

L'AFRIQUE CENTRALE DANS LE CONTEXTE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE TROPICALE INTERANNUELLE ET INTRASAISONNIERE

CENTRAL AFRICA IN THE CONTEXT OF INTERANNUAL AND INTRASEASONAL TROPICAL CLIMATE VARIABILITY

Pierre CAMBERLIN

Centre de Recherches de Climatologie
UMR 5210 CNRS / Université de Bourgogne
6 Bd Gabriel – 21000 Dijon – France
camber@u-bourgogne.fr

Résumé

Les particularités de l'Afrique centrale, quant aux modalités de la variabilité des précipitations, sont présentées. Au pas de temps interannuel, cette région montre une variabilité généralement modérée en regard des autres régions de même pluviométrie. La cohérence spatiale est particulièrement faible. Ces deux éléments sont le reflet d'une sensibilité réduite aux forçages interannuels majeurs du climat tropical, notamment aux variations des températures de surface océanique. Au pas de temps intrasaisonnier, il apparaît cependant une modulation non négligeable des pluies par l'Oscillation de Madden-Julian, principal mode de variabilité intrasaisonnier (30-60 jours) de la zone tropicale. Durant le trimestre mars-mai, et aux phases opposées de cette oscillation, la convection et les pluies sont significativement réduites / augmentées à large échelle en Afrique centrale. L'augmentation des pluies est associée à la propagation d'ouest en est d'anomalies zonales de vent et de divergence, opposées entre la haute et la basse troposphère, le long de l'équateur.

Mots-clés

Afrique centrale, Précipitations, Variabilité interannuelle, Variabilité intrasaisonnaire, Oscillation de Madden-Julian

Abstract

The particularity of Central Africa, with respect to rainfall variability, is presented. At interannual time-scales, the region shows low amplitude rainfall variations compared to other areas recording similar mean rainfall amounts. Spatial coherence is also particularly weak. These two features reflect a low sensitivity to the major interannual forcings of tropical climate, especially those related to sea surface temperature variations. At intraseasonal time-scales, however, rainfall is noticeably impacted by the Madden-Julian Oscillation, the main mode of intraseasonal variability (30-60 days) in the Tropics. During the March-May season, and at opposite phases of the oscillation, convection and precipitation are significantly reduced / enhanced on a large scale over Central Africa. The precipitation increase is related to an eastward propagation of zonal wind and divergence anomalies, with opposite signs in the lower and upper troposphere, along the equator.

Key-words

Central Africa, Precipitation, Interannual variability, Intraseasonal variability, Madden-Julian Oscillation

Introduction

Comparativement aux zones sub- et extra-tropicales, des incertitudes pèsent encore sur l'évolution attendue du climat de l'Afrique centrale, et notamment des précipitations, en réponse à l'augmentation des gaz à effet de serre (Mkankam Kamga 2000 ; Hulme et al. 2001 ; GIEC 2007). Evaluer les modalités des éventuels changements climatiques qui affectent (ou vont affecter) l'Afrique centrale suppose dans tous les cas une bonne connaissance préalable du fonctionnement du climat actuel de la sous-région, en particulier de la façon dont il s'insère :

- dans le système climatique planétaire en général
- dans les variations et changements climatiques qui affectent la zone tropicale en particulier.

Tout changement se superpose en effet à la variabilité naturelle du climat, qui s'exprime notamment, dans la zone chaude, par celle des précipitations. Les conséquences d'une modification du climat moyen sont plus sérieuses si celui-ci cache une forte variabilité, que ce soit d'une année sur l'autre (variabilité interannuelle) ou à l'échelle des épisodes pluvieux et secs intrasaisonniers (Katz et Brown, 1992). Ainsi les conséquences d'éventuels changements climatiques sur la ressource en eau ne peuvent-elles être correctement évaluées sans tenir compte de ces deux échelles de variabilité.

Ce travail vise donc d'une part à rappeler les caractéristiques de la variabilité pluviométrique interannuelle propre à l'Afrique centrale, et notamment sa partie occidentale, proche de l'Atlantique. Il vise d'autre part à présenter des éléments de la variabilité intrasaisonnaire des pluies (au-delà de l'échelle synoptique et en-deça de l'échelle saisonnière), jusqu'ici très mal connue pour cette partie du continent.

1 Variabilité interannuelle : état des connaissances

La connaissance du climat de l'Afrique centrale, et surtout de sa variabilité, reste inférieure à celle dont on dispose pour les autres régions tropicales en général, et africaines en particulier. Cette situation a deux causes principales :

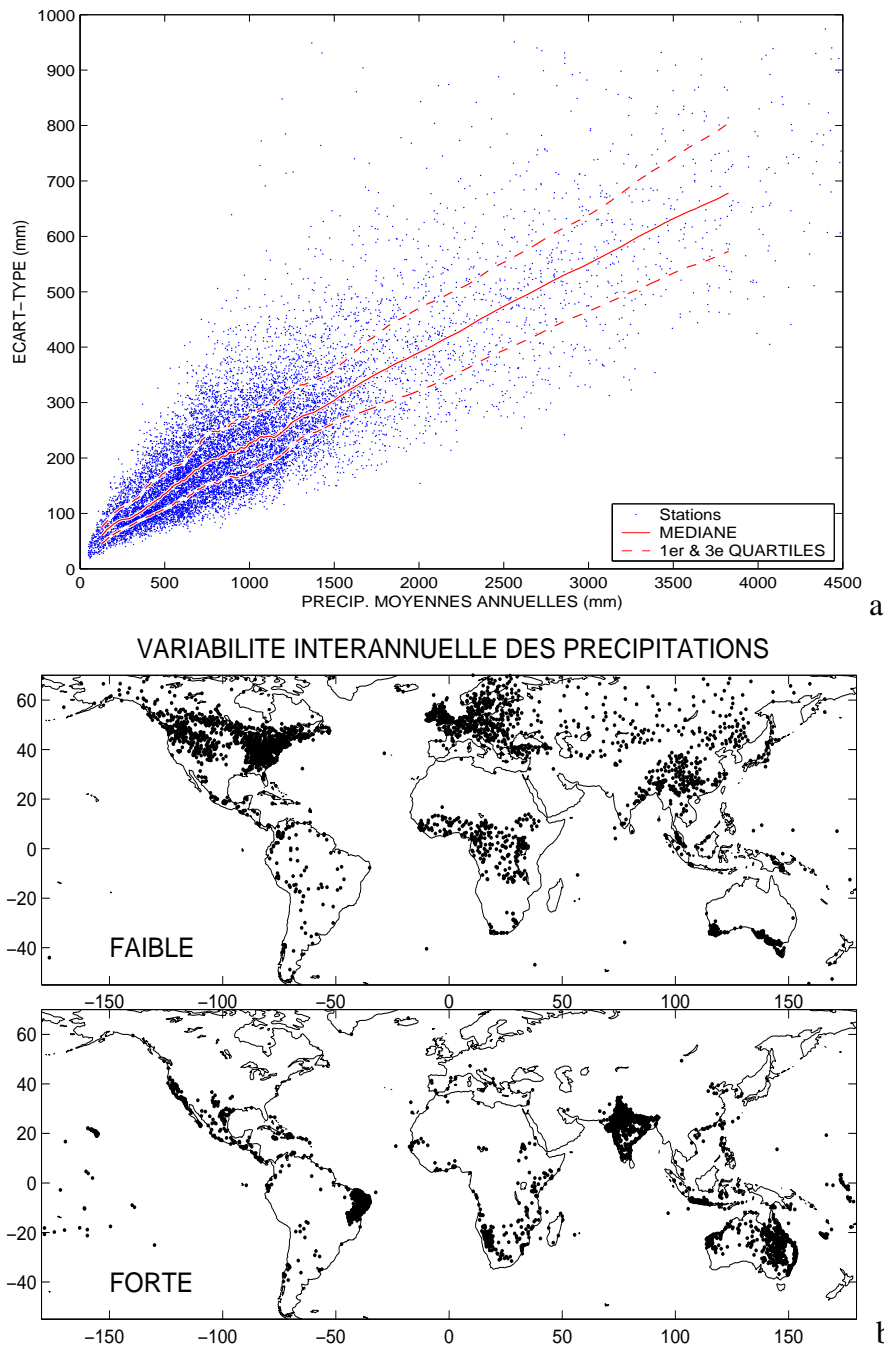
- l'indisponibilité des données stationnelles, notamment pour la République Démocratique du Congo ou l'Angola, et plus généralement la faible densité des réseaux de mesure.
- le contexte climatique d'une Afrique « pluvieuse », où l'abondance de l'eau n'a pas suscité autant de travaux scientifiques, au cours des dernières décennies, que dans les régions plus sèches ou sujettes à des « crises climatiques » majeures.

