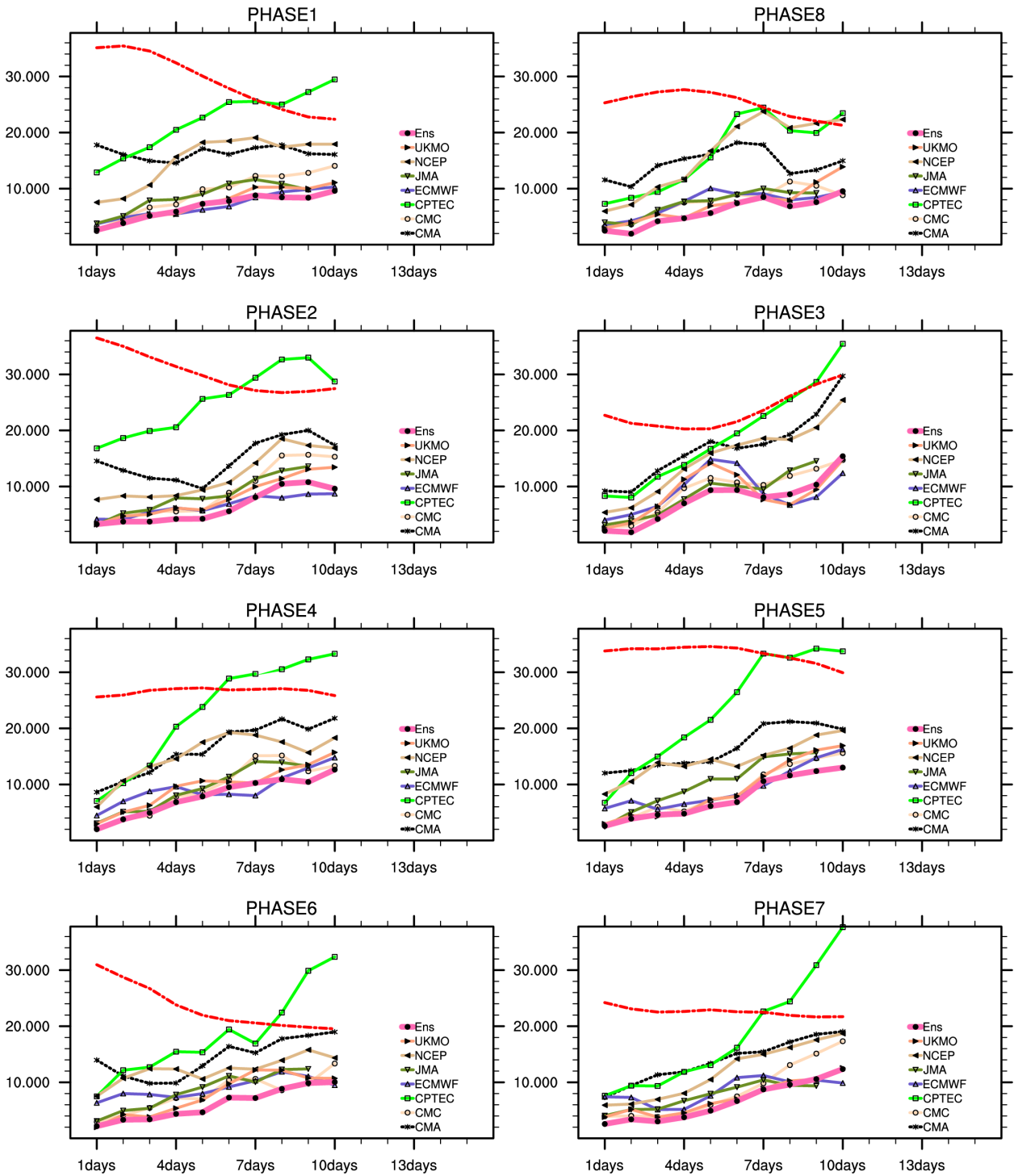


FIG. 6.29 – Erreur quadratique moyenne et estimation du signal lié au mode 2-8 jours. Les panneaux représentent les scores obtenus en lors de différentes dates d’initialisation en lien avec les phases du signal 2-8 jours dans le cas d’une onde de Kelvin active. Évolution en fonction de l’échéance de prévision de l’amplitude du signal (courbe tireté rouge) et de l’erreur quadratique moyenne des modèles de prévisions de la base TIGGE pour des dates d’initialisation correspondant aux phases active (en haut) et inactive (en bas) du mode 2-8 jours de l’indice guinéen. Les scores sont construits sur la base des indices non filtrés (à gauche) et filtrés (à droite). Pour chacun des modèles, le potentiel de prévisibilité est l’échéance correspondant à l’intersection entre sa courbe d’erreur celle du signal. Se référer à la figure 6.27 pour avoir une idée de la contribution relatives de chacune des premières dans la construction de la phase.

6.4.2 Impact des phases de l'onde Kelvin atmosphérique sur la prévisibilité du mode 8-22 jours

La figure 6.30 présente le contexte atmosphérique global des structures spatiales décrites par les phases des composantes principales du VP200 représentant le mode 8-22 jours. La séquence composite présentée est construite sur la base des champs d'anomalies d'OLR-NOAA (couleurs), du potentiel de vitesse et du vent divergent à 200 hPa. Chacune des cartes présente la structure moyenne pour l'ensemble des dates recensées dans la phase indiquée.

La séquence met en évidence des structures se propageant vers l'Est avec une phase de stationnarité systématique sur le golfe de Guinée. La phase convective (sèche) de ce mode est initiée à l'Est du Pacifique durant la phase 1 (5) et arrive sur le golfe de Guinée durant la phase 5. Elle y demeure et atteint la maturation durant la phase 6 avant de poursuivre sa course vers l'Est durant les phases suivantes. Le temps nominal d'une phase à l'autre est d'environ 2 jours.

La figure 6.31 présente l'évaluation de la prédictabilité des phases du mode 8-22 jours, comme dans le cas du mode 2-8 jours, il s'agit des scores de prévisibilité dans le contexte d'une onde de Kelvin active (principale source de prédictabilité pour cette gamme d'échelle). Nous nous limitons à un commentaire sur les tendances à envisager pour les scores car le nombre d'échéances disponibles dans la base de travail ne nous a pas permis de produire des scores spécifiques. Eu égard aux scores envisageables, le modèle CPTEC se positionne d'emblée comme le moins bon de tous avec des valeurs maximales autour de 10 jours. Pour les autres modèles l'allure des courbes d'erreur et de signal laisse envisager, dans certains cas, de scores entre 14 et 20 jours. De nouveau le modèle moyen (Ens) est celui qui augure des scores les plus élevés. Les scores les plus élevés sont à envisager pour les phases 4 et 8 quand les signaux sont à leurs maximum sur le bassin Atlantique. De scores élevés sont également à espérer pour les phases 1 et 6 lorsque les structures sont localisées au dessus du golfe de Guinée.

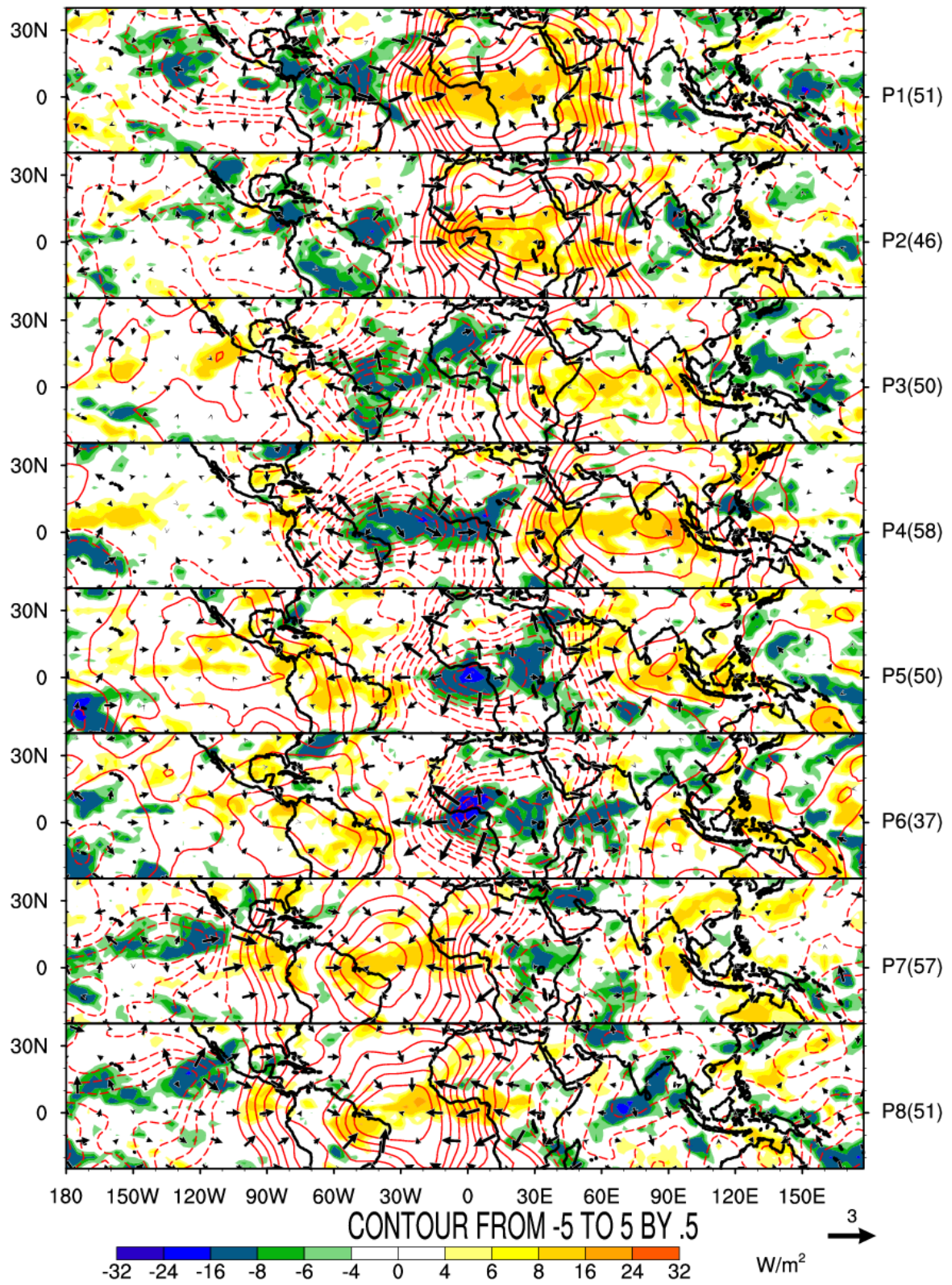


FIG. 6.30 – Idem à la figure 6.28, mais pour le mode 8-22 jours.

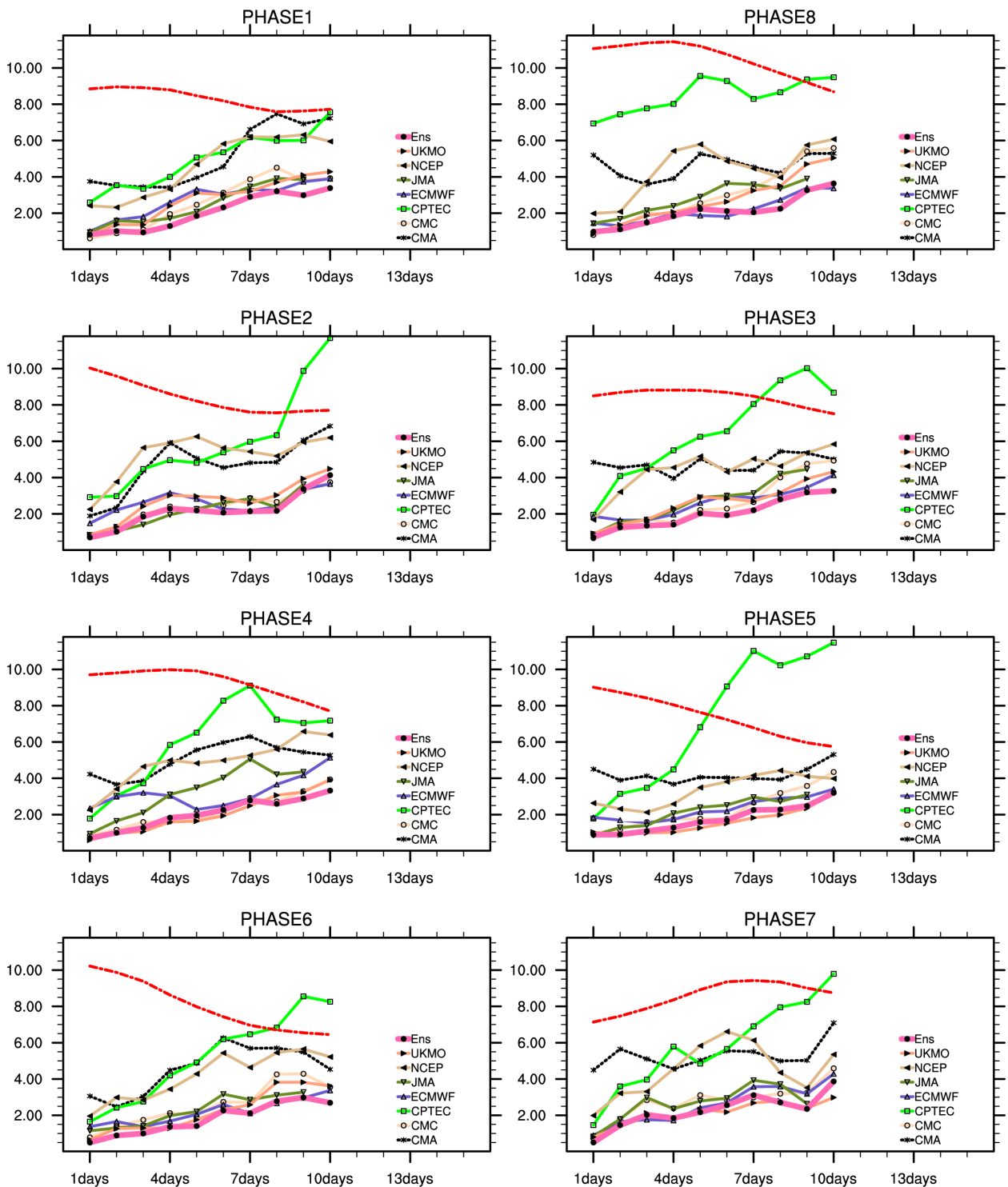


FIG. 6.31 – Idem à la figure 6.29, mais pour les phases du mode 8-22 lorsque le signal l’onde de Kelvin est actif.

