

# ÉTUDE DU CLIMAT OUEST-AFRICAIN À L'AIDE DU MODÈLE ATMOSPHERIQUE RÉGIONAL M.A.R.

Adjon KOUASSI <sup>1</sup>, Paul ASSAMOI <sup>1</sup>, Sylvain BIGOT <sup>2</sup>, Adama DIAWARA <sup>1</sup>,  
Guy SCHAYES <sup>3</sup>, Fidèle YOROBA <sup>1</sup> et Benjamin KOUASSI <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de mécanique des Fluides  
Université de Cocody  
22 BP 592  
Abidjan 22 - Côte d'Ivoire  
*bendjay2022@yahoo.fr*

<sup>2</sup> Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (UMR 5564)  
et Université Joseph Fourier (Grenoble 1)  
14 bis, avenue Marie Reynoard 38100  
Grenoble - France

<sup>3</sup> Institut d'Astronomie et de Géophysique Georges Lemaître  
Université Catholique de Louvain  
2, chemin du Cyclotron  
1348 Louvain-la-Neuve - Belgique

## Résumé

Dans le but d'évaluer les performances du Modèle Atmosphérique Régional (MAR) sur l'Afrique de l'Ouest, une simulation de dix ans (1983 à 1992) est mise en œuvre et les résultats comparés aux données d'observation du Climatic Research Unit (CRU) et aux champs de forçage numérique du climat ERA-40. La simulation restitue favorablement la circulation régionale ouest-africaine, notamment l'intensité, la dynamique du flux de mousson dans les basses couches, ainsi que les différents régimes de vents zonaux en altitude (Jet d'Est Africain, Jet d'Est Tropical, Jet d'Ouest Subtropical). Le modèle restitue également la distribution spatiale et le cycle saisonnier des précipitations. Cependant, les cumuls annuels de précipitations sont sous estimés sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Le modèle MAR simule également avec quelques difficultés la variabilité interannuelle des précipitations. Toutefois, dans l'ensemble, le modèle régional MAR se révèle un outil appréciable et pertinent dans l'étude des changements climatiques et de leurs impacts en Afrique de l'Ouest.

**Mots-clés** : Afrique de l'Ouest, climat, observations, modèle numérique régional, validation.

## Abstract

### Study of the African Western climate with the regional atmospheric model M.A.R.

To estimate the performances of the regional model MAR (Regional Atmospheric Model) on Western Africa, a simulation of ten years (1983-92) was calculated and compared with observations providing by the Climatic Research Unit (CRU) and ERA-40 reanalyses. Regional atmospheric circulation on Western Africa are well represented in numerical simulations, particularly the intensity, the dynamic of the stream of monsoon in the low layers, and zonal winds in height (East African Jet, Tropical Easterly Jet, Subtropical Westerly Jet). The model also restores spatial distribution and seasonal cycle of the precipitation. However the annual sum of precipitation is underestimated on the whole Western Africa. The MAR model also simulates with some difficulties the interannual variability of precipitation. However the regional model MAR are finally a good and relevant tool in the study of climate change and their impacts in Western Africa.

**Keywords**: Western Africa, climate, observations, numerical regional model, validation.

## Introduction

L'analyse des séries climatiques montre que l'Afrique de l'Ouest a connu, depuis le début des années soixante, des périodes de sécheresses significatives, conduisant à une insécurité alimentaire et à une baisse des ressources en eau des populations ouest-africaines (Gowing,

2003). Ce fait a focalisé l'attention de la communauté scientifique sur la variabilité climatique et ses impacts sur les ressources naturelles des pays de l'Afrique de l'Ouest. Plusieurs études de modélisation ont été menées en vue de caractériser les spécificités climatiques et d'appréhender les mécanismes de sécheresse dans cette région (Lamb, 1978 ; Nicholson, 1981 ; Sud et Molod, 1988 ; Rowell *et al.*, 1995 ; Moron *et al.*, 2004). Les causes de ces périodes de sécheresse ont été abondamment documentées, mais elles demeurent cependant assez mal cernées. Suivant différents travaux (Lamb, 1978 ; Palmer, 1986 ; Rowell *et al.*, 1995 ; Fontaine et Janicot, 1996 ; Paeth et Hense, 2004 ; Tippet et Giannini, 2006), la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest serait reliée aux anomalies de Température de Surface Océanique (TSO) de l'Atlantique et à leurs variations interdécennales dans les deux hémisphères. Des études menées à partir de modèles numériques indiquent cependant que les changements de l'état du couvert végétal expliqueraient en partie ces périodes de sécheresse (Charney, 1975 ; Xue et Shukla, 1993 ; Zheng et Eltahir, 1998 ; Wang et Eltahir, 2000). L'utilisation de modèles atmosphériques à haute résolution permet une meilleure reproduction des spécificités climatiques des zones d'études (Semazzi *et al.*, 1993) et offre une possibilité de simulation plus réaliste par adaptation de leur module physique à la région étudiée (Giorgi et Mearns, 1999). Cela concerne particulièrement la représentation de la convection et la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest.