Cette abondance des précipitations en Afrique centrale sous-entend-elle des conditions climatiques réellement stables au fil des années, ou au contraire une variabilité interannuelle forte est-elle masquée par ce haut niveau moyen des précipitations ?

1.1 *La régularité interannuelle des pluies revisitée*

Les cartes de variabilité interannuelle des précipitations dans le monde, qui s'appuient sur le coefficient de variation (Longley, 1952, Nicholls et Wong, 1990 ; Peel et al., 2002), donnent une vue biaisée, en montrant les déserts comme les régions de plus forte variabilité, et en ne permettant pas de faire de distinction entre les régions plus arrosées. Une autre image, qui s'appuie sur une comparaison des écarts-types à *pluviométrie moyenne égale*, permet de discriminer, au sein des stations les plus sèches comme des stations les plus arrosées, les aires de forte (ou faible) variabilité (fig.1a). Pour chaque tranche de précipitations moyennes, les 25% de stations aux pluies les moins variables (Q1) et les plus variables (Q3) sont identifiées. Leur répartition spatiale (fig.1b) montre une certaine régularité des pluies en domaine extratropical, quel que soit le type de climat, mais des conditions plus contrastées dans le domaine tropical, en accord avec Dewar et Wallis (1999). Le sub-continent indien connaît une très grande irrégularité des pluies, tout comme la plus grande partie de l'Australie. En Afrique, l'Est et le sud présentent aussi de larges fluctuations interannuelles. En revanche, il est confirmé que le bassin du Congo présente des précipitations plus constantes, beaucoup plus notamment que des parties du monde tropical également très arrosées, mais irrégulièrement, comme Java, l'ouest du Pacifique ou le pourtour de la mer des Caraïbes. Une

exception est toutefois constituée par certaines stations du littoral occidental d'Afrique centrale, notamment au sud de Port-Gentil, en accord avec Maloba Makanga et Samba, 1997.



1.2 Un espace très hétérogène

Les variations interannuelles sont non seulement atténuées par rapport aux régions d'Afrique, elles sont également assez peu organisées dans l'espace. A l'échelle de l'Afrique, il a été montré (Hulme, 1992 ; Bigot et al., 1997) que les principales régions homogènes de covariabilité des pluies (Afrique orientale, Afrique australe, zone soudano-sahélienne...) laissent de côté l'Afrique centrale. Aucun mode fort de variabilité commun à l'ensemble de la région ne peut y être identifié (Moron et al., 1995 ; Maloba Makanga et Samba, 1997 ; Bigot et al., 1998). La régionalisation fondée sur l'analyse en composantes principales, si elle

permet d'identifier les principales régions de covariabilité, ne permet pas de comparer quantitativement la cohérence spatiale des pluies entre l'Afrique centrale et les autres parties du continent.

Une alternative est donc de considérer les corrélations entre les variations interannuelles des précipitations dans les différentes stations, en fonction de la distance entre ces dernières. En réalisant ces calculs pour les stations disposant d'au moins 30 années d'observations sur la période 1951-1990, on peut cartographier la corrélation moyenne obtenue, par exemple, à une distance de 300 km autour de chaque station (fig.2). Des contrastes importants apparaissent sur le continent : une corrélation supérieure à 0,5 est obtenue dans la partie ouest et centrale de la bande soudano-sahélienne, en Afrique orientale à proximité de l'océan Indien, et dans une vaste région centrée sur le Kalahari. Ces espaces correspondent assez bien aux ensembles régionaux à variabilité pluviométrique cohérente identifiés précédemment. Une vaste zone centrale, du sud du Nigeria à l'Afrique centrale (le centre de la RDC étant exclu par manque de données), au sud du Soudan et à l'Erythrée, est au contraire caractérisée par de très faibles corrélations inter-stationnelles, inférieures à 0,3 voire 0,1 à une distance de 300 km (fig.2). Ceci confirme l'hétérogénéité de la sous-région en termes de variations interannuelles des pluies.