6.4.3 Impact des phases de la MJO sur la prévisibilité du mode 20-90 jours

La figure 6.32 présente le contexte atmosphérique global des structures spatiales décrites par les phases des composantes principales du VP200 représentant le mode 20-90 jours. La séquence composite présentée est construite sur les bases des champs d'anomalies d'OLR-NOAA (couleurs), du potentiel de vitesse et du vent divergent à 200 hPa. Chacune des cartes présentent la structure moyenne pour l'ensemble des dates recensées dans la phase indiquée. La séquence met en évidence des structures de grande échelle se propageant vers l'est et caractérise des signaux dont la maturation est atteinte durant les phases 5 et 6 lorsque les systèmes sont positionnés sur l'océan indien. Si la structure arrive effectivement sur le golfe de Guinée durant la phase 4, ses effets sont perceptibles au cours de la phase 3 et le restent jusqu'à la phase 6 alors que les systèmes sont positionnés sur l'océan indien. La périodicité dominante de ce mode étant de l'ordre de 40 jours, le temps nominal d'une phase à l'autre est d'environ 5 jours.

La figure 6.33 présente l'évaluation de la prédictabilité des phases du mode 20-90 jours, il s'agit des scores de prévisibilité dans le contexte d'un signal de MJO actif (principale source de prédictabilité pour la variabilité intrasaisonnière). Les commentaires se limitent juste aux tendances envisageables, mais se veulent plus catégoriques pour le modèle CPTEC qui avec des scores inférieures à 10 jours se positionne comme le moins performant de tous. Pour certaines phases, les modèles CMA (phase 5) et NCEP (phase 1 et 3) présentent de faibles scores et s'avèrent même moins performants que CPTEC. De nouveau le modèle moyen (Ens) semble augurer des scores les plus élevés. Pour tous les modèles, des scores élevés sont à attendre pour la phase 6 lorsque l'activité convective est maximale et localisée sur l'océan indien. Lorsque les structures sont au dessus du golfe de Guinée (phase 4 et 8) des scores élevés semblent envisageables pour les modèles CMC, ECMWF, UKMO et même le modèle moyen.

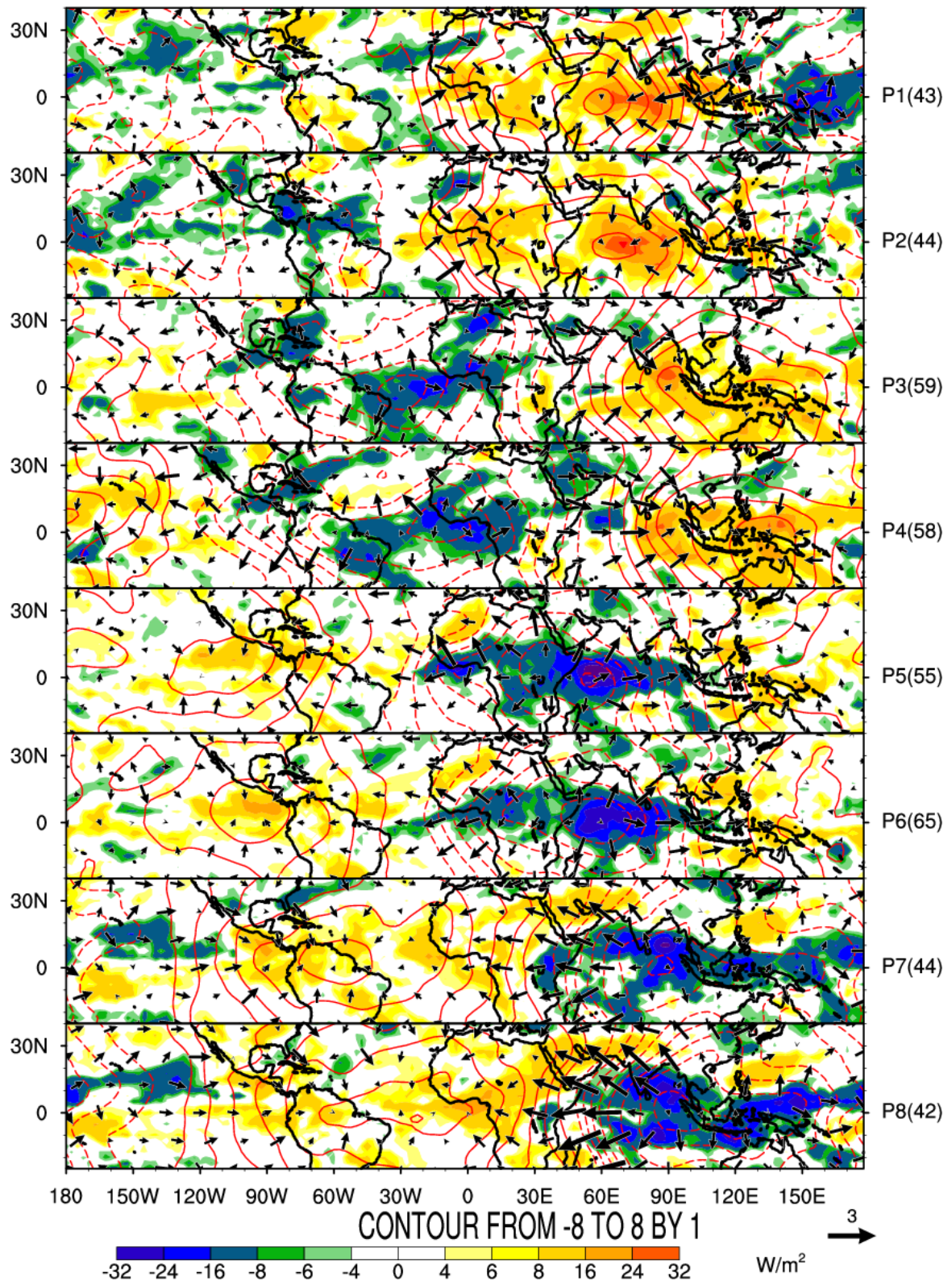


FIG. 6.32 – Idem à la figure 6.28, mais pour le mode 20-90 jours.

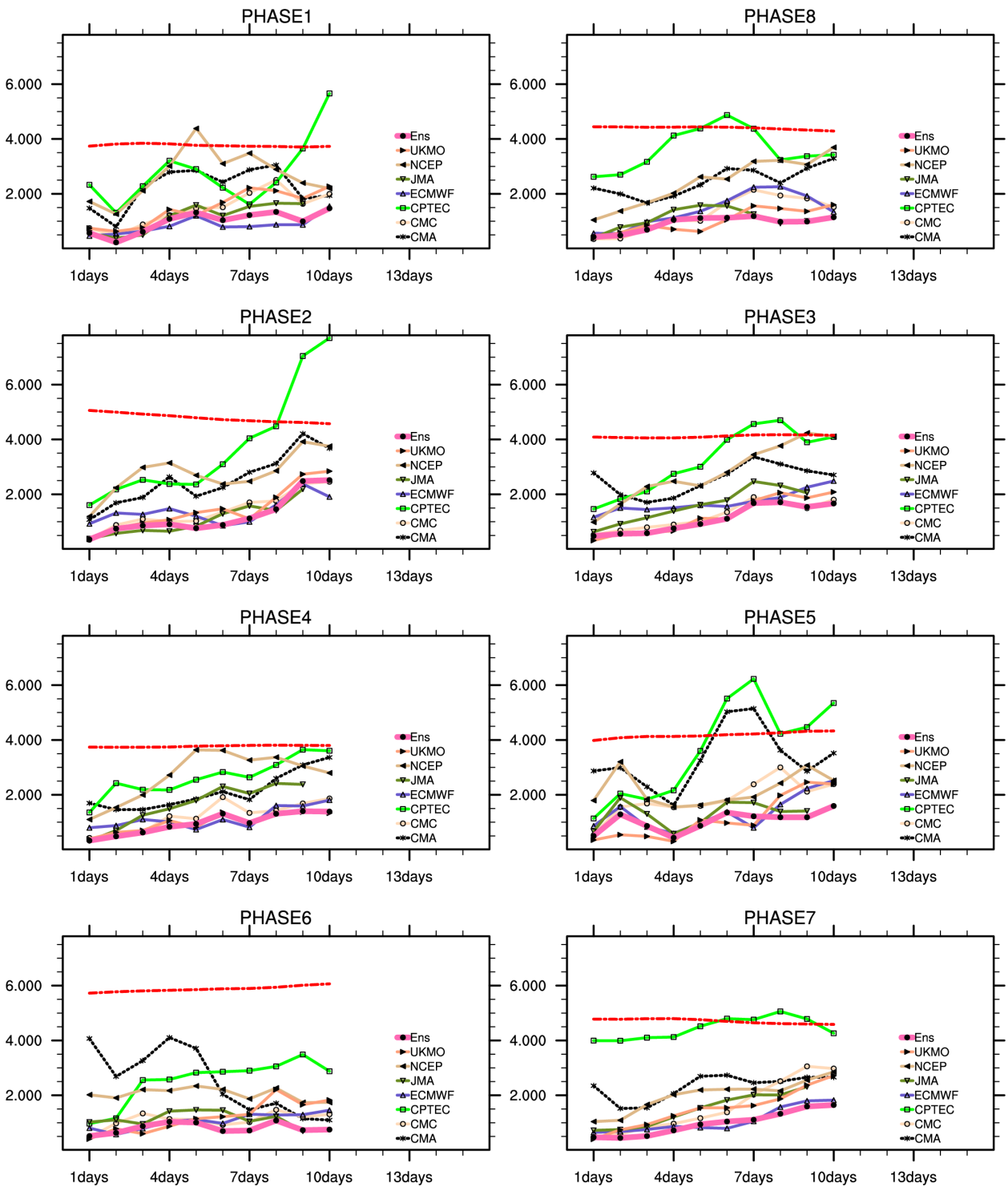


FIG. 6.33 – Idem à la figure 6.29, mais les phases du mode 20-90 jours lorsque le signal de la MJO est actif.

6.5 Conclusion

Dans ce chapitre, il a été question d'analyser la prévisibilité des modes de variabilité intrasonnière des activités convective et pluvieuse identifiés au dessus du golfe de Guinée au cours du printemps et présentés au chapitre 3. Il a été montré que les phases de ces modes sont modulées par des structures atmosphériques se propageant vers l'Est en lien avec la dynamique des ondes atmosphériques. Se focalisant spécifiquement sur le mode 8-22 jours, les analyses menées au chapitre 4 ont montré que durant les mois de Mars à Juin, la variabilité des activités convective et pluvieuse au dessus de la côte guinéenne est fortement influencée par les forçages arrivant par l'Ouest du bassin Atlantique et induit par la dynamique des ondes de Kelvin. Généralisant ce résultat et s'appuyant sur les analyses menées dans les chapitres précédents, il est possible d'entrevoir la modulation des phases des modes 2-8 et 20-90 par l'onde de Kelvin et par le signal de grande échelle induit par la MJO. Tirant parti de ces potentielles sources de prédictabilité, nous avons évalué la base multi-modèles TIGGE (Thorpex Interactive Grand Global Ensemble) dans sa prévisibilité des variations des enveloppes convective et pluvieuse sur la région.

Un examen minutieux des différents modèles constituant la base TIGGE a permis de retenir les modèles CMA, CMC, CPTEC, ECMWF, JMA, NCEP, UKMO pour conduire cette évaluation. Un modèle moyen, nommé Ens, a constitué le huitième modèle pour notre base de données. Une analyse exploratoire, a mis en lumière l'aptitude de ces modèles (certains plus que d'autres) à détecter et à reproduire les éléments clés du climat dans la région du golfe de Guinée et l'Afrique Centrale. Toutefois et sans surprise, il a été noté une dérive (plus ou moins rapide selon les modèles) pour les échéances élevées. En termes d'amplitude de pluie, la plupart des modèles présentent des biais négatifs sur le golfe de Guinée et des biais positifs sur les bords Est des océans Atlantique et Indien. Dans cet exercice, les modèles ENS, CMC, ECMWF (aux échéances élevées), NCEP et UKMO se sont avérés les plus performants.

Les modèles ont également été évalués sur leur aptitude à détecter les modes principaux de variabilité et à reproduire les phases qui leur sont associées. Là encore on peut noter une dérive avec l'échéance, plus elle est élevée plus vite baisse la part de variabilité expliquée par les signaux de hautes fréquences. En terme de reproductibilité des phases des activités pluvieuse et convective, les modèles se sont révélés aptes à reproduire (même aux échéances élevées) la propagation vers l'Est caractérisant les structures convectives et dynamiques associées aux modes principaux de variabilité identifiés durant les mois de Mars à Juin. Il a été montré que même si l'amplitude de la pluie associée aux phases de ces modes baisse rapidement (avec l'échéance), la signature d'une activité convective reste présente pour des échéances élevées.

L'analyse de la prévisibilité des phases spécifiques de la structure dynamique des modes principaux, a permis d'obtenir des scores de prévisibilité probant surtout lorsque les modèles

sont initialisés lorsque les principales sources de prédictabilité sont actives. Dans cet exercice, les modèles CMC, ECMWF, UKMO se sont avérés particulièrement performants avec des scores au delà de 10 jours indépendamment de la gamme de variabilité et aussi de la phase du mode lors de l'initialisation du modèle. Il a été surprenant de constater que pour certaines phases des modes principaux, le modèle NCEP présente des scores moins bons que ceux du modèle CPTEC, le moins bon de tous.

Le modèle d'Ensemble présente de meilleurs scores que les différents modèles pris individuellement, ceci du fait que les lacunes des uns sont compensés par les forces des autres. Dans ce sens le modèle d'Ensemble offre la possibilité d'aboutir à des prévisions réalistes. Toutefois, il serait important de prendre soin d'écarter de la moyenne d'Ensemble les modèles présentant de fort biais notamment dans la simulation des éléments du climat. D'autre part, il faudrait non seulement envisager la construction d'Ensembles basés uniquement sur les modèles ayant les meilleurs scores et pourquoi pas de procéder à la correction des biais des modèles individuels.

Conclusion Générale et Perspectives

Conclusion Générale

Ce travail de thèse s'inscrit dans le contexte de la documentation de la variabilité intrasaisonnière en Afrique de l'Ouest et en Afrique Centrale. Il a été précisément question d'analyser la variabilité intrasaisonnière et la prévisibilité des activités convective et pluvieuse pour les saisons de l'année où la ZCIT est au dessus de l'équateur.