A partir du modèle MAR (Modèle Atmosphérique Régional), cet article propose donc une analyse du climat tropical en Afrique de l'Ouest ( $7^{\circ}\text{S}$ - $25^{\circ}\text{N}$  et  $22^{\circ}\text{W}$ - $15^{\circ}\text{E}$ ), région dont les ressources en eau et la production agricole sont fortement tributaires de la variabilité climatique, particulièrement en zone semi-aride du Sahel. Cette étude, basée sur une simulation de dix ans, analyse le régime de précipitation et la mousson ouest-africaine. Une brève description du modèle utilisé et des données d'observation est d'abord fournie, ainsi que la présentation de la méthodologie mise en œuvre grâce au modèle. L'analyse et l'interprétation de la simulation du modèle MAR sur l'Afrique de l'Ouest sont ensuite présentées.

## **1. Description du modèle et données d'observations utilisées**

### **1.1. Description synthétique du modèle MAR**

Le Modèle Atmosphérique Régional MAR est un modèle climatique tridimensionnel à haute résolution spatiale, utilisant le mode d'imbrication unidirectionnelle dans un Modèle de Circulation Générale Atmosphérique - MCGA (Gallée et Schayes, 1994). C'est un modèle hydrostatique à équations primitives qui comprend une représentation détaillée de la dynamique atmosphérique, du cycle hydrologique de l'atmosphère, du transfert radiatif à travers l'atmosphère et des bilans hydriques et énergétiques en surface. Il a d'abord servi à des études en régions polaires et a été adapté plus tard aux zones tempérées et tropicales (De Ridder et Schayes, 1997 ; Bresseur *et al.*, 1998 ; Bresseur, 2001).

Le cycle hydrologique du MAR est décrit par Gallée (1995). Il inclut un modèle de microphysique des nuages avec équation de conservation des hydrométéores : gouttes de pluies, cristaux de glaces nuageuses, eau nuageuse et flocon de glace. La microphysique nuageuse est basée sur la paramétrisation de Kessler (1969), tandis que la microphysique froide est axée sur l'équation de Flecher. Une équation pronostique pour le nombre de cristaux de glace a été ajoutée à la microphysique du MAR, selon les travaux de Levkov *et al.* (1992). Cette équation permet au modèle de prendre en compte de façon explicite la sédimentation des particules de cristaux de glace. Le modèle possède un schéma radiatif explicite et détaillé. Les processus radiatifs sont traités séparément, alors que le schéma de radiation solaire est lié à celui de Fouquart et Bonnel (1980) ; celui du rayonnement

infrarouge suit la formulation de l'équation de transfert radiatif de Morcrette (1984), conçue pour les MCGA. Les propriétés nuageuses sont prises en compte dans le schéma radiatif par le calcul de l'eau liquide à chaque niveau de pression, de la teneur en cristaux de glace et en eau nuageuse.

Le modèle a été adapté aux régions tropicales par ajout du schéma d'ajustement convectif de Bechtold (Bechtold *et al.*, 2001). Le déclenchement de la convection est basé sur un critère d'instabilité locale, tandis que la fermeture repose sur une considération énergétique locale, l'énergie potentielle disponible pour la convection CAPE (*i.e. Convective Available Potential Energy*).

La partie atmosphérique du MAR a été couplée au schéma de surface (*Snow Ice Soil Vegetation Atmospher Transfer – SISVAT*) de De Ridder et Schayes (1998). Ce schéma SISVAT contient une couche de végétation et sept sous-couches de sol. Les schémas de radiation solaire et infrarouge sont basés sur l'approximation des flux doubles de De Ridder et Schayes (1997). Les flux turbulents d'énergie en surface et la vapeur d'eau sont traités de manière très simple, en considérant les échanges végétation-atmosphère et sol-atmosphère séparément. La circulation de l'eau à l'intérieur de la plante est gouvernée par la différence de potentiel en eau entre le sol et les feuillages. Les hétérogénéités du couvert végétal sont prises en compte à l'échelle de la sous-maille par une approche mosaïque. Celle-ci consiste à représenter et à faire coexister au sein d'une sous-maille donnée, les types de végétation les plus dominantes ; trois sont retenus parmi les douze classes de végétation du SISVAT (DeRidder et Schayes, 1998). A l'intérieur de la sous-maille, les énergies (radiatives et turbulentes) et les flux sont calculés séparément pour chaque type de végétation et pondéré relativement à la surface occupée dans la maille.

La résolution spatiale horizontale du modèle est de 40 km, l'axe vertical étant représenté par 40 niveaux verticaux sigma. Les variables atmosphériques servant à initialiser et forcer le modèle MAR sont issues des réanalyses du centre européen ERA-40 (Simmons et Gibson, 2000 ; Hagemann *et al.*, 2005). La résolution temporelle des champs de réanalyses est de 06h, avec une résolution spatiale de 1° x 1°, et 60 niveaux verticaux. Les conditions aux limites du modèle ont été traitées par Marbaix *et al.* (2003), les champs d'humidité et de température de sol initialisant le modèle MAR sont fournis par les réanalyses ERA-40 du centre européen ECMWF.