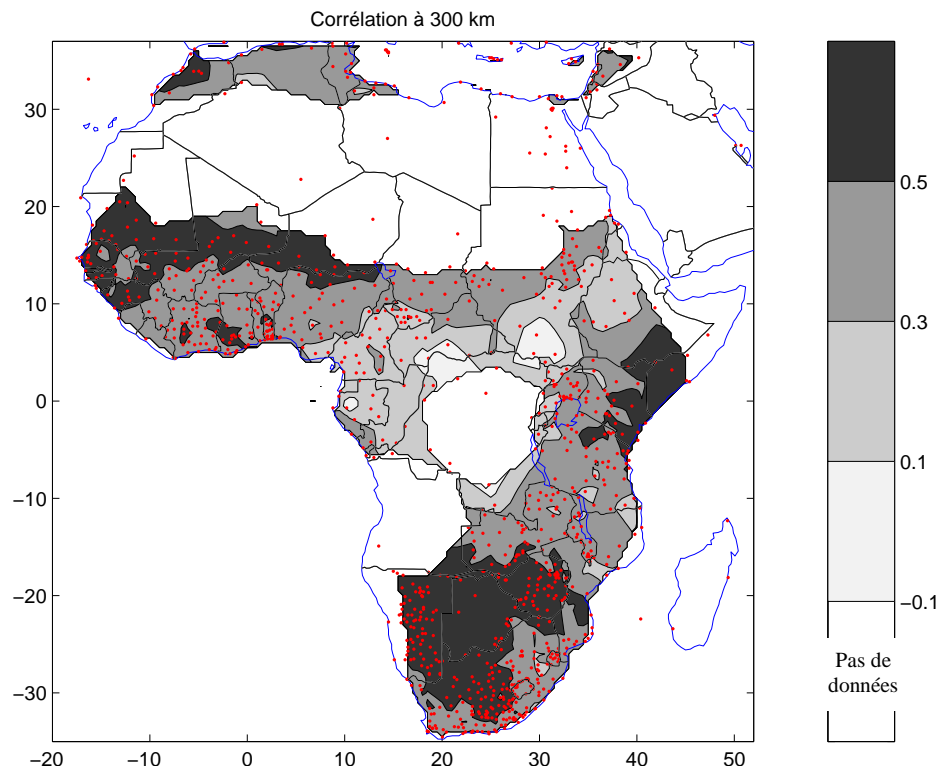


Figure 2 - Corrélation moyenne obtenue à une distance de 300 km entre les variations inter-annuelles des précipitations de 2 stations en Afrique. Autour de chaque station sont calculées les corrélations avec toutes les stations situées dans un rayon de 600 km (période 1951-1990, au moins 30 ans disponibles). La relation de ces corrélations avec la distance est modélisée par régression linéaire, et la valeur estimée pour une distance de 300 km est cartographiée.

1.3 Une réponse faible des précipitations aux grands modes de variabilité interannuels

Parmi les grands modes de variabilité du climat à l'échelle planétaire, le phénomène ENSO (El-Nino Southern Oscillation) est connu pour exercer une influence importante sur le continent africain (Ropelewski et Halpert, 1987 ; Nicholson et Kim, 1997 ; Camberlin et al., 2001 ; Jury et al., 2002). Déclinée à l'échelle trimestrielle, cette influence se traduit notamment, lors de la majorité des évènements chauds dans le Pacifique est (années El-Nino), par des sécheresses en Afrique australe (janvier-mars) et de l'Ethiopie au Sénégal (juillet-septembre), ainsi que par des inondations en Afrique orientale (octobre-décembre). Il est remarquable que les précipitations en Afrique centrale restent relativement indépendantes de

l'ENSO. Une exception relative est cependant la façade occidentale (Gabon, Sud Cameroun) en avril-juin, un peu plus sèche en année El-Nino, bien que la relation, peu affirmée, soit surtout le fait des dernières décennies. Nicholson et Kim (1997) ou Hulme et al. (2001) montrent eux aussi une quasi-absence de signal ENSO en Afrique centrale.

Les précipitations d'Afrique centrale présentent une réponse un peu plus marquée aux températures de surface marine (TSM) de l'océan Atlantique, mais nettement atténuée par rapport à l'Afrique de l'ouest, et pratiquement limitée à la partie occidentale, la plus proche de l'Atlantique. Cette réponse est saisonnière, et se décale en latitude avec le mouvement de la ZCIT (Camberlin et al., 2001). En limite nord de la ZCIT, les années où l'Atlantique Sud est anormalement chaud s'accompagnent de déficits pluvieux (juillet-septembre au nord de 10°N, octobre-décembre au Sud du Cameroun puis au Gabon ; Janicot et Fontaine, 1997). Sur les marges sud de la ZCIT, à l'inverse, l'Atlantique Sud chaud s'accompagne d'excédents pluvieux, au moins près de l'océan (Hirst et Hastenrath, 1983 ; Nicholson et Entekhabi, 1986 ; Mahé, 1993). Cette structure dipolaire, qui rappelle, en moins accusé, celle observée en Afrique de l'ouest, serait à relier à des variations dans la migration en latitude de la ZCIT (Fontaine et Bigot, 1993 ; Janicot et Fontaine, 1997 ; Camberlin et al., 2001).

La sensibilité des précipitations d'Afrique centrale à la variabilité des TSM de l'océan Indien est mal connue. Les téléconnexions mises en évidence semblent être le résultat des relations d'échelle plus large. L'océan Indien se réchauffe en effet à la suite d'événements El-Nino. Il partage en outre avec l'Atlantique Sud la tendance au réchauffement apparue dans les années 1970, susceptible de moduler la position de la ZCIT sur l'Afrique et/ou l'intensité de la mousson. L'influence individuelle du bassin indien est donc délicate à isoler. Cependant, une configuration montrant des eaux anormalement chaudes à l'ouest et fraîches à l'est, ou « événement dipolaire » de l'océan Indien, s'accompagne d'excédents de pluie de septembre à novembre, mais sur le littoral gabono-congolais seulement (Saji et Yamagata, 2003).

Enfin, les travaux de Todd et Washington (2004) ont récemment établi un lien entre les pluies (et les débits) dans le bassin du Congo (10°S-5°N, 15-30°E), durant l'hiver et le printemps boréaux (décembre-avril), et l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO). Le lien impliquerait une modulation des vents d'ouest de moyenne troposphère au-dessus de l'Afrique centrale. Le rôle des TSM nord-atlantiques comme relais apparaît seulement aux échelles pluriannuelles.

Au-delà de ces résultats, il est clair que la variabilité pluvieuse dans la sous-région est dans l'ensemble faiblement dépendante des variations des TSM à l'échelle globale (Moron et al., 1998). Ceci a d'ailleurs pour conséquence la faible prévisibilité des anomalies de pluies saisonnières (même si certains modèles numériques laissent entendre une prévisibilité non négligeable par les TSM ; Reale et Dirmeyer, 2002 ; Friederichs et Paeth, 2006). Cette faible prévisibilité contraste avec d'autres parties du continent où les forums de prévision ont pu se développer depuis une dizaine d'années. Il est vraisemblable que c'est cette médiocre réponse des précipitations aux forçages climatiques prévalant à l'échelle interannuelle qui est à l'origine de la faible cohérence spatiale des pluies, ainsi que de la variabilité interannuelle réduite, comme établi ci-dessus. Parmi les hypothèses explicatives, on mentionnera la position géographique de l'Afrique centrale, au cœur d'un continent étendu de part et d'autre de l'équateur, ce qui est susceptible de la rendre peu sensible aux modulations des circulations de large échelle (Walker, est-ouest, et Hadley, nord-sud), pilotées par les TSM. Une autre hypothèse fait intervenir les conditions de surface, le couvert forestier presque continu contribuant au maintien d'une forte humidité dans les basses couches et à l'instabilité de la masse d'air. Cette situation est à même de générer des phénomènes convectifs locaux qui occultent les éventuels forçages d'échelle supérieure.