Comme il est d'usage, la documentation de la variabilité intrasaisonnière a été faite au moyen d'un indice régional construit à partir de l'analyse EOF des champs de convection et de précipitation filtré 2-90 jours. Une fois construit, en lieu et place des analyses spectrales classique (ondelette, densité spectrale, ...), cet indice a été décomposé au moyen de la SSA de façon à isoler chacun des modes propres qu'il contient. L'application de la CAH aux structures spatio-temporelles caractérisant chacun de ces modes propres a permis de définir de façon objective les gammes principales de variabilité présentent dans la bande 2-90 jours. Ainsi :

- ✓ Durant le **printemps (de Mars à Juin)**, les structures spatiales ont mis en lumière un important pôle de convection et de précipitation centré sur la côte guinéenne. L'indice, construit sur le domaine [2.5°S-7.5°N/5°W-5°E] appartenant à ce pôle de forte variabilité, a permis d'identifier trois gammes principales de périodicité à savoir **2-8, 8-22, 20-90** jours expliquant respectivement 41, 28 et 22% de la variance du signal 2-90 jours. Une analyse des structures dynamiques associées à chacun de ces modes a été produite, et une forte dominance des signaux se propageant vers l'Est a été constatée indépendamment de la bande spectrale considérée. Toutefois pour le mode 8-22 jours, la propagation vers l'Est se combine systématiquement avec une phase de stationnarité des systèmes convectif le long de la côte guinéenne entre 15° et 0°W. Ce caractère propagatif vers l'Est pour l'ensemble des trois principales gammes de variabilité est cohérent avec la structure dynamique : des ondes équatoriales de Kelvin (pour les bandes 2-8 et 8-22 jours avec à chaque fois une contribution de l'ordre de 40%) et du signal MJO (dans la bande 20-90 jours, avec une contribution de l'ordre de 50%).
- ✓ Pour l'**automne (de Septembre à Décembre)**, l'indice régional a été construit sur le domaine [10.0°S-5.0°N/0.0°E-30.0°E] contenant le pôle de maximum de variabilité convective et pluvieuse pour cette période de l'année. Trois gammes de périodicité

ont pu être mise en évidence à savoir : **2-7.5**, **7.5-17**, **17-90** jours, représentant respectivement 20.7, 23.8, 30.2% de part de variance du signal 2-90 jours. L'analyse des structures convectives a montré une tendance des structures à se déplacer vers l'Est en lien avec la dynamique propre aux ondes équatoriales de Kelvin (pour les bandes 2-7.5 et 7.5-17 jours avec des parts de l'ordre de 40%), aux ondes EIG (20% dans la bande 2-7.5 jours) et aussi à la MJO (avec une contribution de 70% bande 17-90 jours).

Des analyses menées distinctement sur les mois de Mars à Juin et de Septembre à Décembre, il ressort que les activités convective et pluvieuse au cours de ces saisons sont régies par trois modes principaux de variabilité de gammes de périodicité assez proches. Au cours de ces deux saisons, pendant que les systèmes individuels générateurs de pluie se déplacent d'est en ouest, leur activité est régulée par des enveloppes convectives (d'échelles sous-régionale et régionale) se déplaçant vers l'Est. L'impact relatif des ondes équatoriales se propageant vers l'Ouest n'est pas à négliger, d'autant plus qu'elles sont susceptibles d'interagir avec les autres modes et donc de moduler les phases de l'activité convective. Celles dont il faut tenir compte au cours du printemps sont les ondes WIG (pour la bande 2-8 jours), les ondes équatoriales de Rossby, dans les bandes 8-22 (20%) et 20-90 (15%) jours. Pour l'automne, seul l'impact des ondes MRG dans la bande 2-7.5 jours est à considérer.

Dans le but de comprendre les mécanismes de régulation des modes de variabilité, nous avons évalué l'impact des forçages externes sur la modulation des activités convective et pluvieuse. L'attention a été portée en particulier sur le mode 8-22 jours, échelle de temps pour lesquelles les modulations pluviométriques peuvent avoir des impacts significatifs sur les rendements agricoles. Le mode a été divisé en trois composantes indépendantes représentant respectivement les ondes de Kelvin, celles de Rossby et une composante résiduelle. Les deux premières composantes illustrent une modulation du mode par des signaux se propageant vers l'Est et vers l'Ouest respectivement. La troisième peut représenter le caractère stationnaire observé sur le golfe de Guinée. Son analyse spécifique a révélé que le maintien d'un régime stationnaire sur le golfe de Guinée est modulé par des descentes de masses d'air méditerranéennes.

Pour aller plus loin, une analyse discriminante a été produite et celle-ci a consisté à identifier pour chaque phase du mode 8-22 jours, la (ou les) composante(s) active(s). Les situations identifiées se regroupent en quatre grands ensembles : le premier représentant les situations pour lesquelles toutes les composantes sont actives, le deuxième celles pour lesquelles seules deux composantes sont actives, le troisième caractérisant l'activité d'une seule des composantes et le quatrième correspondant aux cas pour lesquels aucune des composantes n'est active (dans ce cas les fluctuations ont probablement une origine dominante liée à des rétroactions locales). Les conclusions suivantes en émergent :

- ✓ L'advection est importante dans la modulation des phases du mode 8-22 jours puisque aucun cas correspondant au dernier ensemble n'a été détecté.

- ✓ Pour la construction des phases du mode 8-22 jours, les signaux relatifs à la composante de Kelvin joue un rôle prédominant, puis viennent ceux relatifs à la composante Résiduelle et enfin nous avons l'influence des ondes de Rossby. De ces trois composantes, seuls les signaux Kelvin et Résiduelle peuvent individuellement être responsable de la modulation des phases du mode 8-22 jours. Dans la plupart des cas leurs actions sont combinées avec une plus grande récurrence des signaux Kelvin.
- ✓ La forte similitude entre les structures thermodynamiques du mode 8-22 jours et celle de la théorie des ondes de Kelvin illustre le fait que l'introduction des composantes Rossby ou/et Résiduelle ne perturbent pas fondamentalement la structure d'onde de Kelvin « pure ». Toutefois, en comparaison aux cas Kelvin pure, lorsque les trois signaux sont actifs, les anomalies d'humidité spécifique sont un peu plus marquées tandis que celles de température sont un peu plus faibles. C'est aussi le cas pour les situations combinant uniquement signaux Kelvin et Rossby alors que les combinaisons Kelvin-Résidu ont une forte atténuation des modulations d'humidité spécifique. Les structures atmosphériques en lien avec les cas Kelvin pur ou Kelvin-mixte sont cohérentes avec certains des éléments proposés par les principales théories actuelles des ondes de Kelvin équatoriales couplées à la convection, en particulier l'instabilité stratiforme, WISHE et wave-CISK.

Ainsi pour le mode 8-22 jours, l'impact de l'onde de Kelvin est dominant et son empreinte reste robuste même lorsqu'il est combiné aux signaux Rossby ou/et Résidu. Nous nous sommes servi du modèle WRF pour mesurer l'impact des ondes de Kelvin dans l'activité du mode 8-22 jours. Avant de procéder au test de sensibilité, le modèle WRF a préalablement été évalué. S'il s'est avéré capable de reproduire l'activité intrasaisonnière de la ZCIT, il a tendance à favoriser la présence des signaux se propageant vers l'Ouest. Pour ce qui de l'activité du mode 8-22 jours, malgré des valeurs d'amplitudes faibles, le modèle WRF reproduit de manière acceptable les différentes composantes de ce mode de variabilité. L'impact des ondes de Kelvin et de Rossby est bien présente. La stationnarité sur le golfe de Guinée est bien simulée de même que l'intrusion des masses d'air méditerranéennes. Toutefois, lors de l'analyse des structures convectives de ce mode, il a été constaté que celles simulées par le modèle présentent un retard par rapport à celles des observations alors que les structures dynamiques sont en phase. De l'analyse discriminante, il a été relevé que ce retard se manifeste plus dans les cas Kelvin mixte. Le modèle ne semble pas reproduire dans les détails les processus contrôlant la dynamique des ondes de Kelvin (pur ou mixte) couplées à la convection. Malgré cela, l'expérience de sensibilité menée à l'aide du modèle WRF a permis de mesurer l'importance spécifique des ondes de Kelvin pour la modulation de l'activité convective sur le golfe de Guinée et au dessus de l'Afrique Centrale. Généralisant ce résultat, il est possible de conclure que la modulation des phases des modes 2-8, 8-22 jours est due à l'onde équatoriale de Kelvin, tandis que celle du mode 20-90 jours est imputable au signal de grande échelle induit par la MJO.

Se basant sur l'existence de tels forçages externes, la dernière partie de ce manuscrit a porté sur l'**analyse de la prévisibilité des modes de variabilité** en particulier ceux identifiés au cours du printemps. En effet ces forçages externes constituent des sources potentielles de predictabilité pour les modes intrasaisonniers. Utilisant les données de prévisions de la base multi-modèles TIGGE (Thorpex Interactive Grand Global Ensemble) il a été question d'évaluer les performances des différents modèles et leur moyenne d'Ensemble à prévoir les variations des enveloppes convective et pluvieuse sur la région.

- ✓ Dans l'exercice de validation de la base qui consiste à mesurer l'aptitude des modèles à simuler les traits caractéristiques du climat dans la région, il est à noter qu'en terme de quantité de pluie, la plupart des modèles présentent des biais négatifs sur le golfe de Guinée et des biais positifs sur les bords Est des océans Atlantique et Indien. Toutefois les modèles CMC, ECMWF (aux échéances élevées), NCEP et UKMO se sont avérés les plus performants.
- ✓ Les modèles ont également été évalués sur leur aptitude à détecter les modes principaux de variabilité et à reproduire les phases qui leur sont associées. Là encore on peut noter une dérive avec l'échéance, plus elle est élevée, plus vite baisse la part de variabilité expliquée par les signaux de hautes fréquences. En terme de reproductibilité des phases des activités pluvieuse et convective, les modèles se sont révélés aptes à reproduire (même aux échéances élevées) la propagation vers l'Est caractérisant les structures convectives et dynamiques associées aux modes principaux de variabilité identifiés durant les mois de Mars à Juin. Il a été montré que même si l'amplitude de la pluie associée aux phases de ces modes baisse rapidement (avec l'échéance), la signature d'une activité convective reste présente pour des échéances élevées.
- ✓ L'analyse de la prévisibilité des phases spécifiques de la structure dynamique des modes principaux, a permis d'obtenir des scores de prévisibilité significatifs au delà de 10 jours surtout quand les modèles sont initialisés lorsque les principales sources de prédictabilité sont actives. Dans cet exercice, les modèles CMC, ECMWF, UKMO se sont avérés particulièrement performants avec des scores au delà de 10 jours indépendamment de la gamme de variabilité et aussi de la phase du mode lors de l'initialisation du modèle.
- ✓ La moyenne d'Ensemble présente de meilleurs scores que les différents modèles pris individuellement, ceci du fait que les lacunes des uns sont compensés par les forces des autres. Dans ce sens la moyenne d'Ensemble offre la possibilité d'aboutir à des prévisions réalistes. Toutefois, il serait important de prendre soin d'écarter de la moyenne d'Ensemble les modèles présentant de fort biais notamment dans la simulation des éléments du climat. D'autre part, il faudrait non seulement envisager la construction d'ensembles basés uniquement sur les modèles ayant les meilleurs scores et éventuellement de procéder à la correction des biais des modèles individuels.

Perspectives

Les perspectives envisageables à l'issue de ce travail portent sur :

- L'analyse des processus physiques entrant dans l'initiation et la modulation des différentes modes de variabilité ;
- L'évaluation de la prévisibilité des modes de variabilité à l'aide d'autres jeux de prévisions ;
- Le développement d'outils d'aide à la décision destinés aux centres opérationnels de prévision afin qu'ils soient en mesure de mieux suivre et prévoir l'activité des enveloppes convectives.

☞ Sur l'analyse des processus physiques :

L'analyse diagnostique du mode 8-22 jours a permis d'identifier la nature des forçages à l'origine des phases de cette gamme d'échelle. Un exemple d'expérience de sensibilité menée avec le modèle régional WRF a permis de tester l'impact d'un forçage externe de type CCEK sur la modulation intrasaisonnière de la convection sur la côte guinéenne. Cependant, l'origine des intrusions de masses d'air Méditerranéennes associées à la composante Résiduelle reste à éclaircir. Nous avons essayé de l'identifier de différentes manières, sans succès probant. En particulier nous avons réalisé des analyses EOF et EOF Étendues du géopotentiel sur la Méditerranée et l'Afrique du Nord. Il serait envisageable de recourir à d'autres investigations statistiques de décomposition du signal (par exemple de covariance croisée comme la SVD - Singular Value Decomposition -) sur la même réanalyse et éventuellement d'autres produits de réanalyses. On pourrait aussi y associer des études de cas spécifiques où ce signal est particulièrement fort pour mieux évaluer les processus météorologiques en jeu. Puis, à l'instar de la simulation WRF testant l'impact d'un signal CCEK, des approches similaires peuvent être appliquées en lien avec les signaux de forçage CCER et des moyennes latitudes. Dans ce contexte, réaliser ces expériences avec plusieurs modèles régionaux permettrait d'évaluer la robustesse des résultats et en particulier de mesurer la part des rétroactions locales suivant les modèles. Enfin, cette approche générale combinant analyses diagnostiques et test de sensibilité avec un modèle régional peuvent être réalisées pour les autres modes de variabilité.

Il est également important de se pencher de manière plus approfondie sur les mécanismes physiques gouvernant ces modes de variabilité de la convection identifiés sur le printemps et l'automne sur la côte guinéenne et au dessus de l'Afrique Centrale. Cette analyse des processus physiques pourrait se faire par des études de bilans de température, humidité et de quantité de mouvement, permettant d'identifier et quantifier les processus directement impliqués dans les échanges entre les échelles convectives et les échelles intrasaisonnières. De même, il serait particulièrement intéressant de se pencher

sur la part relative des mécanismes atmosphériques (instabilité stratiforme, WISHE et wave-CISK ?) en jeu pour l'établissement d'un régime convectif sur la région. Faire la lumière sur ces processus physiques, liés à l'initiation et la modulation des différentes phases des signaux d'échelle intrasaisonnière, peut aussi contribuer à évaluer et améliorer certaines paramétrisations des processus dominants dans les modèles de grande échelle.

☞ **Sur la poursuite des analyses de prévisibilité :**

Partant de l'analyse discriminante du mode 8-22 jours, on a pu montrer que la modulation de ses phases est due principalement à des forçages externes. Ces forçages constituent des sources potentielles de prévisibilité pour l'activité de ce mode. On peut envisager de généraliser cette approche aux autres modes intrasaisonniers, et aussi à la saison d'automne. Le degré de prévisibilité de ces forçages a été évalué en se servant des prévisions de la base multi-modèles TIGGE (Thorpe Interactive Grand Global Ensemble). Parmi les limites de cette approche, on peut souligner d'une part que l'analyse portait sur une période courte (2008-2012), et d'autre part que les modèles utilisés peuvent avoir évolué dans le temps et donc ne pas constituer des jeux de données homogènes. Il serait donc intéressant de mener à nouveau cette évaluation sur d'autres bases de données de prévision telles que :

- La *NOAA's second-generation global medium-range ensemble reforecast dataset* (GEFS-RFv2, Hamill et al. 2013), base de données de prévision couvrant la période Décembre 1984 à nos jours constituée d'un ensemble de prévisions (11 membres) réalisées jours par jour (initialisées à 00 UTC) pour une échéance de 16 jours avec une même version du modèle de prévision. On disposerait ici d'une base de données importante et homogène.
- La *Subseasonal to Seasonal (S2S) Prediction Project Database* (Vitart et al. 2016), base de données de prévision, fédérant 11 centres opérationnels et contenant les données de prévisions avec des échéances de plus de 30 jours sur des périodes de 10 ans et plus. On disposerait ici d'une base de données multi-modèles importante et permettant de tester des échéances de prévision plus longues, intéressante par exemple pour les signaux type MJO.