## 1.2. Les données d'observation

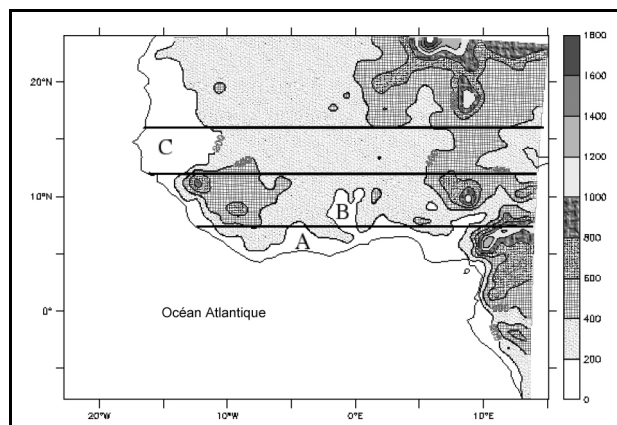
Les sorties du modèle sont confrontées aux données climatologiques du Climatic Research Unit (CRU) et aux réanalyses ERA-40. Les réanalyses ERA-40 du centre européen sont un ensemble de données climatologiques issues de réanalyses numériques de données d'observations (stations, bouées, radiosondages, observation aériennes,...) à l'aide d'un système d'assimilation (Gibson *et al.*, 1997). Les données utilisées couvrent la période 1957-1997 et possèdent une résolution de 100 km.

Les données du CRU (analysées ici sur la période 1901-1998) couvrent uniquement les masses continentales (New et Hulme, 2000). Elles forment une base de données constituée à partir de séries provenant de différentes stations pluviométriques à travers le globe qui ont été statistiquement interpolées sur une grille régulière de 2,5° x 2,5°. Pocard et Janicot (2004) ont montré que la base de donnée CRU se prête mieux aux études de variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest que les réanalyses ERA ou NCEP. L'intercomparaison de ces données climatiques a aussi mis en évidence différents biais dans les séries thermiques (Simmons *et al.*, 2004).

### 1.3. Mise en œuvre du modèle MAR

Le domaine de simulation de cette étude couvre l'Afrique de l'Ouest et une partie de l'océan Atlantique, soit une fenêtre géographique correspondant à 22,72°W-15,09°E et 7,73°S-24,08°N (figure 1).

**Figure 1** : Fenêtre géographique correspondant au domaine de modélisation (les contours représentent l'altitude, en mètres ; les espaces délimités A, B et C désignent respectivement de manière simplifiée les zones guinéenne, soudanienne et sahélienne). *Geographical window corresponding to the modelling domain (outlines represent the height, in meters; the bounded spaces A, B and C indicate respectively in a simplified way the Guinean, Sudanese and Sahelian zones).*



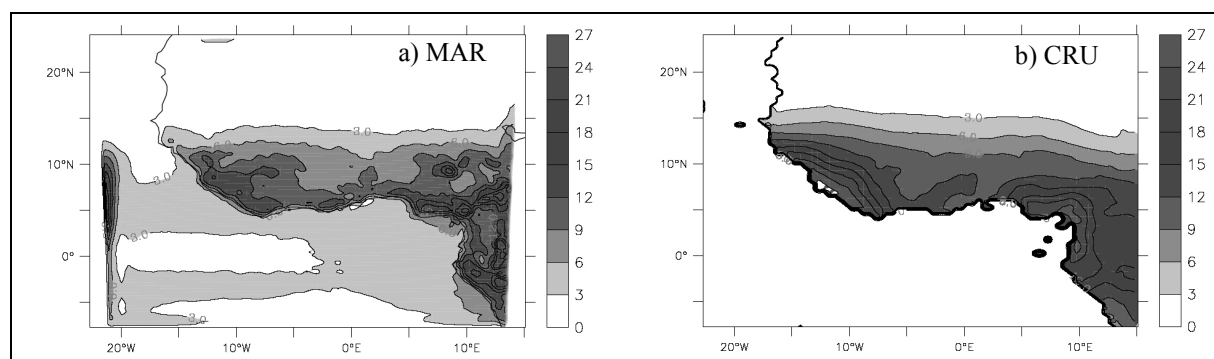
La résolution horizontale est de 40 km, soit un maillage horizontal de 100 x 90 points de grille. Trois sous-domaines géographiques sont retenus, correspondant aux trois grandes zones climatiques ouest-africaines : la zone guinéenne (A, approximativement 6°-8°N), soudanienne (B, approximativement 8°-12°N) et sahélienne (C, approximativement 12°-16°N). Les régions orographiques des plateaux du Jos au Nigeria, des montagnes de l'Adamaoua au Cameroun, des chaînes montagneuses du Fouta Djallon et des hauts plateaux de l'Aïr sont donc prises en compte dans le domaine modélisé.

Le modèle est initialisé le 1<sup>er</sup> janvier 1983 avec les données ERA-40 et intégré en continu jusqu'au 31 décembre 1992. L'objectif principal, essentiellement méthodologique, est de faire ressortir les performances brutes du modèle sur l'Afrique de l'Ouest à travers cette expérience numérique dans laquelle le modèle est imbriqué dans une nouvelle génération de réanalyses.

## 2. Résultats et discussion

### 2.1. Les champs de précipitation annuelle

La figure 2 présente les cumuls annuels de précipitations moyennés sur la période 1983-1992, pour les données du CRU et la simulation issue du MAR.