2 Variabilité intrasaisonnière : l'OMJ, quelques rappels

La variabilité des pluies à des pas de temps inférieurs à la saison est peu documentée. En particulier, on a peu d'informations sur la structuration des pluies aux échelles intrasaisonnières, situées entre celle des perturbations synoptiques (Bultot, 1952 ; Trewartha 1966 ; Suchel, 1988 ; Duvel, 1990 ; Samba-Kimbata, 1991 ; Nguyen et Duvel, 2006) et celle des variations interannuelles décrites ci-dessus. Ces pas de temps intrasaisonniers, dans la zone tropicale, sont dominés par l'oscillation de Madden-Julian (OMJ).

2.1 L'Oscillation de Madden-Julian (OMJ) : les fondements

L'OMJ a été identifiée par Madden et Julian (1972) à partir d'observations de la composante zonale du vent au-dessus du Pacifique équatorial, qui montrent une périodicité de 40 à 50 jours. Il a été montré par la suite qu'elle se manifeste par une modulation conjointe de la convection, de la pression atmosphérique, du vent de hautes et basses couches, et de la température de surface, se propageant vers l'est à une vitesse d'environ 5 m/s, le long ou à proximité de l'équateur, de l'océan Indien au centre du Pacifique (Zhang, 2005). Cette modulation implique de vastes cellules de circulation déjà identifiées par Madden et Julian. Aussi appelée oscillation intrasaisonnière, l'OMJ présente une période variant entre 30 et 60 jours, mais le phénomène présente une amplitude variable d'une année à l'autre, étant pratiquement indétectable dans certains cas. Bien que le signal soit le plus net sur le domaine indo-pacifique (il se double, en été boréal surtout, d'une propagation de la convection de l'équateur vers les tropiques), l'OMJ peut être considéré comme un phénomène quasi-global, qui peut être suivi notamment dans le vent en altitude tout au long de la ceinture équatoriale.

2.2 Définition des indices utilisés

Pour décrire l'activité de l'OMJ, à la fois en amplitude (cette activité étant absente à certaines périodes) et en termes de localisation autour de la ceinture équatoriale des principales anomalies convectives qui y sont associées, des indices proposés par Wheeler et Hendon (2004) ont été retenus par le Bureau of Meteorology Research Center australien (<http://www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/matw/maproom/RMM>) en vue d'un suivi en temps réel. Ces indices sont établis à partir d'une analyse en composantes principales qui combine les champs de rayonnement sortant grande longueur d'onde (« OLR », comme indicateur de la convection profonde, mesuré par satellite), et de vent zonal (à 850 hPa et 200 hPa), le long de l'équateur. Les deux premiers modes suffisent à décrire avec une bonne acuité l'OMJ et sa propagation vers l'est. Ils présentent tous deux une cyclicité autour de 40 à 50 jours. En les combinant, on peut donc caractériser à tout moment l'amplitude du signal de l'OMJ, moyennée autour du globe, et sa phase, c'est-à-dire la position en longitude des régions où la convection est intensifiée ou supprimée.

2.3 Les phases de l'OMJ à l'échelle de la zone tropicale

Sur la base du travail de Wheeler et Hendon (2004), 8 phases ont été retenues. Les 4 principales sont présentées en fig.3, pour le trimestre décembre-janvier. La phase 1 montre une convection très affaiblie (anomalies positives d'OLR) sur une vaste région centrée sur l'Indonésie, avec dans les basses couches des anomalies de vents d'est et d'ouest sur les océans Indien et Pacifique respectivement. En phase 3, les anomalies positives d'OLR se sont décalées vers l'est en s'affaiblissant. Elles commencent à être remplacées, depuis l'océan Indien, par un renforcement de la convection. Celui-ci se propage vers l'ouest (Australie puis Pacifique) en phase 5, accompagné d'anomalies de vents d'ouest. En phase 7 la forte convection est décalée sur le centre du Pacifique, à mesure que l'affaiblissement convectif gagne l'océan Indien.

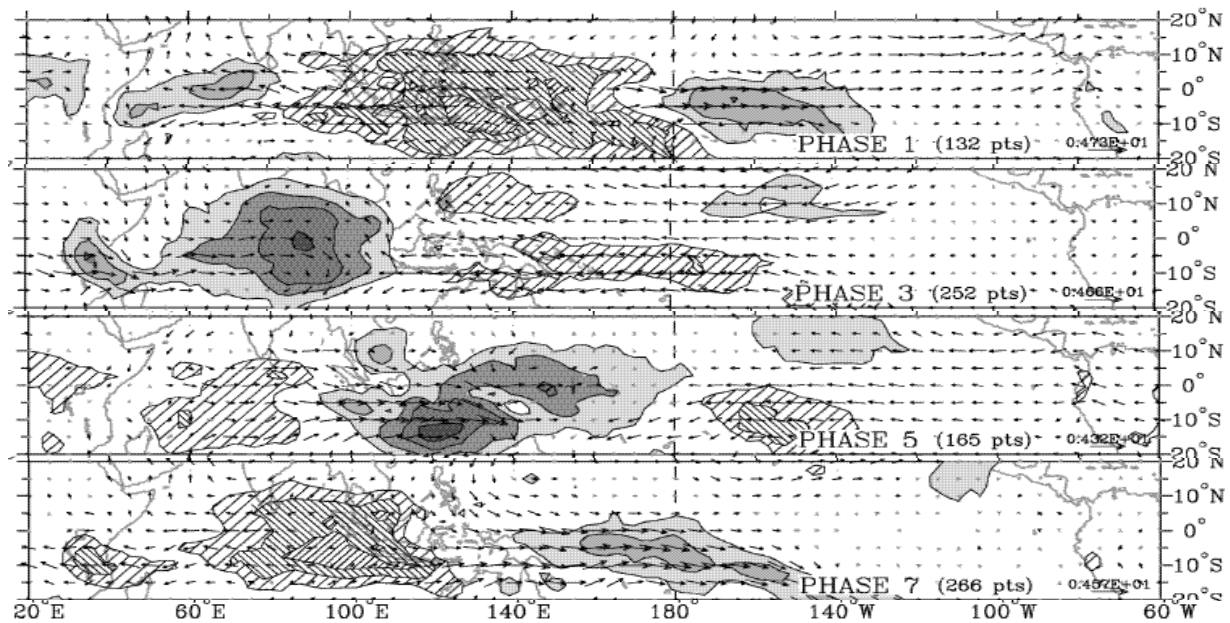


Figure 3 - Anomalies de vent à 850 hPa et d'OLR pour les phases 1, 3, 5 et 7 de l'OMJ du trimestre décembre-février (Wheeler et Hendon, 2004). Grisé : anomalies négatives d'OLR (convection renforcée) ; hachures : anomalies positives (convection réduite) ; pas : $7,5 \text{ W.m}^{-2}$. Flèches : anomalies de vent significatives au seuil $P=99\%$ (test de Student).