☞ **Sur le transfert en prévision opérationnelle :**

En Afrique de l'Ouest et Centrale, les principaux phénomènes météorologiques propagatifs suivis dans les centres météorologiques de prévision opérationnelle sont les systèmes convectifs de méso-échelle (SCM) et les ondes d'est d'échelle synoptique, tous deux se propageant vers l'ouest. Nous avons vu qu'à l'échelle intrasaisonnière, les choses sont différentes et plus complexes à suivre : les signaux dominants de type CCEK se propagent vers l'est, d'autres phénomènes mal connus, comme les intrusions de masses d'air de la Méditerranée, peuvent avoir un impact significatif sur l'activité convective, et

l'échelle intrasaisonnière se caractérise principalement par une modulation d'enveloppes convectives dépassant la dimension spatiale des SCM individuels. Il y a donc là des signaux utiles à la prévision mais pas forcément bien connus et ni exploités, et pas directement visibles sur des cartes météorologiques.

Le programme AMMA vient de publier un « Manuel pour les prévisionnistes » dont l'objectif est d'assurer le transfert des nouvelles connaissances acquises ces 15 dernières années sur la mousson d'été oues-africaine au profit des météorologistes travaillant dans les services opérationnels et proposant certains outils d'analyse et de prévision novateurs. Nous avons d'ailleurs contribué à la rédaction d'un des chapitres de ce manuel consacré à l'échelle intrasaisonnière (Thiaw et al. 2017). Le travail réalisé dans cette thèse peut constituer en soi une extension de ce chapitre pour les saisons de printemps et d'automne et plus focalisé sur la côte guinéenne et l'Afrique centrale que sur le Sahel. On peut envisager à partir de ce travail de thèse, d'une part la diffusion des résultats acquis auprès de certains des centres de prévision, comme la SODEXAM en Côte d'Ivoire ou la Direction de la Météorologie au Cameroun, et d'autre part le développement d'outil de diagnostics et de prévision à partir des prévisions du CEPMMT ou d'autres centres, basés par exemple sur la décomposition en EOF comme ce qui est présenté dans le Chapitre 6 de cette thèse et régulièrement utilisé pour la prévision de la MJO.

Liste des Contributions

- ➔ **Kamsu-Tamo P-H**, Janicot S, Monkam D, Lenouo A, 2018 : A medium-range mode of convection activity over the Guinean coast and central Africa during northern spring. A soumettre à *Climate Dynamics*
- ➔ Thiaw W M, Janicot S, Bekele E, Cook K H, Fontaine B, Mekonnen A, Ndiaye O, **Kamsu Tamo P H**, Vizy E K, 2017 : Meteorology in tropical Africa : The Forecaster's Handbook - Chapter 7 : Subseasonal Forecasting -, 255-288, John Wiley & Sons. doi :10.1002/9781118391297
- ➔ Louvet S, Sultan B, Janicot S, **Kamsu Tamo P-H**, Ndiaye O, 2016 : Evaluation of TIGGE precipitation forecasts over West Africa at intra-seasonal timescale. *Climate Dynamics*, doi :10.1007/s00382-015-2820-x
- ➔ **Kamsu-Tamo P-H**, Janicot S, Monkam D, Lenouo A, 2014 : Convective activity over the Guinean coast and Central Africa during northern spring from synoptic to intra-seasonal timescales. *Climate Dynamics*. doi :10.1007/s00382-014-2111-y
- ➔ Tanessong R S, Igri P M, Vondou D A, **Kamsu Tamo P-H**, Kamga F M, 2013 : Evaluation of probabilistic precipitation forecast determined from WRF forecasted amounts. *Theor Appl Climatol*, doi :10.1007/s00704-013-0965-2
- ➔ **Kamsu-Tamo P-H**, Janicot S, Monkam D, Lenouo A, 2012 : La variabilité intra-saisonnière de la convection dans le golfe de Guinée : analyse d'un mode de variabilité autour de 15 jours. *Actes à comité de lecture de l'Association Internationale de Climatologie*.
- ➔ Bouniol D, Couvreur F, **Kamsu-Tamo P-H**, Leplay M, Guichard F, Favot F, O'Connor E, 2012 : Diurnal and seasonal cycles of cloud occurrences, types and radiative impact over West Africa, *J.Appli. Meteor. Climat.*, doi :10.1175/JAMC-41D-11-051.1

Table des figures

1.1	Interception du faisceau solaire à la surface du globe.	6
1.2	Moyenne zonale de la fonction de courant (en $10^{10} \text{ kg s}^{-1}$) sur la période 1968-1989. Les quatre premières : moyenne pour les mois de Janvier, Avril, Juillet. En bas : Moyenne annuelle. L'intervalle des contours est de $2 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$. Les zones grisées (claires), correspondant à des valeurs positives (négatives) de la fonction de courant, caractérisent des circulations dans le sens horaire (anti-horaire). Source : Waliser et al. 1999	8
1.3	Schéma conceptuel de la circulation de Walker. Source : Lau and Yang (2003)	9
1.4	Topographie du continent Africain. Pour plus de détails sur les données, voir le United State Geological Survey (USGS) Identity System Guidance (http://www.usgs.gov/visual-id/credit_usgs.html)	10
1.7	Séries temporelles caractérisant les anomalies trimestrielles de précipitations CRU sur le Sahel (1 ^{ère} ligne) et la côte guinéenne (2 ^e ligne) durant les années 1900 à 2010. Les trimestres considérés sont : de Janvier à Mars (1 ^{ère} colonne), de Avril à Juin (2 ^e colonne), de Juillet à Septembre (3 ^e colonne) et de Octobre à Décembre (4 ^e colonne).	16
1.8	Diagramme Temps-latitude de la climatologie de la pluie TRMM (couleur) et le rayonnement thermique au sommet de l'atmosphère OLR NOAA (contours). Les panneaux sont construit en considérant les moyennes sur les bandes de longitudes 10°W - 10°E (à gauche) et 10°E - 30°E (à droite).	19
1.9	Zones Climatiques de la pluviométrie sur la région Ouest Équatoriale de l'Afrique : distribution spatiale des 6 régimes pluviométrique retenus par la CAH. Les séries temporelles caractérisant les différents cycle climatologie sont présentées à la figure 1.10.	20
1.10	Séries temporelles caractérisant le cycle climatologie moyen de la pluviométrie pour chacune des zones représentée à la figure 1.9.	21

1.11	Courbes de dispersion des ondes équatoriales représentant la fréquence $\omega^* \equiv \frac{\omega}{(\beta\sqrt{gh_e})^{1/2}}$ en fonction du nombre d'onde $k^* \equiv \frac{k}{(\sqrt{gh_e}/\beta)^{1/2}}$. Les nombres d'ondes négatifs ($k^* < 0$) caractérisent les systèmes se propageant vers l'ouest, tandis que ceux positifs correspondent à ceux se propageant vers l'est. Source Matsuno (1966).	27
1.12	Structure horizontale théorique des familles d'ondes Equatoriales Convectives solutions du modèle en eau peu profonde dans le plan β . Les zones hachurées et ombrées indiquent respectivement les zones de convergence et de divergence. Les contours (pointillés/pleins) vides représentent les valeurs (négative/positive) du géopotential. L'échelle des vecteurs est indiquées sur chacune des figures. Chacune des grandeurs représentées est sans dimension. Source Wheeler et al. (2000).	27
1.13	Coupe Longitude-Altitude illustrant les possibles mécanismes d'amplification pour le premier mode barocline de l'onde de Kelvin : (a) wave-CISK, (b) WISHE, and (c) l'instabilité stratiforme. Sont représentées en vecteurs soit les flux de surface et l'anomalie de vent. On y retrouve également les structures nuageuses associées à chacune des situations. Les lettres W et C caractérisent des anomalies chaude et froide respectivement. Source Straub and Kiladis (2003).	28
1.14	Coupe verticale illustrant les distributions nuageuses, de température et d'humidité associées aux ondes equatoriales convectives (valable des échelles des SCM à ceux de la MJO). Source Kiladis et al. (2009).	30
3.1	Décomposition EOF de l'OLR-NOAA filtré 2-90 jours pour les saisons MAMJ des années 1979-2010. (a) : Pourcentage de variance et erreur d'échantillonnage des 10 premiers des facteurs de l'analyse EOF. (b) : Corrélacion décalée entre les composantes principales associées aux modes EOF retenus. (c) : Les deux premières EOF retenues à l'issue des tests de signicativité, la couleur bleue (rouge) indique les zones de renforcement (affaiblissement) de l'activité convective. Les pourcentages de variance des modes retenus sont indiqués sur le bord supérieur gauche de chacune des cartes.	88
3.2	Idem que la figure 3.1 mais pour Rain-TRMM	88
3.3	a) Quatres premiers facteurs résultant de l'analyse en composante principales étendus (EEOF) de l'OLR-NOAA filtré en 2-8 pour les saison MAMJ (1979-2010).les valeurs négatives (positives) en bleu (rouge) représentent le renforcement (l'affaiblissement) de l'activité convective. Les pourcentage de variance sont indiqués au dessus de chacune des figures. b) Corrélacion décalée entre les composantes principales associées aux modes EOF retenus. c) Autocorrélacion décalée des composantes principales associées aux modes retenus.	89
3.4	Idem que la figure 3.3 mais pour la gamme de périodicité 8-22 jours	91

3.5	Idem que la figure 3.3 mais pour la gamme de périodicité 20-90 jours	92
4.1	Carte orographique (m) présentant la région retenue pour les simulations WRF. La zone comprise entre les deux cadres représente la zone Tampon ou <i>buffer zone</i>	97
4.2	(En haut) Climatologie bimensuelle, Mars-Avril et Mai-Juin, pour la pluie TRMM ($mm.j^{-1}$, en couleur) et l'OLR NOAA ($W.m^{-2}$, contour). (En bas) Idem, mais pour les simulations WRF.	98
4.3	Idem que la figure 4.2 mais pour la variance.	99
4.4	(En haut) Diagrammes Temps-latitude de la pluie TRMM (couleur) et l'OLR NOAA (contours) réalisés sur les transects $10^{\circ}W-10^{\circ}E$ (panneau de gauche) et $10^{\circ}E-30^{\circ}E$ (Panneau de droite). Les traits horizontaux indiquent respectivement l'équateur ($0^{\circ}N$) et la côte Guinéenne ($5^{\circ}N$). (En bas) Idem mais pour les simulations WRF.	100
4.5	Spectres spatio-temporel (interdépendance des échelles spatiale et temporelle, see Wheeler and Kiladis (1999) pour le principe de calcul) de l'OLR et de la pluie calculés sur la région $45^{\circ}W-45^{\circ}E/13^{\circ}N-13^{\circ}S$ durant les saisons Février-Juillet, le nombre de saisons est fonction de la longueur temporelle de chacun des produits utilisés. 1 ^{ère} ligne : OLR NOAA ; 2 ^{ème} ligne : OLR WRF ; 3 ^{ème} ligne : pluie TRMM ; 4 ^{ème} ligne : pluie WRF. Les deux premières colonnes représentent respectivement les spectres de la partie symétrique et du bruit rouge de chacun des produits (les é). La troisième colonne est le rapport des deux premières colonnes. Pour chacuns des panneaux de la troisième colonne, l'échelle des contours démarre à 1.0 par pas de 0.1. Seules les valeurs supérieures à 1.1 sont significatives. Sont également représentées les courbes de dispersions des ondes équatoriales pour les profondeurs équivalentes 2, 5, 8, 12, 25, 50, 90 et 180 m.	101
4.6	(1 ^{ère} ligne) Diagramme Longitude-temps (sur la bande $2.5^{\circ}S-7.5^{\circ}N$) représentant les régression sur l'indice guinéen (standardisé) d'OLR NOAA filtré 2-90 jours, de la saison MAMJ (voir 3), des champs desaisonnalisés de : (à gauche) OLR NOAA, (au milieu à gauche) pluie TRMM, (au milieu à droite) OLR WRF, (à droite) pluie WRF, - sont superposés le vent zonal (vecteur) et géopotential (contour) à 925 hPa. Pour l'OLR ($W.m^{-2}$) et la pluie ($mm.j^{-1}$) seules les valeurs significatives à plus 90% sont représentées. (2 ^{ème} ligne) Idem mais pour l'indice de référence filtré 20-90 jours. (3 ^{ème} ligne) Idem mais pour l'indice de référence filtré 8-22 jours. (4 ^{ème} ligne) Idem mais pour l'indice de référence filtré 2-8 jours.	103

- 4.7 Nuages de points, pour les saisons de MAMJ de 1979-2010, entre l'indice guinéen standardisé d'OLR NOAA filtré 8-22 jours (en ordonné) et en abscisse ses composantes Kelvin (à gauche), Rossby (au milieu) et résiduelle (à droite). Les points bleu (rouge) correspondent aux forts (faibles) signaux représentés en abscisse. 106
- 4.8 Séquence composite, pour la période Mars-Juin, basé sur la composante Kelvin standardisée de l'indice guinéen filtré 8-22 jours. Dans le cas des signaux forts, les dates retenues (T0) représentent les maximums (minimums) supérieurs (inférieurs) à 1 (-1) ; les autres dates correspondant aux signaux faibles (Voir figure 4.7). **(A gauche)** OLR NOAA désaisonnalisé (couleur), 925 hPa géopotential (contour) et vent (vecteur) à 925 hPa, pour les signaux Kelvin forts. **(Au milieu à gauche)** Idem, mais pour les signaux Kelvin faible. **(Au milieu à droite et à droite)** Idem que les deux premières colonnes respectivement mais pour les sorties de la simulation WRF. Pour l'OLR, les valeurs présentées sont significatives à 90%. Pour des besoins de clarté aucune significativité n'est appliquée au valeurs de géopotential et de vent. **Deuxième ligne** Diagramme Longitude-temps correspondant (moyenné sur la bande 2.5°S-7.5°N), de T0-15 à T0+15 jours des champs désaisonnalisés d'OLR (couleur), de géopotential (contour) et de vent zonal (vecteur) à 925 hPa. *Les échelles de couleurs sont différentes selon qu'on considère les signaux de Kelvin forts ou faibles* 107
- 4.9 1^{ère} ligne. Séquence temporelle (de T0-6 à T0+6 par pas de 2 jours) de la régression, pour la période MAMJ, des champs désaisonnalisés sur l'indice de référence OLR NOAA I_{Tot} . (A gauche) OLR-NOAA (couleurs, $W.m^{-2}$), géopotential (contours, $m.gp$) et vent (vecteurs, $m.s^{-1}$) à 925 hPa. (Au milieu à gauche) Pluie TRMM (couleurs, $mm.j^{-1}$), vent divergent (vecteurs, s^{-1}) et potentiel de vitesse à 200 hPa. (Au milieu à droite) Idem que le panneau de gauche mais pour les sorties WRF. (Au milieu à droite) Idem que le panneau du milieu à gauche mais pour les sorties WRF. Seules les valeurs significatives à plus de 90% des champs en couleurs sont présentées. Pour des besoins de clarté, aucune significativité n'a été appliquée aux contours et aux vecteurs. Les échelles des contours et vecteurs sont indiquées. 2^{ème} ligne. Diagramme longitude-temps (sur la bande Eq-5°N) associé de T0-15 à T0+25. 3^{ème} ligne. Évolution de T0-10 à T0+10 jours de la moyenne régionale des coefficients de régression pour l'OLR NOAA et WRF (courbes rouge) et la pluie TRMM et WRF (courbes bleue). Ces moyennes sont réalisées sur les domaines 2.5°S-7.5°N/5°W-5°E (à gauche) et 2.5°S-7.5°N/10°E-30°E (à droite) 109