**Figure 2** : Cumul annuel moyen des précipitations (en dm) calculé sur la période 1983-1992 pour : a) la simulation MAR, b) les données d'observation du CRU. *Annual average rainfall amount (in dm) calculated over the period 1983-1992 from: a) the simulation MAR, b) the CRU data.*

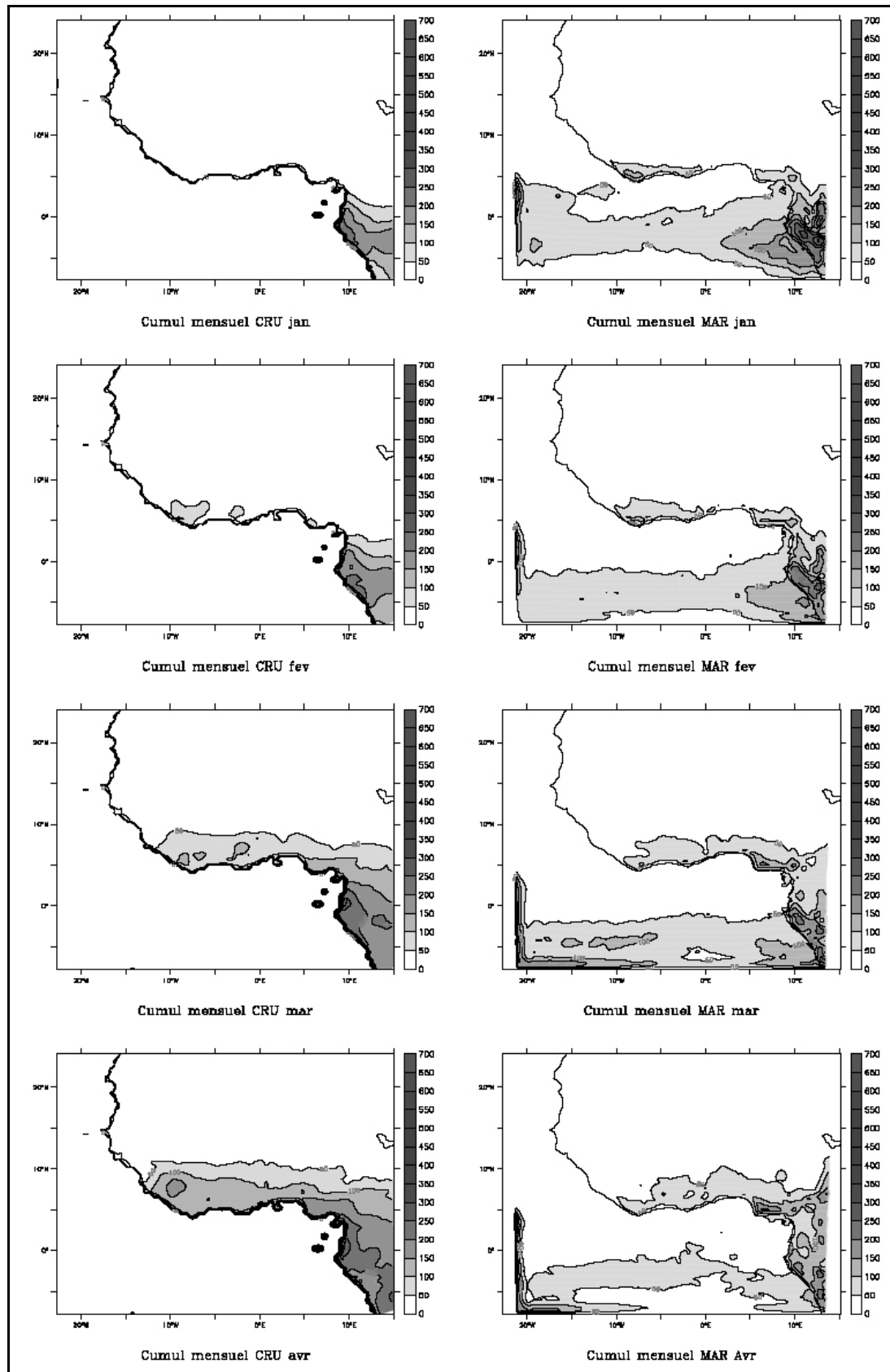
Les précipitations en Afrique de l'Ouest ont une distribution zonale et décroissante des côtes vers l'intérieur du continent. Les maxima de précipitation sont localisés au sud-ouest, sur les côtes du golfe de Guinée et les principaux reliefs (Nicholson, 1983). Le modèle reproduit assez bien les précipitations annuelles. La localisation des maxima de précipitation sur les montagnes du Fouta Djallon et du Cameroun est également bien simulée. Le maximum de précipitation observé sur les plateaux du Jos n'existe cependant pas dans les données d'observation. Cette surestimation du MAR est due à un effet de bord du domaine modélisé. Ramel (2005) a ainsi montré, à partir de différents tests de sensibilité sur un domaine plus étendu vers l'est, une nette réduction du maximum de précipitation, avoisinant les valeurs réellement observées sur cette zone.

Le modèle MAR sous-estime donc les cumuls de précipitations, particulièrement sur les aires de maxima correspondant aux précipitations d'origine orographique. Ce phénomène est lié au lissage de la topographie représenté au sein du modèle. Par ailleurs, même si le gradient et l'extension méridienne des précipitations sont réalistes, dans l'aire sahélienne, l'extension méridienne simulée par le MAR est moins marquée, atteignant 16°N contre 18°N pour les données du CRU. Le modèle reproduit moins bien également la discontinuité des isohyètes assez marqué entre les zones guinéenne et soudanaise (figure 2).