Si quelques signaux significatifs peuvent être détectés hors du domaine indo-pacifique, il est clair que c'est sur ces bassins que l'OMJ est la plus développée. C'est d'ailleurs là seulement que le couplage entre convection et circulation atmosphérique, comme décrit par Madden et Julian, est le plus étroit. Hors de cette région, le signal de l'OMJ a été reconnu par certains travaux d'échelle globale (par ex., Jones et al., 2004), ou régionale (par ex., Carvalho et al., 2004). Cependant, la réalité du signal sur l'Afrique en général, et l'Afrique centrale en particulier, reste mal connue. Matthews (2004) a mis en évidence en Afrique de l'ouest et une partie de l'Afrique centrale, en été boréal, une modulation intrasaisonnière liée à l'OMJ indo-pacifique, et induite par une double propagation d'ondes de Kelvin (vers l'est) et de Rossby (vers l'ouest), interagissant sur l'Afrique. Mounier (2005) a, pour l'Afrique de l'Ouest, confirmé ce signal d'environ 40 jours, mais contesté l'hypothèse d'ondes de Kelvin se propageant depuis le Pacifique vers l'est. Outre le fait que ces travaux n'ont pas porté sur les saisons les plus arrosées en Afrique centrale, ils ont essentiellement utilisé l'OLR comme indicateur ; or il est reconnu que les données satellitales surestiment considérablement les pluies dans la sous-région (McCollum et al., 2000). Il est donc nécessaire d'établir si un signal de l'OMJ peut réellement être détecté dans les précipitations de cette région.

3 Modulation des précipitations d'Afrique centrale par l'OMJ

3.1 Données

Les données pluviométriques observées utilisées dans cette étude préliminaire sont celles des « Global Summaries of Day », archivées par le National Climatic Data Center (NCDC). Ces données journalières sont très lacunaires, et seule la période 1994-1999 a pu être étudiée. 26 stations (fig.4), disposant chacune de 600 à 1400 observations, ont été extraites dans la région comprise entre $8 \text{ et } 20^\circ\text{E}$, 6°S et 8°N (Gabon, République du Congo, Sud du Cameroun et Ouest de la République Centrafricaine). Les lacunes sont dispersées dans le temps et n'ont pas été interpolées. Les pluies sont exprimées en pourcentage de la valeur du cycle saisonnier moyen lissé. Une moyenne mobile sur 7 jours est ensuite calculée afin d'éliminer les événements pluvieux isolés. Tous les jours sont classés en fonction de la phase de l'OMJ dans

laquelle ils se trouvent. Seuls les cas d'activité OMJ suffisamment marquée (amplitude supérieure à 1) sont retenus, soit 1 jour sur 3 environ.

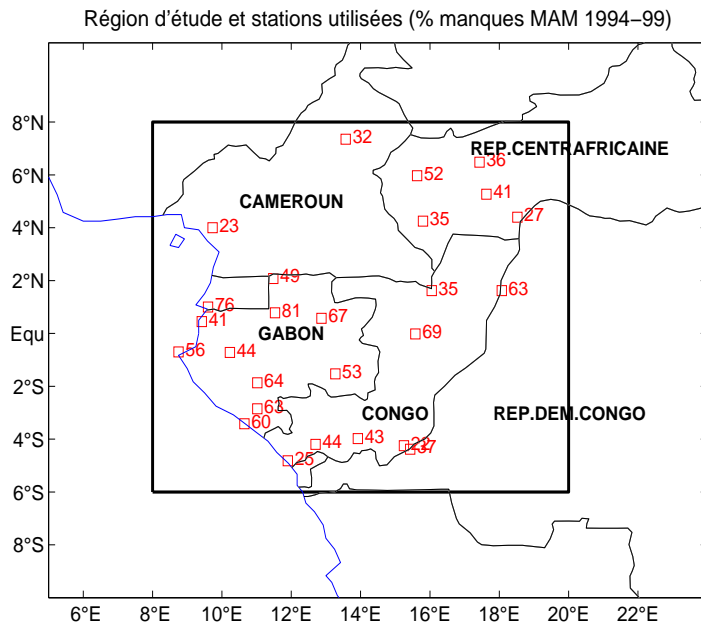


Figure 4 - Réseau de stations utilisé pour l'étude de la variabilité intrasaisonnaire.

Les modifications de la circulation atmosphérique associées aux différentes phases de l'OMJ sont décrites à partir des réanalyses NCEP-DOE 2 (Kanamitsu et al., 2002) au pas de temps journalier. Les variables les plus dépendantes de l'observation (vent, géopotential, température) sont retenues en priorité. L'humidité relative et la vitesse verticale (cette dernière entièrement calculée par le modèle) sont également analysées.

3.2 Répartition des précipitations de Mars-Mai par phases de l'OMJ

Les résultats présentent le cas de saison mars-mai, correspondant à une des deux saisons des pluies dans une bonne partie de la région d'étude. La répartition des précipitations journalières au cours des phases de l'OMJ est montrée à titre d'exemple pour 3 stations disposant de séries relativement longues : Libreville, Brazzaville et Bangui (fig.5). Il existe à ce pas de temps et à cette échelle spatiale (stationnelle) une grande dispersion des valeurs de précipitations. Cependant, moyennées pour chacune des 8 phases de l'OMJ, il apparaît dans les 3 stations que la répartition des pluies n'est pas totalement aléatoire. Les phases 2 ou 3 sont caractérisées par des pluies en moyenne un peu plus abondantes que les phases 4 à 7.

Pour tester statistiquement les résultats, en occultant la forte variabilité locale, un indice pluviométrique régional combinant les données des 26 stations de la région d'étude est calculé. L'indice est la moyenne journalière des précipitations de toutes les stations disponibles, exprimées en pourcentage de la moyenne. La distribution des précipitations au cours de chaque phase est représentée sous forme de « boîte-à-moustaches » (fig.5d). La répartition des précipitations en fonction des phases de l'OMJ est beaucoup plus franche. La phase 2 apparaît comme la plus arrosée, la phase 5 comme la plus sèche. Si la variabilité autour de la moyenne reste forte durant la majorité des phases, la faiblesse des précipitations en phase 5 est très remarquable (dans plus de la moitié des cas inférieures à 60% de la moyenne). Ceci signifie que si à l'échelle de la station les pluies ne sont pas inconnues durant cette phase de l'OMJ, en moyenne elles sont soit peu abondantes, soit très localisées. Les anomalies de précipitations à l'échelle de la sous-région sont significatives ($P=95\%$) au cours des phases 2 et 3 (arrosées), et 4 à 6 (sèches). On rappellera qu'une phase correspond à une séquence de 4 à 8 jours (la période de l'OMJ fluctuant entre 30 et 60 jours environ). Une

analyse de variance confirme que les pluies sont significativement ($P > 99.99\%$) modulées par l'OMJ durant le trimestre mars-mai.