- 4.10 Idem que la figure 4.9 pour la régression des champs désaisonnalisés sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_K représentant la composante Kelvin de l'indice I_{Tot} . ***Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 l'échelle n'est pas la même.*** 111
- 4.11 Idem que la figure 4.9 mais pour la régression de la composante Kelvin des champs filtrés 8-22 jours sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_K représentant la composante Kelvin de l'indice I_{Tot} . ***Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 n'est pas la même.*** 112
- 4.12 Idem que la figure 4.9 pour la régression des champs désaisonnalisés sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_{ER} représentant la composante Rossby de l'indice I_{Tot} . ***Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 l'échelle n'est pas la même.*** 114
- 4.13 Idem que la figure 4.9 mais pour la régression de la composante Rossby des champs filtrés 8-22 jours sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_{ER} représentant la composante Rossby de l'indice I_{Tot} . ***Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 l'échelle n'est pas la même.*** 115
- 4.14 Idem que la figure 4.9 pour la régression des champs désaisonnalisés sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_{Res} représentant la composante résiduelle de l'indice I_{Tot} . ***Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 l'échelle n'est pas la même.*** 118
- 4.15 Idem que la figure 4.9 mais pour la régression de la composante résiduelle des champs filtrés 8-22 jours sur l'indice standardisé d'OLR-NOAA I_{Res} représentant la composante résiduelle de l'indice I_{Tot} . ***Pour la troisième ligne, des figures 4.9 à 4.15 l'échelle n'est pas la même.*** 119
- 4.16 Idem que la figure 4.14 mais pour la régression des données, d'observation (à gauche) et WRF (à droite) de température de surface (couleurs et contours) et le flux d'humidité à 925 hPa. 120
- 4.17 Idem que la figure 4.14 mais pour la régression des données, d'observation (à gauche) et WRF (à droite) de température de surface (couleurs et contours) et le flux d'humidité à 925 hPa. 121

- 4.18 Séries temporelle de T0-15 à T0+15 jours, du composite basé sur la phase de l'indice guinéen d'OLR-NOAA I_{Tot} et de ses composantes I_K , I_{ER} et I_{Res} . Chacune des figures illustre une situation bien précise, dont le nom mentionné sur le bord supérieur, pour laquelle les indices satisfont les conditions suivantes : **all** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{ER}, I_{Res}| > 1\sigma$), **Klv-ER** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{ER}| > 1\sigma$), **Klv-Res** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{Res}| > 1\sigma$), **ER-Res** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_{ER}, I_{Res}| > 1\sigma$), **Klv** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K| > 1\sigma$), **Res** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_{Res}| > 1\sigma$), **ER** ($|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_{ER}| > 1\sigma$). Les courbes représentent l'indice guinéen d'OLR-NOAA filtré 8-22 jours (rouge), et ses composantes Kelvin (courbe bleue), Rossby (courbe noire) et Résiduelle (courbe verte). Les cercles indiquent les valeurs significatives à 99%. Pour chacun cas, les composites sont obtenus par différence entre les phases de renforcement et d'affaiblissement de l'activité convective. 124
- 4.19 Diagramme temps-longitude (sur la bande Eqt-5°N) issue de l'analyse composite des différentes possibilités d'associations établies dans le tableau 4.2. Les champs représentés sont l'OLR-NOAA (couleurs), le géopotentiel (contours) et le vent zonal (vecteurs) à 925 hPa. Les composites sont calculés sur le même principe que ceux de la figure 4.18 avec les mêmes critères d'associations. . . 125
- 4.20 Séquence composite, pour la période Mars-Juin, de l'OLR NOAA désaisonnalisé (couleur), géopotentiel (contour) et vent (vecteur) à 925 hPa lorsque : **(a) A gauche)**, seules la composante Kelvin est active; **(b) Au milieu)**, seule la composante Résiduelle est active; **(c) A droite)** seules les composantes Kelvin et Résiduelle sont actives. Les dates retenues (T0) sont celles pour lesquelles $|I_{Tot}| > 1.5\sigma$, avec la valeur absolue des indices des composantes impliquées supérieures à 1σ et le composite construit par différence entre les phases de renforcement et d'affaiblissement de l'activité convective. Pour l'OLR, les valeurs présentées sont significatives à 90%. Pour des besoins de clarté aucune significativité n'est appliquée au valeurs de géopotentiel et de vent. 127

- 4.21 Séquences composites, pour la période Mars-Juin, basé sur les dates pour lesquelles seules la composante Kelvin, de l'indice guinéen filtré 8-22 jours, est active. Nous avons tracés séparément les composites correspondant aux phases de renforcement et d'affaiblissement de l'activité convective au dessus du golfe du guinée. (**Les deux premières colonnes de gauche**) représentent l'évolution spatio-temporelle de la température de brillance CLAUS. Les valeurs faibles sont caractéristiques d'une activité convective intense. (**Les deux dernières colonnes de droite**), représentent la distribution spatio-temporelle du couvert nuageux dans la bande équatoriale durant les phases extrêmes de l'activité des ondes de Kelvin. Les données de caractérisation du couvert nuageux sont issues des observations de l'ISCCP et représentent la distribution des nuages de bas étage (LOW), de moyens étage (MID), les nuages fins de l'étage supérieur (CIR) et ceux à forte extension verticale associé à la convection profonde (DC). 131
- 4.22 Séquences composites, pour la période Mars-Juin, illustrant l'amplitude de l'évolution de la configuration verticale (moyenne entre l'équateur et 5°N) de l'atmosphère au dessus du golfe de Guinée et l'atlantique lorsque seule la composante Kelvin, de l'indice guinéen filtré 8-22 jours, est active. Le composite construit par différence entre les phases de renforcement (wet) et d'affaiblissement (dry) de l'activité convective. **a)** Données ERAI : Humidité spécifique (couleurs, g/kg), Température de l'air (contours, °C) et vent (vecteurs). **b)** Données ISCCP de variation (%) des nuages de l'étage bas (LOW), de l'étage moyen (MID), des nuages fins de l'étage supérieur (CIR) et de ceux à forte extension verticale associé à la convection profonde (DC). **c)** Idem que a) mais pour les simulations WRF. 132
- 4.23 Séquence composite basée sur les phases extrêmes pour lesquelles $|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et sa composante Kelvin uniquement, $|I_K| > 1\sigma$. Chacune des figures représente le composite construit par différence entre les phases de renforcement (phases négatives) et d'affaiblissement (phases positives) de l'activité convective. **En haut**, Distribution et évolution temporelles du couvert nuageux (ISCCP) au dessus de la région de construction de l'indice guinéen ([2.5°S–7.5°N/5°W–5°E]). **En bas à gauche**, évolution temporelle, au dessus de la même région, du profil vertical d'humidité spécifique (couleurs), de la température de l'air (contours) et vent zonal/vertical (vecteurs) de la base ERAI. **En bas à droite**, similaire à la figure de gauche mais pour les sorties du modèle WRF. 133
- 4.24 Similaire à la figure 4.23, pour le cas **all** qui illustre les situations où tous les indices sont actifs : $|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{ER}, I_{Res}| > 1\sigma$ 136

- 4.25 Similaire à la figure 4.23, mais pour le cas ***Klv-ER*** qui illustre les situations où seules les composantes Kelvin et Rossby sont actives : $|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{ER}| > 1\sigma$ 137
- 4.26 Similaire à la figure 4.23, mais pour le cas ***Klv-Res*** qui illustre les situations où seules les composantes Kelvin et Résiduelle sont actives : $|I_{Tot}| > 1.5\sigma$ et $|I_K, I_{Res}| > 1\sigma$ 138
- 4.27 Diagramme temps-longitude montrant un cas de modulation de l'activité convective par les phases du mode 8-22 jours. Pour cette séquence allant du 30 Avril au 20 Mai 2007, le couvert nuageux caractérisé par Tb CLAU (°K ; en bleu) moyenné sur la bande 2.5°S–7.5°N montre des systèmes convectifs se propageant vers l'ouest. Ont été superposés le signal filtré 8-22 jours (contours rouge) et la composante Kelvin du signal filtré 8-22 jours (contours noire) de l'OLR NOAA (à gauche) et de l'OLR WRF CS1b (à droite). 140
- 4.28 Séries temporelles issue de la frontière ouest du domaine WRF (49.5°W, et moyenné sur la bande 2.5°S-7.5°E) illustrant l'effet de l'altération (par filtrage) des conditions aux limites. Sont présentés les variables géopotential à 925 hPa (à droite, en *mgp*) et OLR (à gauche, en $W.m^{-2}$). En rouge et en bleu les séries temporelles pour les observations (ERA-Interim et NOAA) et les simulations WRF CS1b respectivement. En noires les séries pour WRF une fois que le signal 8-22 jour est enlevé. Les courbes présentées ici correspondent à la portion 8-22 jour des données. 141
- 4.29 Diagramme temps-longitude (sur la période du 30 Avril au 20 Mai 2007) pour les simulations WRF CSb1 et WRF CS1b/Raw (à gauche) et WRF Filt (à droite). Sont représentés l'OLR (couleurs, en $W.m^{-2}$), la hauteur géopotentielle (contours) et la composante zonale du vent (vecteurs) à 850 hPa. Les champs présentés ici correspondent à la portion 8-22 jour des données. . . . 142
- 4.30 Séries temporelles des indices guinéen (construit sur le domaine 2.5°S-7.5°N/5°W-5°E) pour les simulations WRF CS1b/Raw (courbes pleines) et WRF Filt (courbes en pointillés). Les variables présentés sont : l'OLR (en haut à gauche), la pluie (en haut à droite), le géopotential à 850 hPa (en bas à gauche) et la vitesse potentielle à 200 hPa (en bas à droite). 143

5.1	Décomposition EOF de l'OLR-NOAA filtré 2-90 jours pour les saisons SOND des années 1979-2010. (a) : Pourcentage de variance et erreur d'échantillonnage des 10 premiers facteurs de l'analyse EOF. (b) : Corrélation décalée entre les composantes principales associées aux modes EOF retenus. (c) : Les quatre premiers vecteurs propres retenus à l'issue des tests de significativité, la couleur bleue (rouge) indique les zones de renforcement (affaiblissement) de l'activité convective. Les pourcentages de variance des modes retenus sont indiqués sur le bord supérieur gauche de chacune des cartes.	148
5.2	Idem que la figure 5.1 mais avec rotation varimax.	149
5.3	Vecteurs propres de la décomposition EOF, sans rotation varimax, pour le champ de pluie TRMM filtré 2-90 jours pour les saisons SOND des années 1998-2010.	150
5.4	Structure de régression au lag T0, pour la période SOND, sur l'indice de référence OLR-NOAA, filtré 2-90 j et standardisé, des champs désaisonnalisés a) OLR-NOAA, b) Tb-CLAUS c) OLR-ERA1 avec superposés le géopotential (contours) et le vent (vecteurs) à 925 hPa et pluie d) GPCP, e) TRMM, f) ERA1 avec superposés le potentiel de vitesse (contours) et le vent divergent (vecteurs) à 200 hPa. Pour les champs en couleurs seules les valeurs significatives à plus de 90% sont présentées. Les échelles des contours et vecteurs sont indiquées.	151
5.5	Diagramme longitude-temps (sur la bande 10°S–5°N) correspondant la figure 5.4 de T0-25 à T0+25 pour les champs désaisonnalisés d'OLR (couleur), géopotential (contour) et vent zonal à 925 hPa.	152
5.6	Séquence temporelle de T0-21 à T0+21, par pas de 3 jours, de la régression, pour la période SOND, des champs désaisonnalisés sur l'indice de référence OLR NOAA, filtré 2-90 j et standardisé. a) OLR-NOAA (couleurs), géopotential (contours) et vent (vecteurs) à 925 hPa. b) Pluie GPCP (couleurs), Potentiel de vitesse (contours) et vent divergent (vecteurs) à 200 hPa. Seules les valeurs significatives à plus de 90% des champs en couleurs sont présentées. Pour des besoins de clarté, aucune significativité n'a été appliquée aux contours et aux vecteurs. Les échelles des contours et vecteurs sont indiquées.	153
5.7	Densités spectrales pour la saison SOND de l'indice de référence (construit sur le domaine 10°S–5°N/0°E–30°E) filtré 2-90 jours. Les courbes verte, bleue et rouge représentent respectivement le bruit rouge et les niveaux de significativité de 90 et 95%. Chacune des figures caractérisent les spectres pour les indices a) OLR-NOAA, b) Tb CLAUS, c) OLR ERA1, d) Pluie GPCP, e) Pluie TRMM, f) Pluie ERA1.	154
5.8	Diagramme de pourcentage de variance expliquées par les 40 premiers modes SSA.	155

5.9	Matrice des corrélations pondérées pour les 40 premiers modes reconstruits. .	156
5.10	Spectre de l'indice de référence (courbe grise) et des signaux reconstruits par les composantes retenues. Les pourcentages de variance expliqués par chacune des paires et leurs périodicités sont indiqués. La courbe noire épaisse représente le spectre de l'indice reconstruit par les modes retenus.	157
5.11	Dendogramme des structures spatiales de la régression du champ d'OLR-NOAA sur les series temporelles associés aux modes RC_{ith} retenus. L'axe des ordonnées représente l'indice d'agrégation basé sur la variance intraclasse avec le critère de Ward comme distance métrique. L'évolution de cet indice est représentée par la courbe en pointillés.	159
5.12	<i>A gauche</i> : Cartes de Variance OLR-NOAA, sur la période Septembre-Décembre, des signaux filtrés 2-7.5 j, 7.5-17 j, 17-90 j. <i>A droite</i> : Idem que les panneaux de gauche mais rapporté à la variance du signal 2-90 j.	160
5.13	Spectre d'énergie fréquence-nombre d'onde pour la période Août à Janvier pour les champs d'OLR-NOAA (1979-2010) sommé entre 15°S et 15°N. Il s'agit des rapports des composantes symétrique (1 ^{ère} ligne) et antisymétrique (2 ^{ème} ligne) du spectre brut par le spectre du bruit rouge de fond, [il est à noter que le bruit de fond est calculé sur toute la longueur de la série; voir Wheeler and Kiladis (1999) pour plus de détails]. La première colonne représente le résultat obtenu en tenant compte de toute les longitudes du globe. La deuxième colonne est le spectre calculé pour les longitudes de 90°W à 60°E. La troisième pour un domaine plus restreint de 60°W à 30°E. Les valeurs présentées le sont par pas de 0.1 et commencent à 1.0, avec la teinte à partir de 1.1 (seuil à partir duquel le signal est significatif à 95%). Les courbes indiquent les relations de dispersion des ondes équatoriales pour des profondeurs équivalentes différents (2, 5 8, 12, 25, 50, 90 et 180 m pour les ondes de Kelvin et celles de Rossby équatoriale et 2, 5, 8, 12, 25 m pour les ondes d'inertio-gravité). <i>On note la présence sur les panneaux a), d), e) et f) de forts pics erronés autour de la périodicité 8 jours et nombre d'onde 14. Ils ne doivent pas pris en compte dans l'interprétation car il s'agit d'artefacts, introduit par les caractéristiques orbitales des satellites polaire de la NOAA (Wheeler and Kiladis 1999).</i>	161
5.14	Cartes de Variance OLR-NOAA, sur la période Septembre-Décembre, du signal 2-7.5 j (couleur), avec superposés (en contours, <i>de haut en bas</i>) les composantes Kelvin, WIG, TD, MRG, EIG.	163
5.15	Évolution de T0-10 à T0+10 jours de la moyenne régionale, [5°S-5°N/10°E-30°E], de coefficients de régression (sur l'indice 2-7.5 j) du champ d'OLR-NOAA désaisonnalisé (noire), filtré Kelvin (tiretés noire), WIG (rouge), TD (bleue), EIG (verte) et MRG (grise).	164