## 2.2. Les cycles pluviométriques saisonniers

Sur l'Afrique de l'Ouest, la climatologie du cycle annuel moyen des précipitations peut se résumer en quelques grandes phases : *i*) les premières pluies apparaissent sur les côtes du golfe de Guinée (5°N) au mois de mars ; *ii*) elles augmentent par la suite en intensité durant les mois d'avril et de mai, les maxima restant toutefois localisés principalement sur les côtes, avec une extension continentale proche de 5°N ; *iii*) durant les mois de juin et juillet se produit un passage assez brusque de la zone de fortes précipitations des côtes vers l'intérieur du continent (vers 10°N), appelé '*saut de mousson*' (Sultan et Janicot, 2000). En effet, durant le mois de juin, on assiste à un déplacement rapide de la zone de fortes précipitations vers les latitudes proches de 10°N, cette zone restant quasi stationnaire à cette position jusqu'à la fin du mois d'août, période qui correspond à la petite saison sèche dans la zone guinéenne. La diminution des précipitations en août est liée à la stabilité atmosphérique relative sur les côtes du golfe de Guinée qui résulte de la baisse des températures océaniques et d'une divergence de l'humidité spécifique (Philippon et Fontaine, 2002). *iiii*) On observe enfin un retrait progressif de la zone pluvieuse vers les côtes entre septembre et novembre, période qui correspond au début du second passage de la ZCIT sur les côtes du littoral (seconde saison des pluies).

Le MAR reproduit assez bien les cycles saisonniers de précipitations (figures 3 à 5). Le début des précipitations sur le golfe de Guinée a lieu entre février et mars, suivi d'une intensification des précipitations et du déplacement méridien des maxima pluviométriques en juillet. Le retrait progressif vers le sud des fortes précipitations a lieu de septembre à novembre. Le modèle reproduit, également le saut de mousson avec un déplacement du pic de précipitation vers 10°N entre juin et juillet. La petite saison sèche, identifiée par une récession pluviale, est perceptible sur les côtes du littoral en août. La phase de retrait de la ZCIT est assez bien reproduite, mis à part la surévaluation des cumuls pluviométriques (figure 5). Dans l'ensemble, les cumuls mensuels simulés sont assez proches des observations, même si la variabilité spatiale des précipitations semble plus marquée dans le modèle. En zone guinéenne (figure 6a), le modèle reproduit un cycle saisonnier à deux pics de précipitation correspondant aux saisons de pluies, l'intersaison pluvieuse en août étant également reproduite. De manière générale, on observe régionalement globalement que le cycle saisonnier est simulé avec une sous estimation des précipitations.



**Figure 3** : Cumul mensuel moyen des précipitations (en mm) calculé sur la période 1983-1992 pour les données d'observation du CRU (cartes de gauche) et la simulation MAR (cartes de droite) pour les mois de janvier à avril. *Average monthly rainfall amount (in mm) calculated over the period 1983-1992 for the CRU data (left maps) and the simulation MAR (right maps) for January to April.*