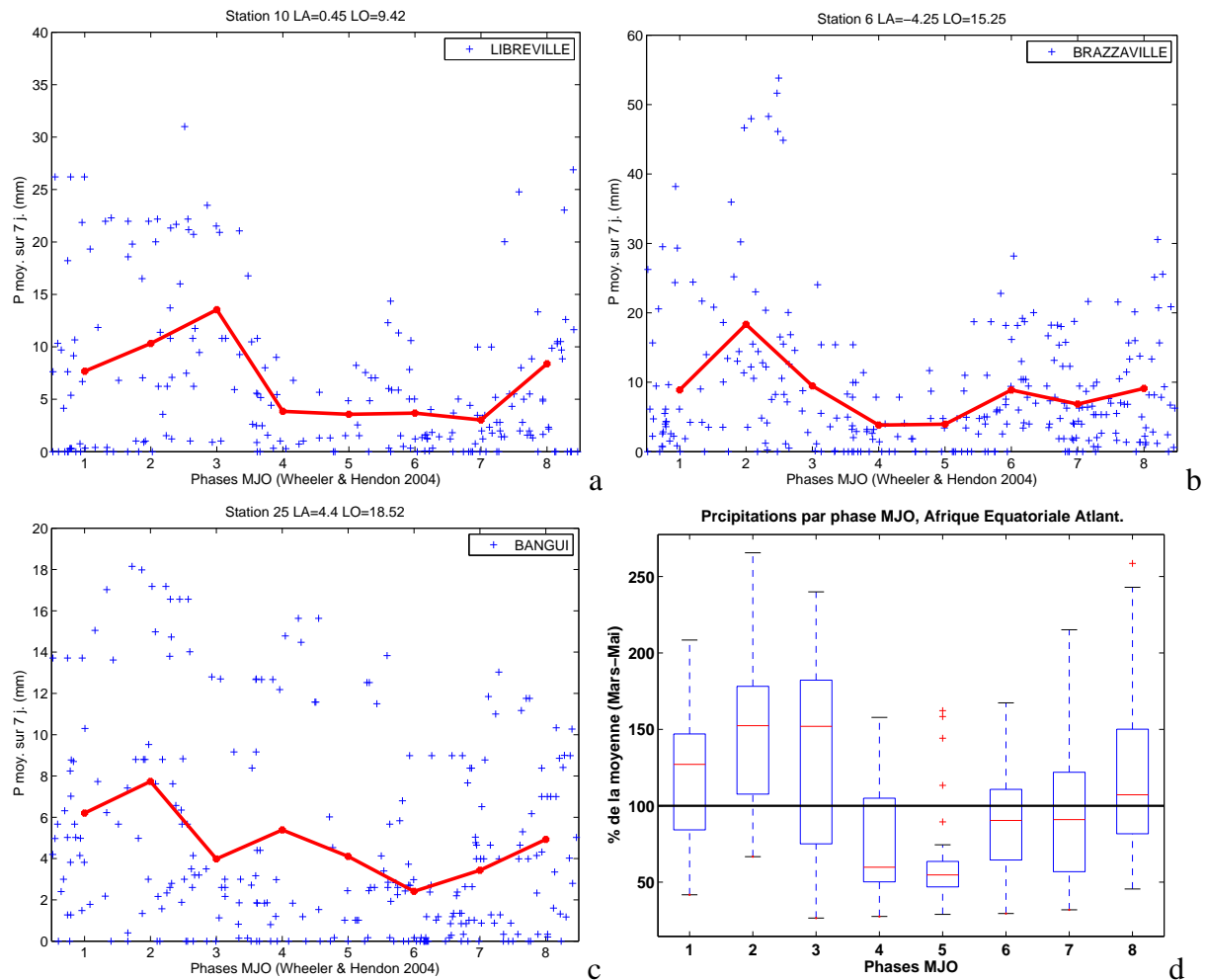


Figure 5 - (a,b,c) Précipitations observées dans chacune des phases de l'OMJ, en mars-mai 1994-1999, dans 3 stations d'Afrique centrale. Croix : valeurs journalières lissées sur 7 jours. Ligne brisée : précipitations moyennes de chaque phase. (d) Précipitations observées dans chacune des phases de l'OMJ, en mars-mai 1994-1999. Moyenne régionale pour les 26 stations d'Afrique centrale identifiées en fig.4. Pour chaque phase, la « boîte-à-moustaches » donne la médiane (barre centrale), les premier et troisième quartiles (limites inférieure et supérieure de la boîte), et l'étendue du reste des données (« moustaches » et signes plus).

Les résultats pour les autres saisons ne montrent pas de modulation aussi nette des précipitations par l'OMJ. Cependant ces analyses doivent être confortées par l'utilisation de séries de précipitations plus complètes et plus longues.

3.3 Dynamique atmosphérique associée aux phases extrêmes

La fig.6 présente la circulation atmosphérique au cours de 2 phases opposées de l'OMJ : phase 2 (excédent de pluies en Afrique centrale) et phase 6 (déficit de pluie). Les coupes le long de l'équateur montrent en phase 2 des vents d'est renforcés dans la haute troposphère, et des vents d'ouest renforcés dans les basses couches, de l'Atlantique aux montagnes d'Afrique orientale (fig.6a). Les grisés témoignent d'ascendances significativement renforcées dans les couches moyennes (600 à 300 hPa) au-dessus du bassin du Congo. Les vents de basses couches accompagnent un affaiblissement généralisé du champ de pression, notamment sur l'océan Indien où les températures sont anormalement élevées (fig.6c). L'apparition de ces anomalies sur le fuseau africain (non montré) semble associée à la propagation vers l'est, depuis la région indo-pacifique, d'une onde de Kelvin (Matthews, 2000), induisant une

convergence d'humidité. Sur l'Afrique centrale, l'advection d'air humide depuis l'Atlantique est à même de renforcer l'instabilité de basses couches, et de favoriser le développement de la convection, ce qui expliquerait les précipitations supérieures à la normale recueillies en phase 2.