- 5.16 Séquence temporelle (de T0-3 à T0+3 par pas de 1 jours) de la régression, pour la période SOND, des champs désaisonnalisés sur l'indice de référence OLR NOAA, filtré 2-7.5 jours et standardisé. a) Tb-CLAUS (couleurs, $degK$), OLR-NOAA (contours, $W.m^{-2}$), vent divergent à 200 hPa (vecteurs, s^{-1}). b) Pluie TRMM (couleurs, $mm.j^{-1}$), géopotential (contours, mgp) et vent (vecteurs, $m.s^{-1}$) à 925 hPa. c) Composantes Kelvin (CCEK) filtré 2-7.5 jours des champs OLR-NOAA (couleurs), géopotential (contours) et vent (vecteurs) à 925 hPa. Seules les valeurs significatives à plus de 90% des champs en couleurs sont présentées. Pour des besoins de clarté, aucune significativité n'a été appliqués aux contours et aux vecteurs. Les échelles des contours et vecteurs sont indiquées. 166
- 5.17 Idem figure 5.16.c mais pour les composantes EIG et MRG. 167
- 5.18 *A gauche* : Carte de Variance OLR-NOAA, sur la période Septembre-Décembre, du signal filtré 7.5-17 j (couleur) avec superposé, en contours, la variance de la composante Kelvin. *A droite* : champ de couleur identique à celui de mais les contours correspondent à la variance de la composante ER du signal 7.5-17 j. 168
- 5.19 Évolution de T0-10 à T0+10 jours de la moyenne régionale, [$5^{\circ}S-5^{\circ}N/10^{\circ}E-30^{\circ}E$], de coefficients de régression (sur l'indice 7.5-17 j) du champ d'OLR-NOAA désaisonnalisé (noire), filtré Kelvin (tiretés noirs), ER (rouge). 169
- 5.20 Idem que la figure 5.16 mais, séquence temporelle de T0-6 à T0+6 par pas de 2j, pour les signaux filtrés 7.5-17 jours et CCEK (filtré 7.5-17 jours). 170
- 5.21 *A gauche* : Carte de Variance OLR-NOAA, sur la période Septembre-Décembre, du signal filtré 17-90 j (couleur) avec superposé, en contours, la variance de la composante MJO. *A droite* : champ de couleur identique à celui de gauche mais les contours correspondent à la variance de la composante ER du signal 17-90 j. 171
- 5.22 Évolution de T0-15 à T0+15 jours de la moyenne régionale, [$5^{\circ}S-5^{\circ}N/10^{\circ}E-30^{\circ}E$], de coefficients de régression (sur l'indice 17-90 j) du champ d'OLR-NOAA désaisonnalisé (noire), filtré MJO (tiret noire), ER (rouge). 172
- 5.23 Idem que la figure 5.16 mais, séquence temporelle de T0-12 à T0+12 par pas de 4j, pour les signaux filtrés 17-90 jours et MJO. 173

- 6.1 Distribution climatologique de Mars à Juin (de 2008 à 2012), a) champs observés de pluies TRMM (couleurs) et de reanalyse ERAI de vent à 925 hPa (ligne de courant), le contour rouge matérialise la position de l'isotach zéro du vent zonal. b) Identique à la figure a) mais pour les modèles de la base TIGGE; les colonnes de la gauche vers la droite, représentent les échéances de prévisions à 1, 5 et 10 jours. Sur les lignes du panneau sont représentés le tracé des modèles CMA, CMC, CPTEC, ECMWF, JMA, NCEP, UKMO et ENS. Les contours en tiretés jaune et rouge matérialisent la position de l'isotach zéro du vent zonal pour les observations et pour le modèle respectivement. 180
- 6.2 Evolution climatologique de la position et de la valeur du maximum pluviométrique cumulé sur 7 jours pour la pluie observée (TRMM, courbe noir) et les prévisions par les modèles de la base TIGGE. Pour chacune des figures le diagramme temps-latitude (panneau du haut) représente la variation du positionnement du maximum, et la série temporelle (panneau du bas) l'évolution de la valeur maximale. Les colonnes représentent le résultat pour les échéances 1, 5, 10 jours respectivement, tandis que les lignes caractérisent l'évolution pour deux transects respectifs. La première ligne caractérise le transect [10°W ;10°E] et la deuxième le transect [10°E ;30°E]. 182
- 6.3 Coefficients de corrélation entre chacun des points de grilles et la PC1 issue de l'analyse en composantes principales du champ de pluie TRMM (saison MAMJ de 2008 à 2012) filtré 2-90 jours. a) Structure spatiale des deux premiers vecteurs propres (couleur pour EOF1 et contour pour EOF2). Les pourcentages de variance expliquées par les deux premiers vecteurs sont indiqués. b) Coefficients de corrélation pour le champ de pluie observé. c) Identique à b) mais pour les champs prévus aux échéances 1j, 5j et 10j (de gauche à droite) par chacun des modèles CMA, CMC, CPTEC, ECMWF, JMA, NCEP, UKMO et ENS (de haut en bas). Sur le bord supérieur droit de chacune des figures sont indiqués d'une part les pourcentages de variance (*pcvar*) expliquées par les deux premiers vecteurs propres de l'ACP des champs sur le même domaine que la figure a), d'autre part le coefficient de corrélation (*r*) entre la PC1 (PC2) des différents modèles et la PC1 (PC2) de la pluie TRMM. 184
- 6.4 Analyse spectrale pour la saison MAMJ (de 2008 à 2012) de l'indice de référence tiré des champs de pluie (observé et prévues), construit sur le domaine 2.5°S-7.5°N/5°W-5°E et filtré 2-90 jours. De la gauche vers la droite et du haut vers le bas les figures représentent les analyses pour les échéances 1, 5 et 10 jours. Les courbes tiretées verte, bleue et rouge représentent respectivement le bruit rouge et les niveaux de significativité de 90% et 95% du spectre des observations. 185

6.5	Séquence temporelle (de T0-3 à T0+3) de la régression, pour les saisons MAMJ (de 2008 à 2012), sur l'indice guinéen de pluie filtré 2-8 jours. a) Les champs désaisonnalisés de pluie TRMM, de vent divergent (vecteurs, s^{-1}) et de potentiel de vitesse (contours, $(m.s^{-1})^2$) à 200 hPa. b) Les mêmes champs, mais filtrés 2-8 jours.	187
6.6	Idem à la figure 6.5.a, mais les champs ceux de prevision du modèle ECMWF de la base TIGGE. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	189
6.7	Similaire à la figure 6.6, mais les champs ceux de prevision du modèle NCEP. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	190
6.8	Similaire à la figure 6.6, mais les champs ceux de prevision du modèle UKMO. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	191
6.9	Similaire à la figure 6.6, mais les champs ceux de prevision du modèle Ens. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	192
6.10	Coefficient de corrélation des anomalies entre les indices guinéens de pluie observées (TRMM) et prévues pour les phases active (en haut) et inactive (en bas) du mode 2-8 jours. La prévisibilité est obtenue en retenant l'échéance pour laquelle la corrélation descend en dessous du seuil 0.5. Les scores de corrélations présentés sont obtenus sur la base des indices : a) non filtrés et b) filtrés.	193
6.11	Prévisibilités (en jours), dans chacun des modèles, du mode 2-8 jours de l'indice guinéen de pluie selon les conditions d'initiations des modèles : mode actif et inactif, barres rouges et bleues respectivement ; mode actif en phases convective (pluvieuse) et de subsidence (sèche), barres vertes et bleues claires. Ces scores sont tiré de la corrélation entre les indices observés et prévues pour chacune des conditions mentionnées ci-dessus.	194
6.12	Évolution en fonction de l'échéance de prevision de l'amplitude du signal (courbe tireté rouge) et de l'erreur quadratique moyenne des modèles de prévisions de la base TIGGE pour des dates d'initialisation correspondant aux phases active (en haut) et inactive (en bas) du mode 2-8 jours de l'indice guinéen. Les scores sont construits sur la base des indices non filtrés (à gauche) et filtrés (à droite). Pour chacun des modèles, le potentiel de prévisibilité est l'échéance correspondant à l'intersection entre sa courbe d'erreur et celle du signal.	195

6.13	Séquence temporelle (de T0-6 à T0+6 par pas de 2 jours) de la régression, pour les saisons MAMJ (de 2008 à 2012), sur l'indice guinéen de pluie filtré 8-22 jours. a) Les champs sont ceux désaisonnalisés de pluie TRMM, de vent divergent (vecteurs, s^{-1}) et de potentiel de vitesse (contours, $(m.s^{-1})^2$) à 200 hPa. b) Les mêmes champs mais filtrés 8-22 jours.	196
6.14	Idem à la figure 6.13.a, mais les champs ceux de prevision du modèle ECMWF de la base TIGGE. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	197
6.15	Similaire à la figure 6.14, mais les champs ceux de prevision du modèle NCEP. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	198
6.16	Similaire à la figure 6.14, mais les champs ceux de prevision du modèle UKMO. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	199
6.17	Similaire à la figure 6.14, mais les champs ceux de prevision du modèle Ens. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	200
6.18	Idem que la figure 6.11, mais pour le mode 8-22 jours.	201
6.19	Idem que la figure 6.12, mais pour le mode 8-22 jours.	202
6.20	Séquence temporelle (de T0-12 à T0+12 par pas de 3 jours) de la régression, pour les saisons MAMJ (de 2008 à 2012), sur l'indice guinéen de pluie filtré 20-90 jours. a) Les champs désaisonnalisés de pluie TRMM, de vent divergent (vecteurs, s^{-1}) et de potentiel de vitesse (contours, $(m.s^{-1})^2$) à 200 hPa. b) Les mêmes champs mais filtrés 20-90 jours.	203
6.21	Idem à la figure 6.20.a, mais les champs ceux de prevision du modèle ECMWF de la base TIGGE. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	204
6.22	Similaire à la figure 6.21, mais les champs ceux de prevision du modèle NCEP. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	205
6.23	Similaire à la figure 6.21, mais les champs ceux de prevision du modèle UKMO. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	206
6.24	Similaire à la figure 6.21, mais les champs ceux de prevision du modèle Ens. De la gauche vers la droite sont présentés les résultats pour les échéances 1j, 5j et 10j.	207
6.25	Idem que la figure 6.11, mais pour le mode 20-90 jours.	208
6.26	Idem que la figure 6.12, mais pour le mode 20-90 jours.	209

6.27	Diagramme de phase pour le suivi de l'activité des modes principaux de variabilités identifiés sur l'Afrique centrale. Inspirée de celui utilisé pour le suivi de la structure de la MJO, il est construit sur la base des PC1 (RMM1) et PC2 (RMM2). Une évolution dans le sens anti-horaire est indicateur de structures se déplaçant vers l'Est. Les signaux sont considérés actifs (inactifs) s'ils sont positionnés en dehors du (dans le) cercle.	211
6.28	Anomalies composites de l'Olr-NOAA (couleurs), du potentiel de vitesse (contours) et du vent divergent (vecteurs) à 200 hPa pour chacune des phases de propagation du mode 2-8 jours lorsque son amplitude est supérieure à un écart type. Les nombres entre parenthèses sur le bord droit indiquent le nombre d'évènements recensés dans la phase. Se référer à la figure 6.27 pour avoir une idée de la contribution relatives de chacune des premières dans la construction de la phase.	212
6.29	Erreur quadratique moyenne et estimation du signal lié au mode 2-8 jours. Les panneaux représentent les scores obtenus en lors de différentes dates d'initialisation en lien avec les phases du signal 2-8 jours dans le cas d'une onde de Kelvin active. Évolution en fonction de l'échéance de prévision de l'amplitude du signal (courbe tireté rouge) et de l'erreur quadratique moyenne des modèles de prévisions de la base TIGGE pour des dates d'initialisation correspondant aux phases active (en haut) et inactive (en bas) du mode 2-8 jours de l'indice guinéen. Les scores sont construits sur la base des indices non filtrés (à gauche) et filtrés (à droite). Pour chacun des modèles, le potentiel de prévisibilité est l'échéance correspondant à l'intersection entre sa courbe d'erreur celle du signal. Se référer à la figure 6.27 pour avoir une idée de la contribution relatives de chacune des premières dans la construction de la phase.	214
6.30	Idem à la figure 6.28, mais pour le mode 8-22 jours.	216
6.31	Idem à la figure 6.29, mais pour les phases du mode 8-22 lorsque le signal l'onde de Kelvin est actif.	217
6.32	Idem à la figure 6.28, mais pour le mode 20-90 jours.	219
6.33	Idem à la figure 6.29, mais les phases du mode 20-90 jours lorsque le signal de la MJO est actif.	220

Liste des tableaux

2.1	Classification nuageuse tirée de la serie “D” des données de l’ISCCP (?). . .	33
2.2	Classes nuages retenus dans le cadre de cette thèse.	34
2.3	Caractéristiques des dix modèles constituant la base de donnée TIGGE. La liste des caractéristiques fournies ici n’étant pas exhaustive, voir le site web http://tigge.ecmwf.int/models.html pour plus d’informations complémentaires les données et procédures spécifiques à chacun des centres.	36
4.1	Corrélation, pour l’ensemble des saisons de MAMJ de 1979-2010, entre l’indice guinéen d’OLR NOAA filtré 8-22 jours et des indices similaires représentant les contributions des signaux CCEK (I_K), CCER (I_{ER}) et résiduel (I_{Res}). . .	105
4.2	Statistiques, pour les saisons MAMJ de 1979 à 2010, de répartition des contributions des composantes Kelvin, Rossby et Résiduelle à la construction des phases extrêmes de l’indice 8-22 jours. Les extrêmes secs (Pos) et humides (Neg) ont été comptabilisés séparément.	122
5.1	Caractéristiques cinématique de chacun des modes retenus.	158
5.2	1 ^{ère} ligne : Corrélations de l’indice de reconstruits par les modes de la classe 1 avec l’indice de référence (OLR-NOAA, Tb-CLAUS, OLR-ERAI, Rain-GPCP, Rain-TRMM, Rain-ERAI) filtré 17-90 jours. 2 ^{ème} ligne : Idem mais pour la classe 2 avec l’indice de référence filtré 7.5-17 jours. 3 ^{ème} ligne : Idem mais pour la classe 3 avec l’indice référence filtré 2-7.5 jours.	159
6.1	Coefficients de corrélation (r) entre les deux premières composantes principales de l’analyse EOF du champ de pluie TRMM filtré 2-90 jours et celles des modèles de prévisions (voir ligne 1) pour les échéances 1j, 5j et 10j. Pour chacune des échéances, les pourcentages (%) de variance expliquées par les PC1/PC2 de l’EOF des champs de modèles sont données.	185

Bibliographie

- Balas, N., S. Nicholson, and D. Klotter, 2007 : The relationship of rainfall variability in west central africa to sea-surface temperature fluctuations. *International journal of climatology*, **27** (10), 1335–1349.
- Berhane, F., B. Zaitchik, and H. S. Badr, 2015 : The madden–julian oscillation’s influence on spring rainy season precipitation over equatorial west africa*. *Journal of Climate*, **28** (22), 8653–8672.
- Blackmon, M. L., Y. Lee, and J. M. Wallace, 1984a : Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *Journal of the atmospheric sciences*, **41** (6), 961–980.
- Blackmon, M. L., Y. Lee, J. M. Wallace, and H.-H. Hsu, 1984b : Time variation of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales as deduced from lag-correlation statistics. *Journal of the atmospheric sciences*, **41** (6), 981–991.
- Bloomfield, P., 2004 : *Fourier analysis of time series : an introduction*. John Wiley & Sons.
- Bougeault, P., et al., 2010 : The thorpex interarctic grand global ensemble. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91** (8), 1059–1072.
- Broomhead, D. and G. P. King, 1986 : Extracting qualitative dynamics from experimental data. *Physica D : Nonlinear Phenomena*, **20** (2), 217–236.
- Buizza, R., 2005 : *The TIGGE global, medium-range ensembles*, Vol. 7. 02815 pp.
- Caniaux, G., H. Giordani, J.-L. Redelsperger, F. Guichard, E. Key, and M. Wade, 2011 : Coupling between the atlantic cold tongue and the west african monsoon in boreal spring and summer. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **116** (C4).
- Cattell, R. B., 1966 : The scree test for the number of factors. *Multivariate behavioral research*, **1** (2), 245–276.
- Charney, J. G., 1963 : A note on large-scale motions in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **20** (6), 607–609.