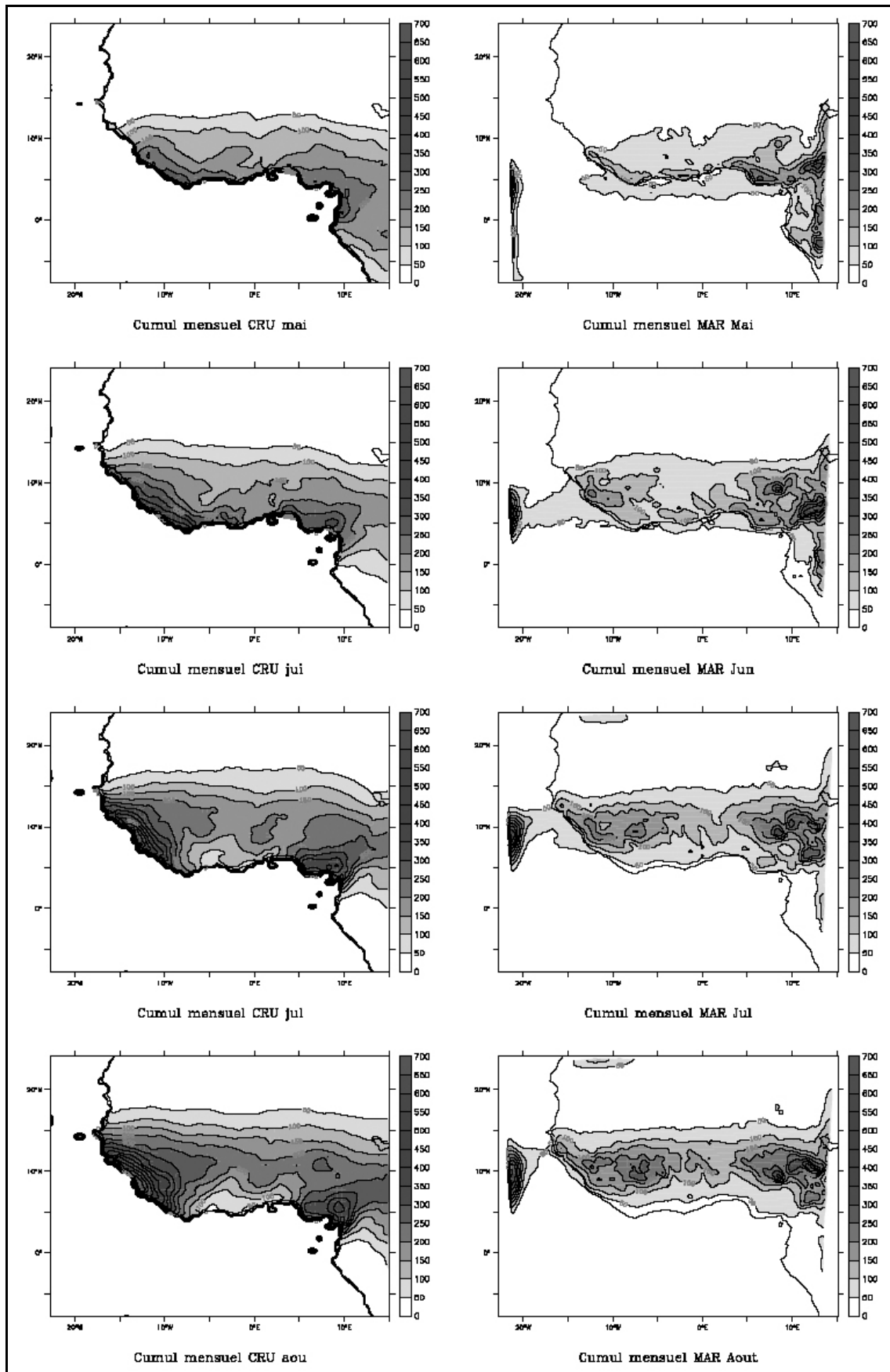


Figure 4 : Idem que figure 3, mais pour les mois de mai à août. Same as figure 3, but for May to August.

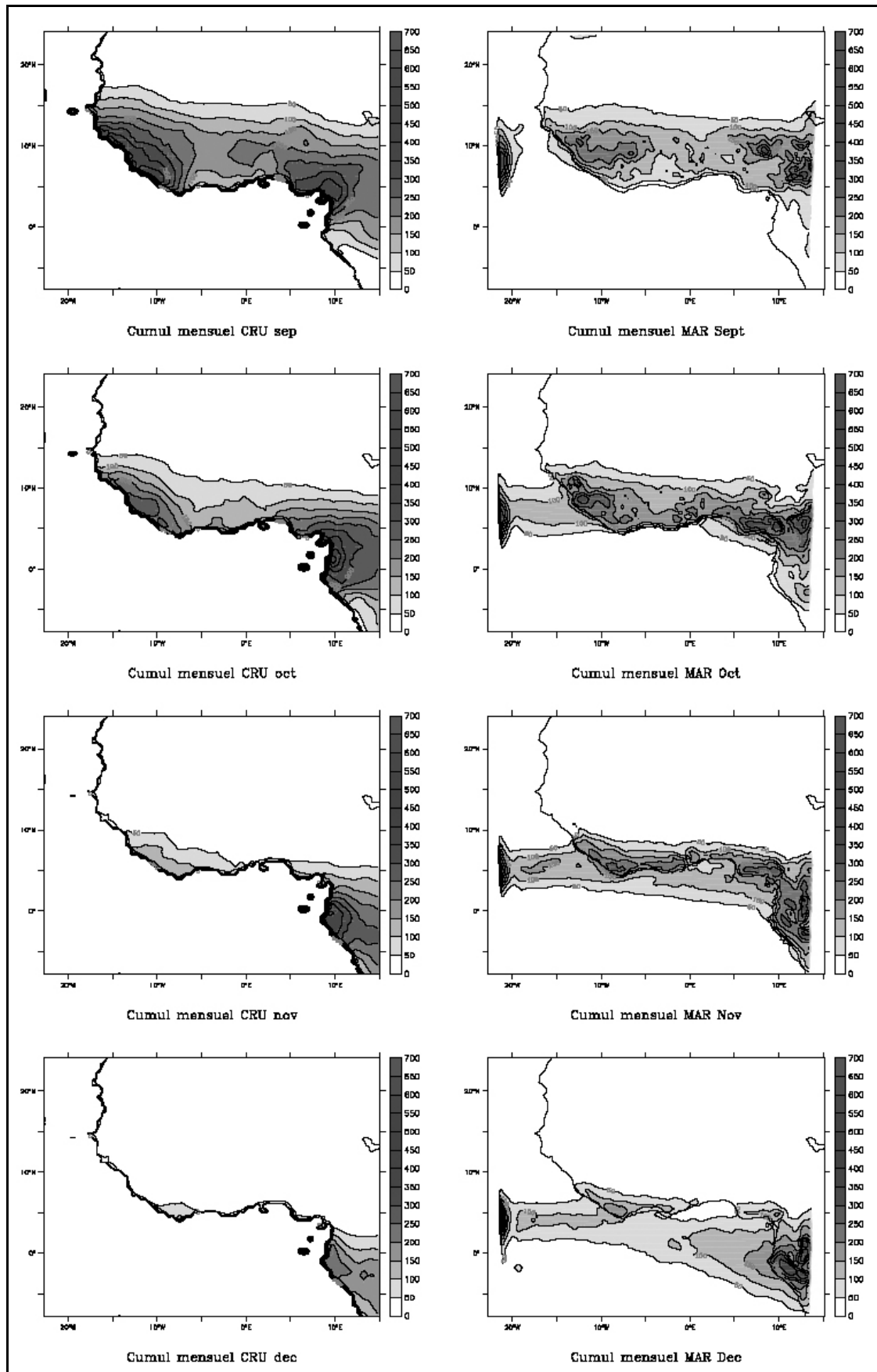
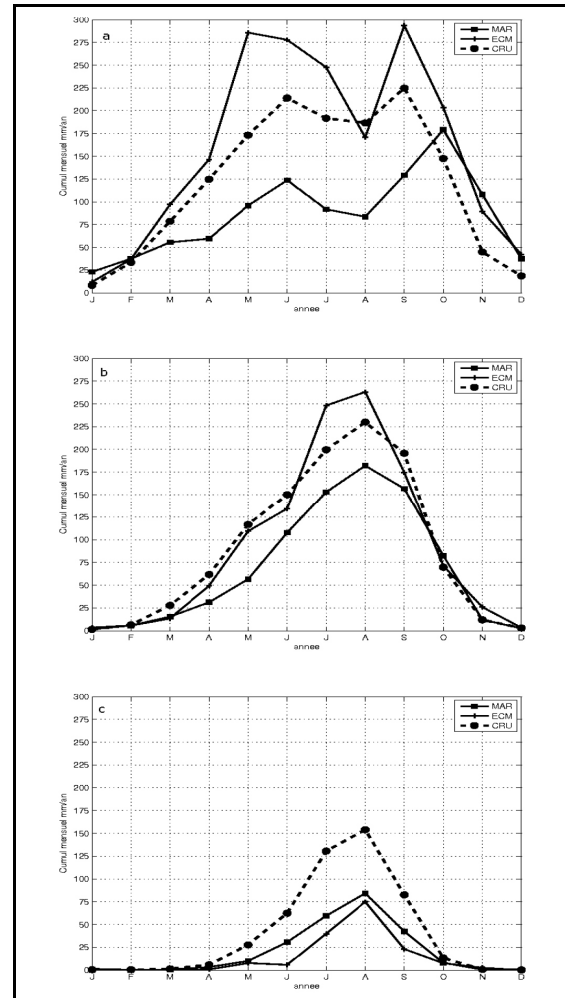