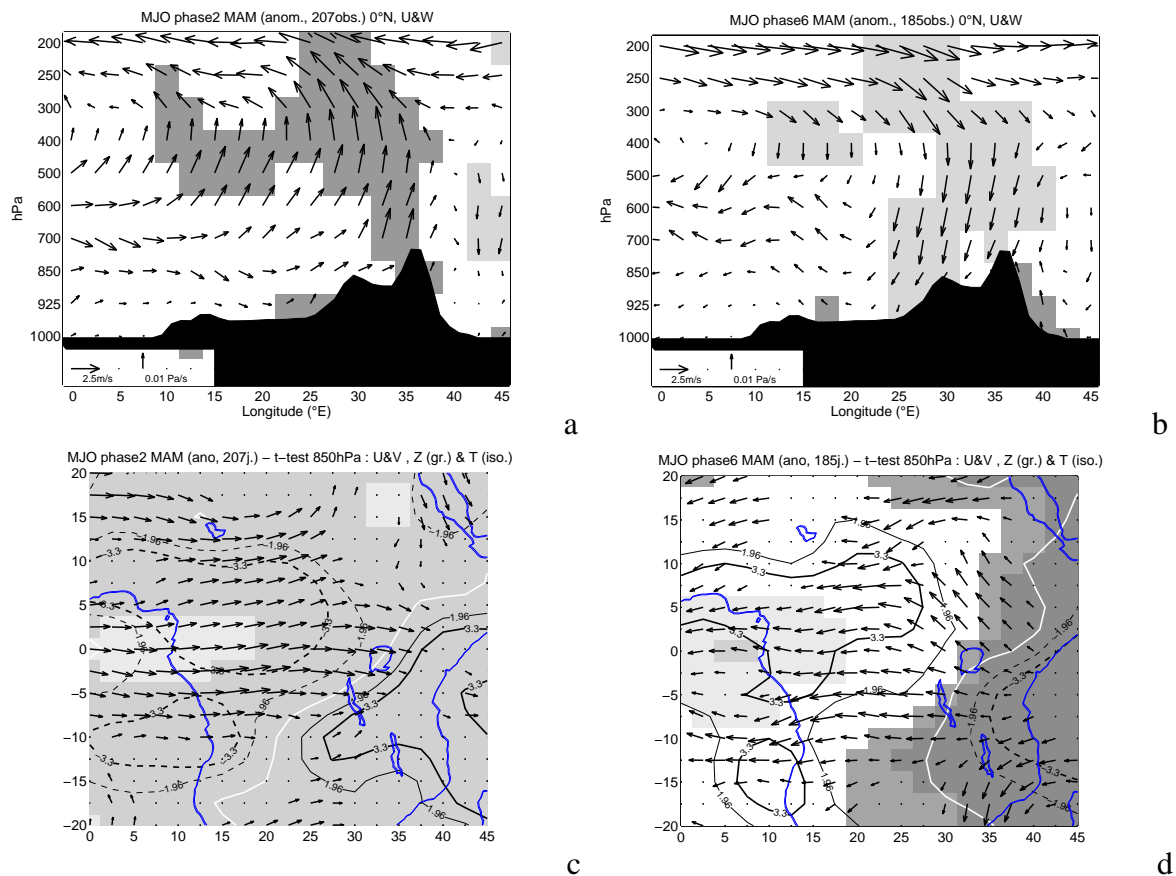


Figure 6 - Circulation atmosphérique durant les phases 2 (à gauche) et 6 (à droite) de l'OMJ (mars-mai 1994-99, réanalyses NCEP-DOE II). En haut : Coupes le long de l'équateur, de 0° à 45°E, des anomalies de vent zonal et de vitesse verticale. Gris : anomalies de vitesse verticale significatives au seuils de 95 et 99%, selon un test de Student. En bas : Niveau 850hPa : anomalies de vent (flèches), de géopotentiel (grisé) et de température (isolignes). Gris clair : anomalies négatives de géopotentiel significatives au seuil de 95% selon le t de Student ; gris foncé : anomalies positives de géopotentiel. Tirets : anomalies négatives de température (valeurs du t de Student significatives au seuil de 95% [1.96] et 99% [3.3]). Lignes continues : anomalies positives de températures.

En phase 6, les anomalies de vent sont pratiquement inversées (fig.6b). Des anomalies d'est sont apparues dans les couches basses et moyennes, en relation avec un géopotentiel anormalement élevé (bas) sur l'océan Indien (le golfe de Guinée) (fig.6d). Les températures de basse troposphère sont particulièrement élevées du Nigeria au nord de la cuvette congolaise (fig.6d). Des anomalies de subsidence s'observent sur les hautes-terres d'Afrique orientale et dans la haute troposphère au-dessus du bassin du Congo. A noter que le maximum de subsidence dans les couches moyennes apparaît en phases 4 et 5 (fig.7) au-dessus de l'Afrique équatoriale atlantique, en accord avec le minimum de précipitations observé en fig.5. Leur correspond un renversement des anomalies zonales de vent en haute troposphère, signant un maximum de convergence, défavorable à la convection profonde. La suppression de la convection conduit un peu plus tard (phases 6-7) à un réchauffement des basses couches (fig.7).

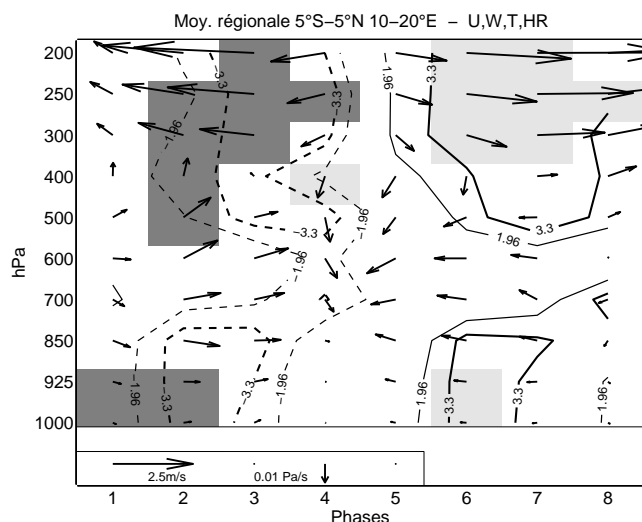


Figure 7 - Anomalies atmosphériques au-dessus de l'Afrique équatoriale occidentale (5°S-5°N, 10-20°E) associées aux différentes phases de l'OMJ. Mars-mai 1994-99, réanalyses NCEP-DOE II. Flèches : vent zonal et vitesse verticale ; isolignes : températures (valeurs du t de Student significatives au seuil de 95% [1.96] et 99% [3.3] : en pointillés, anomalies négatives, en trait plein anomalies positives) ; grisés : humidité relative (valeurs significatives au seuil de 99% : gris clair, anomalies négatives ; gris foncé anomalies positives).

4 Conclusion

Comme montré dans de précédentes études, l'Afrique centrale est caractérisée par une médiocre structuration spatiale des précipitations interannuelles. Une étude des corrélations inter-stationnelles révèle que celles-ci sont beaucoup plus faibles que dans le reste de l'Afrique tropicale. Ceci se double, sauf sur la côte atlantique, d'une amplitude faible des variations interannuelles des précipitations. Il est possible d'établir un lien entre ces 2 éléments et la relative indépendance des pluies en Afrique centrale vis-à-vis des grands modes variabilité tropicaux tels que l'ENSO ou, dans une moindre mesure, ceux qui structurent les températures de surface marine dans l'Atlantique.

A l'échelle intrasaisonnière, l'analyse des précipitations journalières a par contre permis de mettre en évidence, au moins sur la saison de mars à mai, une certaine cohérence spatiale des anomalies de précipitations, à l'échelle de l'Afrique équatoriale atlantique. En fonction des phases de l'Oscillation de Madden-Julian, les précipitations dans la région sont renforcées (phases 2-3, soit peu après une période de convection supprimée sur la région indo-pacifique) ou diminuées (phases 4-6). Ces résultats demandant à être confirmés en utilisant un jeu de données plus complet. Si le signal semble être le plus développé au printemps boréal, en accord avec le maximum convectif s'observant alors sur l'Afrique centrale (Nguyen et Duvel, 2006), l'incidence de l'OMJ au cours des autres saisons est à examiner. De même, les processus induisant la suppression ou le renforcement local de la convection sont à préciser. Néanmoins, ces résultats permettent d'envisager des applications au suivi, voire à la prévision, des épisodes secs persistants.