- Charney, J. G. and A. Eliassen, 1964 : On the growth of the hurricane depression. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **21** (1), 68–75.
- Chauvin, F., R. Roehrig, and J.-P. Lafore, 2010 : Intraseasonal variability of the saharan heat low and its link with midlatitudes. *J. Clim*, **23**, 2544–2561.
- Chen, F. and J. Dudhia, 2001 : Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn state/ NCAR MM5 modeling system. Part I : Model description and implementation. *Journal of Geophysical Research*, **129**, 569–585.
- Coëtlogon, G. d., S. Janicot, and A. Lazar, 2010 : Intraseasonal variability of the ocean—atmosphere coupling in the gulf of guinea during boreal spring and summer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136** (S1), 426–441.
- Cook, K. H. and E. K. Vizy, 2015 : The congo basin walker circulation : dynamics and connections to precipitation. *Climate Dynamics*, 1–21.
- Crétat, J., B. Pohl, Y. Richard, and P. Drobinski, 2012 : Uncertainties in simulating regional climate of southern africa : sensitivity to physical parameterizations using wrf. *Climate dynamics*, **38** (3-4), 613–634.
- Daubechies, I. et al., 1992 : *Ten lectures on wavelets*, Vol. 61. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Dee, D. P., et al., 2011 : The era-interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137** (656), 553–597, doi : 10.1002/qj.828.
- Dezfuli, A. K. and S. E. Nicholson, 2013 : The relationship of rainfall variability in western equatorial africa to the tropical oceans and atmospheric circulation. part ii : The boreal autumn. *Journal of Climate*, **26** (1), 66–84.
- Doblas-Reyes, F. J., J. García-Serrano, F. Lienert, A. P. Biescas, and L. R. Rodrigues, 2013 : Seasonal climate predictability and forecasting : status and prospects. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, **4** (4), 245–268.
- Duchon, C. E., 1979 : Lanczos filtering in one and two dimensions. *Journal of Applied Meteorology*, **18** (8), 1016–1022.
- Dudhia, J., 1989 : Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077–3107.
- Duvel, J. P., 1989 : Convection over Tropical Africa and the Atlantic Ocean during Northern Summer. Part I : Interannual and Diurnal Variations. *Monthly Weather Review*, **117**, 2782–2799.

- Eltahir, E. A., B. Loux, T. K. Yamana, and A. Bombliès, 2004 : A see-saw oscillation between the amazon and congo basins. *Geophysical Research Letters*, **31** (23).
- Emanuel, K., 1993 : The effect of convective response time on wishe modes. *Journal of the atmospheric sciences*, **50** (12), 1763–1776.
- Farge, M., 1992 : Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annual review of fluid mechanics*, **24** (1), 395–458.
- Flaounas, E., S. Bastin, and S. Janicot, 2011 : Regional climate modelling of the 2006 west african monsoon : sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using wrf. *Climate Dynamics*, **36** (5-6), 1083–1105.
- Fontaine, B. and S. Janicot, 1996 : Sea surface temperature fields associated with west african rainfall anomaly types. *Journal of climate*, **9** (11), 2935–2940.
- Fontaine, B., P. Roucou, and S. Trzaska, 2003 : Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the west african monsoon : mean annual cycles and relationship using ncep/ncar reanalysis. *Geophysical Research Letters*, **30** (3).
- Ghil, M. and P. Yiou, 1996 : Spectral methods : What they can and cannot do for climatic time series. *Decadal Climate Variability*, D. Anderson and J. Willebrand, Eds., Springer Berlin Heidelberg, NATO ASI Series, Vol. 44, 445–482, doi :10.1007/978-3-662-03291-6_11, URL http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-03291-6_11.
- Ghil, M., et al., 2002 : Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of geophysics*, **40** (1), 3–1.
- Gilman, D., F. Fuglister, and J. Mitchell Jr, 1963 : On the power spectrum of “red noise”. *J. Atmos. Sci.*, **20** (2), 182–184.
- Gu, D. and S. Philander, 1995 : Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. *Journal of Climate*, **8** (4), 864–876.
- Gu, G., 2009 : Intraseasonal variability in the equatorial atlantic-west africa during march–june. *Climate dynamics*, **32** (4), 457–471.
- Gu, G. and R. F. Adler, 2004 : Seasonal evolution and variability associated with the west african monsoon system. *Journal of climate*, **17** (17), 3364–3377.
- Hamill, T. M., G. T. Bates, J. S. Whitaker, D. R. Murray, M. Fiorino, T. J. Galarneau Jr, Y. Zhu, and W. Lapenta, 2013 : Noaa’s second-generation global medium-range ensemble reforecast dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **94** (10), 1553–1565.

- Hayashi, Y., 1982 : Space-time spectral analysis and its applications to atmospheric waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60** (1), 156–171.
- Hirst, A. C. and S. Hastenrath, 1983a : Atmosphere-ocean mechanisms of climate anomalies in the angola-tropical atlantic sector. *Journal of Physical Oceanography*, **13** (7), 1146–1157.
- Hirst, A. C. and S. Hastenrath, 1983b : Diagnostics of hydrometeorological anomalies in the zaire (congo) basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **109** (462), 881–892.
- Hodges, K., D. Chappell, G. Robinson, and G. Yang, 2000 : An improved algorithm for generating global window brightness temperatures from multiple satellite infrared imagery. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17** (10), 1296–1312.
- Hong, S.-Y. and J.-O. J. Lim, 2006 : The wrf single-moment 6-class microphysics scheme (wsm6). *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, **42** (2), 129–151.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006 : A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, **134** (9), 2318–2341.
- Houze, R. A. and A. K. Betts, 1981 : Convection in gate. *Reviews of Geophysics*, **19** (4), 541–576.
- Huffman, G., R. Adler, M. Morrissey, D. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, and J. Susskind, 2001 : Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multi-Satellite Observations. *J. Hydrometeor.*, **2**, 36–50.
- Huffman, G., et al., 2007 : The TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA) : quasi-global, multiyear, combined sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeor.*, **8**, 38–55.
- Hulme, M. and N. Tosdevin, 1989 : The tropical easterly jet and sudan rainfall : a review. *Theoretical and applied climatology*, **39** (4), 179–187.
- Jackson, B., S. E. Nicholson, and D. Klotter, 2009 : Mesoscale convective systems over western equatorial africa and their relationship to large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, **137** (4), 1272–1294.
- Janicot, S., A. Harzallah, B. Fontaine, and V. Moron, 1998 : West african monsoon dynamics and eastern equatorial atlantic and pacific sst anomalies (1970–88). *Journal of Climate*, **11** (8), 1874–1882.

- Janicot, S., F. Mounier, S. Gervois, B. Sultan, and G. N. Kiladis, 2010a : The dynamics of the west african monsoon. part v : The detection and role of the dominant modes of convectively coupled equatorial rossby waves. *Journal of climate*, **23** (14), 4005–4024.
- Janicot, S., F. Mounier, S. Gervois, B. Sultan, and G. N. Kiladis, 2010b : The dynamics of the west african monsoon. part v : The detection and role of the dominant modes of convectively coupled equatorial rossby waves. *Journal of Climate*, **23** (14), 4005–4024.
- Janicot, S., F. Mounier, N. M. Hall, S. Leroux, B. Sultan, and G. N. Kiladis, 2009a : Dynamics of the west african monsoon. part iv : analysis of 25–90-day variability of convection and the role of the indian monsoon. *Journal of Climate*, **22** (6), 1541–1565.
- Janicot, S., F. Mounier, N. M. J. Hall, S. Leroux, B. Sultan, and G. N. Kiladis, 2009b : Dynamics of the West African Monsoon. Part IV : Analysis of 25–90-Day Variability of Convection and the Role of the Indian Monsoon. *Journal of Climate*, **22**, 1541–1565.
- Janicot, S. and B. Sultan, 2001 : Intra-seasonal modulation of convection in the west african monsoon. *Geophysical Research Letters*, **28** (3), 523–526.
- Janicot, S., S. Trzaska, and I. Pocard, 2001 : Summer sahel-enso teleconnection and decadal time scale sst variations. *Climate Dynamics*, **18** (3-4), 303–320.
- Janicot, S., et al., 2008 : Large-scale overview of the summer monsoon over west africa during the amma field experiment in 2006. *Annales Geophysicae*, Vol. 26, 2569–2595.
- Janicot, S., et al., 2011 : Intraseasonal variability of the west african monsoon. *Atmospheric Science Letters*, **12** (1), 58–66.
- Kaiser, H. F., 1960 : The application of electronic computers to factor analysis. *Educational and psychological measurement*.
- Kamsu-Tamo, P., S. Janicot, D. Monkam, and A. Lenouo, 2014 : Convection activity over the guinean coast and central africa during northern spring from synoptic to intra-seasonal timescales. *Clim. Dynam.*, **43** (12), 3377–3401.
- Kiladis, G. N., M. C. Wheeler, P. T. Haertel, K. H. Straub, and P. E. Roundy, 2009 : Convectively coupled equatorial waves. *Reviews of Geophysics*, **47** (2).
- Koteswaram, P., 1958 : The easterly jet stream in the tropics. *Tellus*, **10** (1), 43–57.
- Kuang, Z., 2008 : A moisture-stratiform instability for convectively coupled waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65** (3), 834–854.
- Kumar, P. and E. Foufoula-Georgiou, 1994 : *Wavelets in geophysics*. Academic Press, 373 pp.

- Laing, A. G., R. E. Carbone, and V. Levizzani, 2011 : Cycles and propagation of deep convection over equatorial africa. *Monthly Weather Review*, **139** (9), 2832–2853.
- Lamb, P. J., 1978 : Case studies of tropical atlantic surface circulation patterns during recent sub-saharan weather anomalies : 1967 and 1968. *Monthly Weather Review*, **106** (4), 482–491.
- Lau, K. and H. Weng, 1995 : Climate signal detection using wavelet transform : How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **76** (12), 2391–2402.
- Lau, K. and S. Yang, 2003 : Walker circulation. *Encyclopedia of atmospheric sciences*, 2505–2509.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, and J. Pelon, 2009 : Seasonal evolution of the west african heat low : a climatological perspective. *Climate Dynamics*, **33** (2-3), 313–330.
- Lavender, S. L. and A. J. Matthews, 2009 : Response of the west african monsoon to the madden–julian oscillation. *Journal of Climate*, **22** (15), 4097–4116.
- Leduc-Leballeur, M., G. De Coëtlogon, and L. Eymard, 2013 : Air–sea interaction in the gulf of guinea at intraseasonal time-scales : wind bursts and coastal precipitation in boreal spring. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **139** (671), 387–400.
- Leduc-Leballeur, M., L. Eymard, and G. De Coëtlogon, 2011 : Observation of the marine atmospheric boundary layer in the gulf of guinea during the 2006 boreal spring. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137** (657), 992–1003.
- Lee, H., C. Schreck, and K. Knapp, 2014 : Generation of the daily olr climate data record. *2014 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, Geneva, Switzerland.
- Liebmann, B., I. Bladé, G. N. Kiladis, L. M. Carvalho, G. B. Senay, D. Allured, S. Leroux, and C. Funk, 2012 : Seasonality of african precipitation from 1996 to 2009. *Journal of Climate*, **25** (12), 4304–4322.
- Liebmann, B., G. N. Kiladis, L. M. Carvalho, C. Jones, C. S. Vera, I. Bladé, and D. Allured, 2009 : Origin of convectively coupled kelvin waves over south america. *Journal of Climate*, **22** (2), 300–315.
- Liebmann, B. and C. A. Smith, 1996 : Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Liu, P. C., 1994 : Wavelet spectrum analysis and ocean wind waves. *Wavelets in geophysics*, **4**, 151–166.

- Lorenz, E. N., 1956 : Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction.
- Ma, L.-M. and Z.-M. Tan, 2009 : Improving the behavior of the cumulus parameterization for tropical cyclone prediction : Convection trigger. *Atmospheric Research*, **92** (2), 190–211.
- Maloney, E. D. and J. Shaman, 2008 : Intraseasonal variability of the west african monsoon and atlantic itcz. *Journal of Climate*, **21** (12), 2898–2918.
- Mapes, B. E., 2000 : Convective inhibition, subgrid-scale triggering energy, and stratiform instability in a toy tropical wave model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57** (10), 1515–1535.
- Mapes, B. E., 2004 : Sensitivities of cumulus-ensemble rainfall in a cloud-resolving model with parameterized large-scale dynamics. *Journal of the atmospheric sciences*, **61** (18), 2308–2317.
- Matsuno, T., 1966 : Quasi-geostrophic motion in the equatorial area. *J Meteorol Soc Jpn*, **44**, 25–42.
- Matthews, A. J., 2004 : Intraseasonal variability over tropical africa during northern summer. *Journal of Climate*, **17** (12), 2427–2440.
- Mekonnen, A., C. D. Thorncroft, A. R. Aiyyer, and G. N. Kiladis, 2008 : Convectively coupled kelvin waves over tropical africa during the boreal summer : Structure and variability. *Journal of Climate*, **21** (24), 6649–6667.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997 : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, **102** (D14), 16 663–16 682.
- Mohino, E., S. Janicot, and J. Bader, 2011 : Sahel rainfall and decadal to multi-decadal sea surface temperature variability. *Climate dynamics*, **37** (3-4), 419–440.
- Mohino, E., S. Janicot, H. Douville, and L. Z. Li, 2012 : Impact of the indian part of the summer mjo on west africa using nudged climate simulations. *Climate dynamics*, **38** (11-12), 2319–2334.
- Mounier, F., 2005 : La variabilité intra-saisonnière de la mousson de l’afrique l’ouest et centrale. Ph.D. thesis, Institut Pierre Simon Laplace/Ecole Polytechnique, 259 pp.
- Mounier, F., S. Janicot, and G. N. Kiladis, 2008 : The west african monsoon dynamics. part iii : The quasi-biweekly zonal dipole. *Journal of Climate*, **21** (9), 1911–1928.