Figure 5 : Idem que figure 3, mais pour les mois de septembre à décembre. Same as figure 3, but for September to December.



On note également un décalage temporel d'un mois de la petite saison des pluies (en octobre pour le MAR contre septembre pour les données d'observations du CRU). D'autre part, les hauteurs de pluie de ce second pic pluviométrique sont surestimées dans le modèle. Les pluies durant la phase de retrait (second pic) sont surestimées, mais plus proches de celles des réanalyses ERA-40. Cette surestimation est également notée par Ramel (2005).

**Figure 6** : Cycle saisonnier moyen des précipitations : a) en zone guinéenne (6°N-8°N) ; b) en zone soudanaise (8°N-12°N) ; c) en zone sahélienne (12°N-16°N). *Average rainfall seasonal cycle for: a) the Guinean zone (6°N-8°N); b) the Sudanese zone (8°N-12°N); c) the Sahelian zone (12°N-16°N).*



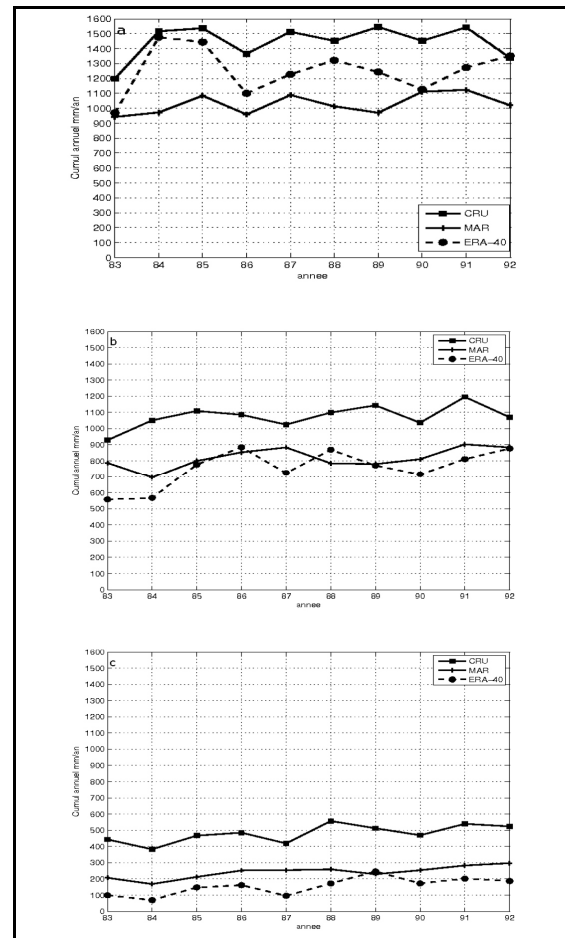
En zone soudanaise (figure 6b), le cycle saisonnier simulé est plus réaliste comparativement à la zone guinéenne, même si les cumuls mensuels sont sous estimés (jusqu'à 50 mm) durant les mois de février à septembre. Durant la phase de retrait, ils sont plus proches des observations et des réanalyses ERA-40. En zone sahélienne (figure 6c), le cycle saisonnier simulé est sous estimé de façon importante (jusqu'à 35 mm). Cependant, la concordance temporelle des données simulées et observées est assez bien reproduite.