Bibliographie

Bigot S., Camberlin P., Moron V., Richard Y., 1997 : Structures spatiales de la variabilité des précipitations en Afrique : une transition climatique à la fin des années 1960 ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série II, Sciences de la Terre et des Planètes*, 324, série IIa, 181-188.

Bigot S., Moron V., Mélice J.L., Servat E., Patrel J.E., 1998 : Fluctuations pluviométriques et analyse fréquentielle de la pluviosité en Afrique centrale. In *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century*, IAHS Public. n°252, 71-79.

Bultot F., 1952 : *Sur le caractère organisé de la pluie au Congo belge*, I.N.E.A.C., Bruxelles, 16 p.

Camberlin P., Janicot S., Pocard I., 2001 : Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between african rainfall and tropical Sea Surface Temperature : Atlantic vs. ENSO. *Int. J. Climatol.*, 21, 973-1005

Carvalho L. M., Jones C., Liebmann B., 2004: The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate*, 17, 88–108.

Dewar R.E., Wallis J.R., 1999 : Geographical patterning of interannual rainfall variability in the Tropics and Near Tropics : an L-moments approach. *J.Climate*, 12, 3457-3466.

Duvel J. Ph., 1990: Convection over Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. part II: Modulation by Easterly waves. *Mon. Weather Rev.*, 118, 1855–1868.

Fontaine B., Bigot S., 1993: West-african rainfall deficits and sea surface temperatures. *Int. J. Climatology*, 13, 271-285.

Friederichs P., Paeth H., 2006: Seasonal prediction of African precipitation with ECHAM4-T42 ensemble simulations using a multivariate MOS prediction scheme. *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-006-0154-4

GIEC 2007 : *Climate Change 2007: The Physical Science Basis - Summary for Policymakers*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. www.ipcc.ch/SPM2feb07.pdf

Hirst A.C., Hastenrath S., 1983: Diagnostics of hydrometeorological anomalies in the Zaire (Congo) basin. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, 109, 881-892.

Hulme M., 1992: Rainfall changes in Africa: 1931-1960 to 1961-1990. *Int. J. of Climato.*, 12, 685-699.

Hulme M., Doherty R., Ngara T., New M., Lister D., 2001: African Climate Change: 1900-2100. *Climate Research*, 17, 145-168.

Janicot S., Fontaine B., 1997: Evolution saisonnière des corrélations entre précipitations en Afrique guinéenne et températures de surface de la mer (1945-1994). *Comptes-rendus Acad. Sciences*, t.324, série IIa, 785-792.

Jones C., Carvalho L. M. V., Higgins R. W., Waliser D. E., Schemm J.-K. E., 2004: A Statistical Forecast Model of Tropical Intraseasonal Convective Anomalies. *J. Climate*, 17, 11, 2078-2095.

Jury M.R., Enfield D.B., Melice J.-L., 2002: Tropical monsoons around Africa: Stability of El Niño-Southern Oscillation associations and links with continental climate. *J. Geophys. Res.*, 107 (C10), 10.1029/2000JC000507.

Kanamitsu M, Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.K., Hnilo J.J., Florino M., Potter G.L., 2002: NCEP-DOE AMIP –II reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 1631-1643

Katz R.W., Brown B.G., 1992: Extreme events in a changing climate. *Climatic Change*, 21, 289-302.

Longley R., 1952 : Measures of the variability of precipitation. *Monthly Weather Review*, 80, 7, 111-117.

Madden R. A., Julian P. R., 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109-1123.

Mahé G., 1993 : *Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique*. Collection Etudes et Thèses. Paris: ORSTOM Edit. 438 p.

Maloba Makanga J.D., Samba G., 1997 : Organisation pluviométrique sur l'espace Congo-Gabon (1950-1990). *Sécheresse*, 1, vol. 8, 39-45.

Matthews A. J., 2000: Propagation mechanisms for the Madden-Julian oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 2637-2652.

Matthews A. J., 2004: Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *J. Climate*, 17, 2427-2440.

McCollum J. R., Gruber A., Ba M. B., 2000: Discrepancy between gauges and satellites estimates of rainfall in equatorial Africa. *J. Appl. Meteor.* 39, 666-679.

Mkankam Kanga F., 2000 : Validation of general circulation climate models and projections of temperature and rainfall changes in Cameroon and some of its neighbouring areas. *Theor. Appl. Climato.*, 67, 1-2, 97-107.

Moron V., Bigot S., Roucou P., 1995 : Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951-1990). *Int. J. Climato.*, 15, 1297-1322.

Moron V., Navarra A., Ward M.N., Roeckner E., 1998 : Skill and reproducibility of seasonal rainfall patterns in the tropics in ECHAM-4 GCM simulations with prescribed SST. *Climate Dynamics*, 14, 183-200.

Mounier F., 2005 : *La variabilité intra-saisonnière de la mousson de l'Afrique de l'Ouest et Centrale*. Thèse de doctorat de mécanique de l'Ecole Polytechnique, 270 p.

Nguyen T.T.H., Duvel J.Ph., 2006 : Synoptic scale activity and convectively coupled Kelvin waves over equatorial Africa. *Geophys. Res. Lett.*, DOI:10.1029

Nicholls N., Wong K.K., 1990: Dependence of rainfall variability on mean rainfall, latitude, and the Southern Oscillation. *J. Climate*, 3, 163–170.

Nicholson S.E., Entekhabi D., 1986 : The quasi-periodic behavior of rainfall variability in Africa and its relationship to the Southern Oscillation. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.*, 34 A, 311-348.

Nicholson S.E., Kim J., 1997: The relationship of the El Nino-Southern Oscillation to African rainfall. *Int. J. Climatol.*, 17, 117-135.

Peel M.C., McMahon T.A., Finlayson B.L., 2002. Variability of annual precipitation and its relationship to the El Nino-Southern Oscillation. *J. Climate* 15, 545–551.

Reale O., Dirmeyer P.A., 2002: Modeling the effect of land-surface evaporation variability on precipitation variability. Part I: General response. *J. Hydrometeorol.*, 3, 433-450

Ropelewski C.F., Halpert M.S., 1987: Global and regional scale precipitation and temperature patterns associated with El Nino/ Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, 115, 1606-1626.

Saji NH, Yamagata T., 2003: Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. *Clim. Res.*, 25 (2), 151-169

Samba-Kimbata M.J., 1991: *Précipitations et bilan de l'eau dans le bassin forestier du Congo et ses marges*. Thèse d'état, Université de Bourgogne, 241 p.+fig.

Suchel J.B., 1988: *Les climats du Cameroun*. Thèse d'Etat, Université de Bordeaux III. 4 vol., 1188 p. + atlas.

Todd M.C., Washington R., 2004 : Climate variability in central equatorial Africa: Influence from the Atlantic sector, *Geophysical Research Letters* 31 (23): Art. No. L23202

Trewartha G.T., 1966: *The earth's problem climates*. The University of Wisconsin Press, Madison, 334 p.

Wheeler M.C., Hendon H.H., 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1917-1932.

Zhang C., 2005 : The Madden Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158