- Mounier, F., G. N. Kiladis, and S. Janicot, 2007a : Analysis of the dominant mode of convectively coupled kelvin waves in the west african monsoon. *Journal of climate*, **20** (8), 1487–1503.
- Mounier, F., G. N. Kiladis, and S. Janicot, 2007b : Analysis of the Dominant Mode of Convectively Coupled Kelvin Waves in the West African Monsoon. *Journal of Climate*, **20**, 1487–1503.
- Nguyen, H. and J.-P. Duvel, 2008 : Synoptic Wave Perturbations and Convective Systems over Equatorial Africa. *Journal of Climate*, **21**, 6372–6388.
- Nguyen, H., C. D. Thorncroft, and C. Zhang, 2011 : Guinean coastal rainfall of the west african monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137** (660), 1828–1840.
- Nguyen, T. T. H., 2007 : Analyse des perturbations synoptiques et de la modulation diurne des systèmes convectifs sur l’afrique centrale. Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie/LMD, 254 pp.
- Nicholson, S., A. Barcion, M. Challa, and J. Baum, 2007 : Wave activity on the tropical easterly jet. *Journal of the atmospheric sciences*, **64** (7), 2756–2763.
- Nicholson, S. E., 1979 : Revised rainfall series for the west african subtropics. *Monthly Weather Review*, **107** (5), 620–623.
- Nicholson, S. E. and A. K. Dezfuli, 2013 : The relationship of rainfall variability in western equatorial africa to the tropical oceans and atmospheric circulation. part i : The boreal spring. *Journal of Climate*, **26** (1), 45–65.
- Nicholson, S. E. and J. P. Grist, 2003 : The Seasonal Evolution of the Atmospheric Circulation over West Africa and Equatorial Africa. *Journal of Climate*, **16**, 1013–1030.
- North, G. R., T. L. Bell, R. F. Cahalan, and F. J. Moeng, 1982 : Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, **110** (7), 699–706.
- Parker, D. J., C. Thorncroft, R. Burton, and A. Diongue-Niang, 2004 : Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 1461–1482.
- Patricola, C. M., M. Li, Z. Xu, P. Chang, R. Saravanan, and J.-S. Hsieh, 2012 : An investigation of tropical atlantic bias in a high-resolution coupled regional climate model. *Climate dynamics*, **39** (9-10), 2443–2463.
- Petersen, W. A. and S. A. Rutledge, 2001 : Regional variability in tropical convection : Observations from trmm. *Journal of climate*, **14** (17), 3566–3586.

- Pohl, B., J. Crétat, and P. Camberlin, 2011 : Testing wrf capability in simulating the atmospheric water cycle over equatorial east africa. *Climate dynamics*, **37 (7-8)**, 1357–1379.
- Pohl, B., S. Janicot, B. Fontaine, and R. Marteau, 2009 : Implication of the madden–julian oscillation in the 40-day variability of the west african monsoon. *Journal of Climate*, **22 (13)**, 3769–3785.
- Pokam, W. M., L. A. T. Djiotang, and F. K. Mkankam, 2012 : Atmospheric water vapor transport and recycling in equatorial central africa through ncep/ncar reanalysis data. *Climate dynamics*, **38 (9-10)**, 1715–1729.
- Raymond, D. J. and Ž. Fuchs, 2007 : Convectively coupled gravity and moisture modes in a simple atmospheric model. *Tellus A*, **59 (5)**, 627–640.
- Richardson, D., 2014 : The thorpex interactive grand global ensemble (tigge).
- Roca, R., P. Chambon, I. Jobard, P. E. Kirstetter, M. Gosset, and J. Bergès, 2010 : Comparing satellite and surface rainfall products over west africa at meteorologically relevant scales during the amma campaign using error estimates. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 715–731.
- Rodríguez-Fonseca, B., et al., 2015 : Variability and predictability of west african droughts : a review on the role of sea surface temperature anomalies. *Journal of climate*, **28 (10)**, 4034–4060.
- Roehrig, R., 2010 : Variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine : Caractérisation et modélisation (intraseasonal variability of the west african monsoon : Characterization and modeling). Ph.D. thesis, Paris-Est University, 410 pp.
- Roehrig, R., F. Chauvin, and J.-P. Lafore, 2011 : 10–25-day intraseasonal variability of convection over the sahel : a role of the saharan heat low and midlatitudes. *J. Clim.*, **24**, 5863–5878.
- Rossow, W. B. and R. A. Schiffer, 1999 : Advances in understanding clouds from isccp. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80 (11)**, 2261.
- Rowell, D. P., 2001 : Teleconnections between the tropical pacific and the sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127 (575)**, 1683–1706.
- Rowell, D. P., 2003 : The impact of mediterranean ssts on the sahelian rainfall season. *Journal of Climate*, **16 (5)**, 849–862.
- Sandjon, A. T., A. Nzeukou, and C. Tchawoua, 2012 : Intraseasonal atmospheric variability and its interannual modulation in central africa. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **117 (3-4)**, 167–179.

- Sandjon, A. T., A. Nzeukou, C. Tchawoua, F. M. Kamga, and D. Vondou, 2014a : A comparative analysis of intraseasonal atmospheric variability in olr and 1dd gpcp rainfall data over central africa. *Theoretical and applied climatology*, **116 (1-2)**, 37–49.
- Sandjon, A. T., A. Nzeukou, C. Tchawoua, B. Sonfack, and T. Siddi, 2014b : Comparing the patterns of 20–70 days intraseasonal oscillations over central africa during the last three decades. *Theoretical and applied climatology*, **118 (1-2)**, 319–329.
- Schiffer, R. and W. B. Rossow, 1983 : The international satellite cloud climatology project(isccp)- the first project of the world climate research programme. *American Meteorological Society, Bulletin*, **64**, 779–784.
- Sen, R. S. and J. R. C. Balling, 2013 : Diurnal patterns in lightning activity in northern tropical africa. *Physical Geography*, **34 (2)**, 75–84.
- Skamarock, W., et al., 2008 : A description of the advanced research wrf version 3. *NCAR, Tech. Note, Mesoscale and Microscale Meteorology Division*.
- Srinivasan, V., M. Cohen, J. Akudago, D. Keith, and M. Palaniappan, 2011 : Integrated water resources management : A global review. *AGU Fall Meeting Abstracts*, Vol. 1, 1123.
- Straub, K. H. and G. N. Kiladis, 2002 : Observations of a convectively coupled kelvin wave in the eastern pacific itcz. *Journal of the atmospheric sciences*, **59 (1)**, 30–53.
- Straub, K. H. and G. N. Kiladis, 2003 : The observed structure of convectively coupled kelvin waves : Comparison with simple models of coupled wave instability. *Journal of the atmospheric sciences*, **60 (14)**, 1655–1668.
- Sultan, B., C. Baron, M. Dingkuhn, B. Sarr, and S. Janicot, 2005 : Agricultural impacts of large-scale variability of the west african monsoon. *Agricultural and forest meteorology*, **128 (1)**, 93–110.
- Sultan, B. and S. Janicot, 2003a : The West African monsoon dynamics. Part II : The pre-onset and the onset of the summer monsoon. *Journal of Climate*, **16**, 3407–3427.
- Sultan, B. and S. Janicot, 2003b : The West African Monsoon Dynamics. Part I : Documentation of the Intraseasonal Variability. *Journal of Climate*, **16**, 3389–3406.
- Taylor, C. M., 2008 : Intraseasonal Land–Atmosphere Coupling in the West African Monsoon. *Journal of Climate*, **21**, 6636–6648.
- Thiaw, W. M., et al., 2017 : *Subseasonal Forecasting*, 255–288. John Wiley & Sons, Ltd, doi : 10.1002/9781118391297.ch7, URL <http://dx.doi.org/10.1002/9781118391297.ch7>.

- Thorncroft, C. and B. Hoskins, 1994a : An idealized study of african easterly waves. i : A linear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120 (518)**, 953–982.
- Thorncroft, C. and B. Hoskins, 1994b : An idealized study of african easterly waves. ii : A nonlinear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120 (518)**, 983–1015.
- Todd, M. C. and R. Washington, 2004 : Climate variability in central equatorial africa : influence from the atlantic sector. *Geophysical Research Letters*, **31 (23)**.
- Tomaziello, A. C. N., L. M. Carvalho, and A. W. Gandu, 2016 : Intraseasonal variability of the atlantic intertropical convergence zone during austral summer and winter. *Climate Dynamics*, **47 (5-6)**, 1717–1733.
- Toracinta, E. R. and E. J. Zipser, 2001 : Lightning and ssm/i-ice-scattering mesoscale convective systems in the global tropics. *Journal of Applied Meteorology*, **40 (6)**, 983–1002.
- Torrence, C. and G. P. Compo, 1998 : A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, **79 (1)**, 61–78.
- Trenberth, K. E. and D. P. Stepaniak, 2003 : Seamless poleward atmospheric energy transports and implications for the hadley circulation. *Journal of Climate*, **16 (22)**, 3706–3722.
- Uppala, S. M., et al., 2005 : The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- Vautard, R., P. Yiou, and M. Ghil, 1992 : Singular-spectrum analysis : A toolkit for short, noisy chaotic signals. *Physica D : Nonlinear Phenomena*, **58 (1)**, 95–126.
- Ventrice, M. J. and C. D. Thorncroft, 2013 : The role of convectively coupled atmospheric kelvin waves on african easterly wave activity. *Monthly Weather Review*, **141 (6)**, 1910–1924.
- Ventrice, M. J., C. D. Thorncroft, and M. A. Janiga, 2012a : Atlantic tropical cyclogenesis : A three-way interaction between an african easterly wave, diurnally varying convection, and a convectively coupled atmospheric kelvin wave. *Monthly Weather Review*, **140 (4)**, 1108–1124.
- Ventrice, M. J., C. D. Thorncroft, and P. E. Roundy, 2011 : The madden–julian oscillation’s influence on african easterly waves and downstream tropical cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, **139 (9)**, 2704–2722.
- Ventrice, M. J., C. D. Thorncroft, and C. J. Schreck III, 2012b : Impacts of convectively coupled kelvin waves on environmental conditions for atlantic tropical cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, **140 (7)**, 2198–2214.

- Vigaud, N., P. Roucou, B. Fontaine, S. Sijikumar, and S. Tyteca, 2011 : Wrf/arpege-climat simulated climate trends over west africa. *Climate dynamics*, **36** (5-6), 925–944.
- Vitart, F., A. W. Robertson, and D. L. Anderson, 2012 : Subseasonal to seasonal prediction project : Bridging the gap between weather and climate. *Bulletin of the World Meteorological Organization*, **61** (2), 23.
- Vitart, F., et al., 2016 : The sub-seasonal to seasonal prediction (s2s) project database. *Bulletin of the American Meteorological Society*, (2016).
- Vizy, E. K. and K. H. Cook, 2001 : Mechanisms by which gulf of guinea and eastern north atlantic sea surface temperature anomalies can influence african rainfall. *Journal of Climate*, **14** (5), 795–821.
- Vizy, E. K. and K. H. Cook, 2009 : A mechanism for african monsoon breaks : Mediterranean cold air surges. *J. Geophys. Res.*, **114**.
- von Storch, H. and F. W. Zwiers, 1999 : *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, 528 pp.
- Vondou, D. A., 2012 : Spatio-temporal variability of western central african convection from infrared observations. *Atmosphere*, **3** (3), 377–399.
- Vondou, D. A., A. Nzeukou, and F. M. Kamga, 2010a : Diurnal cycle of convective activity over the west of central africa based on meteosat images. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **12**, S58–S62.
- Vondou, D. A., A. Nzeukou, A. Lenouo, and F. Mkankam Kamga, 2010b : Seasonal variations in the diurnal patterns of convection in cameroon–nigeria and their neighboring areas. *Atmospheric Science Letters*, **11** (4), 290–300.
- Waliser, D. E., Z. Shi, J. Lanzante, and A. Oort, 1999 : The hadley circulation : assessing ncep/ncar reanalysis and sparse in-situ estimates. *Climate Dynamics*, **15** (10), 719–735.
- Wang, B., 1992 : The vertical structure and development of the enso anomaly mode during 1979–1989. *Journal of the atmospheric sciences*, **49** (8), 698–712.
- Wang, B. and Q. Ding, 2008 : Global monsoon : Dominant mode of annual variation in the tropics. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **44** (3), 165–183.
- Ward, M. N., 1998 : Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical north africa at interannual and multidecadal timescales. *Journal of Climate*, **11** (12), 3167–3191.

- Weare, B. C. and J. S. Nasstrom, 1982 : Examples of extended empirical orthogonal function analyses. *Monthly Weather Review*, **110** (6), 481–485.
- Wheeler, M. and G. N. Kiladis, 1999 : Convectively coupled equatorial waves : Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56** (3), 374–399.
- Wheeler, M., G. N. Kiladis, and P. J. Webster, 2000 : Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57** (5), 613–640.
- Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, 2004 : An all-season real-time multivariate mjo index : Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, **132** (8), 1917–1932.
- Wilfried, P. M., C. L. Bain, R. S. Chadwick, R. Graham, D. J. Sonwa, and F. M. Kamga, 2014 : Identification of processes driving low-level westerlies in west equatorial africa. *Journal of Climate*, **27** (11), 4245–4262.
- Wu, M.-L. C., O. Reale, S. D. Schubert, M. J. Suarez, R. D. Koster, and P. J. Pegion, 2009 : African easterly jet : structure and maintenance. *Journal of Climate*, **22** (17), 4459–4480.
- Xie, S.-P. and J. A. Carton, 2004 : Tropical atlantic variability : Patterns, mechanisms, and impacts. *Earth's Climate*, 121–142.
- Yano, J.-I. and K. Emanuel, 1991 : An improved model of the equatorial troposphere and its coupling with the stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **48** (3), 377–389.
- Yepdo Djomou, Z., D. Monkam, and A. Lenouo, 2009 : Spatial variability of rainfall regions in west africa during the 20th century. *Atmospheric Science Letters*, **10** (1), 9–13.
- Yu, W., W. Han, and D. Gochis, 2012 : Influence of the madden–julian oscillation and intraseasonal waves on surface wind and convection of the tropical atlantic ocean. *Journal of Climate*, **25** (23), 8057–8074.
- Zipser, E. J., C. Liu, D. J. Cecil, S. W. Nesbitt, and D. P. Yorty, 2006 : Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bulletin of the American Meteorological Society*, **87** (8), 1057–1071.