Le biais sec systématique apparaissant dans le cycle saisonnier en zone sahélo-saharienne trouve un début d'explication dans la paramétrisation de la convection. En effet, dans le modèle, la convection est intégrée comme un processus local en réponse aux fluctuations des conditions thermodynamiques et dynamiques de méso-échelle. Or, Mathon *et al.* (2002) ont montré qu'en zone sahélienne, les précipitations issues de systèmes convectifs de méso-échelle représentent près de 90% des cumuls annuels de précipitations. L'analyse du cycle saisonnier des précipitations dans le Sahel conduit au fait que les phénomènes locaux de convection ne sont pas suffisants pour générer des précipitations comparables aux observations ; il faudrait donc davantage prendre en compte ce type de précipitations de méso échelles lors de leur simulation.

### 2.3. La variabilité interannuelle des précipitations

Sur la période expérimentale des dix années étudiées, les cumuls annuels observés en zone guinéenne sont compris entre 1200 et 1600 mm, avec une moyenne de 1444 mm (figure 7). Les cumuls simulés varient eux de 900 à 1150 mm, avec une moyenne de 1028 mm. Ils sont assez réalistes, malgré l'écart de l'ordre de 28% par rapport aux données ERA-40. La variabilité interannuelle simulée par le MAR est cependant peu réaliste, confirmée par le faible coefficient de corrélation ( $R = 0,28$ ) obtenu entre les séries observées et simulées. Les extremums des séries coïncident mais, dans l'ensemble, la variabilité est moins bien représentée. Par exemple, les écarts-types des séries simulées et observées sont inverses pour les années 1984 et 1989 en zone guinéenne (figure 8a).

**Figure 7** : Evolution interannuelle (1983-1992) des précipitations moyennées entre 10°W et 10°E, pour la simulation du MAR et pour les données d'observations du CRU à l'échelle : a) de la zone guinéenne ; b) de la zone soudanaise ; c) de la zone sahélienne. *Interannual rainfall variability (1983-1992, and 10°W-10°E) for the simulation of the MAR and for data CRU: a) for the Guinean zone; b) for the Sudanese zone; c) for the Sahelian zone.*

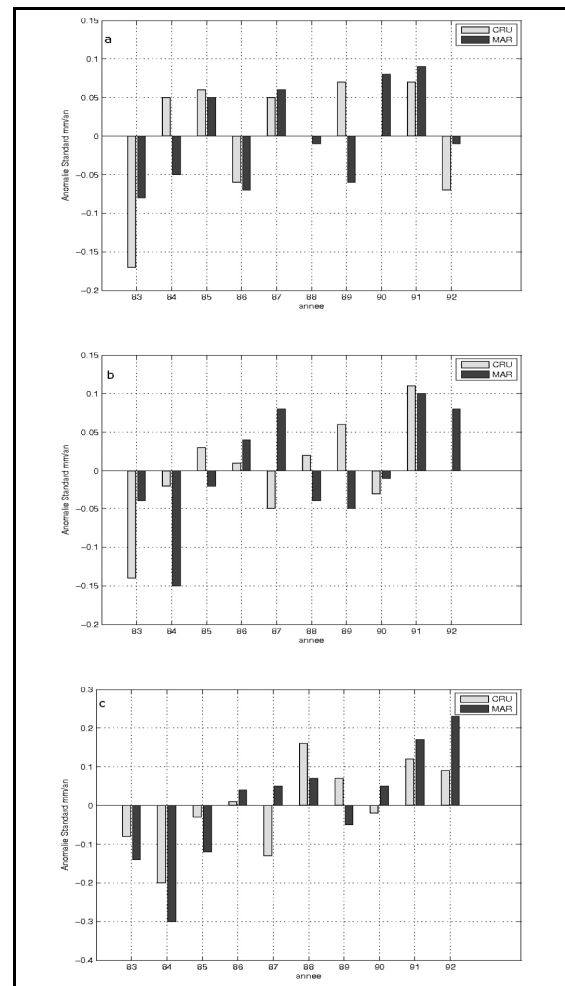


Selon Ramel (2005), la mauvaise représentation de la variabilité interannuelle des précipitations en zone guinéenne est due à la mauvaise simulation de petits événements pluvieux dans le MAR. Les précipitations simulées par le modèle en zone soudanaise sont réalistes, comprises entre 700 et 900 mm (818 mm en moyenne), contre 950 à 1200 mm (1074 mm en moyenne) pour les données d'observations CRU (figure 7b). Toutefois, la variabilité interannuelle des précipitations sur la zone soudanienne est moins bien simulée. Le modèle simule l'année 1991 comme étant le maximum de la série, mais ne réussit pas à retrouver le minimum de la série observée (année 1984). La simulation de la variabilité interannuelle des années 1987 et 1988 est l'inverse de celle observée (figure 8b).

En zone sahélienne (figure 7c), les précipitations simulées sont comprises entre 175 et 300 mm, tandis que celles du CRU varient de 375 à 550 mm. Le modèle reproduit difficilement les variations interannuelles de ces précipitations régionales. Les réanalyses, tout en sous

estimant ces cumuls annuels, gardent cependant une variabilité interannuelle assez proche des données issues de l'observation.

**Figure 8** : Idem que figure 7, mais pour les écarts pluviométriques à la moyenne (en mm par an). *Same as figure 7, but for rainfall anomalies (in mm/year).*

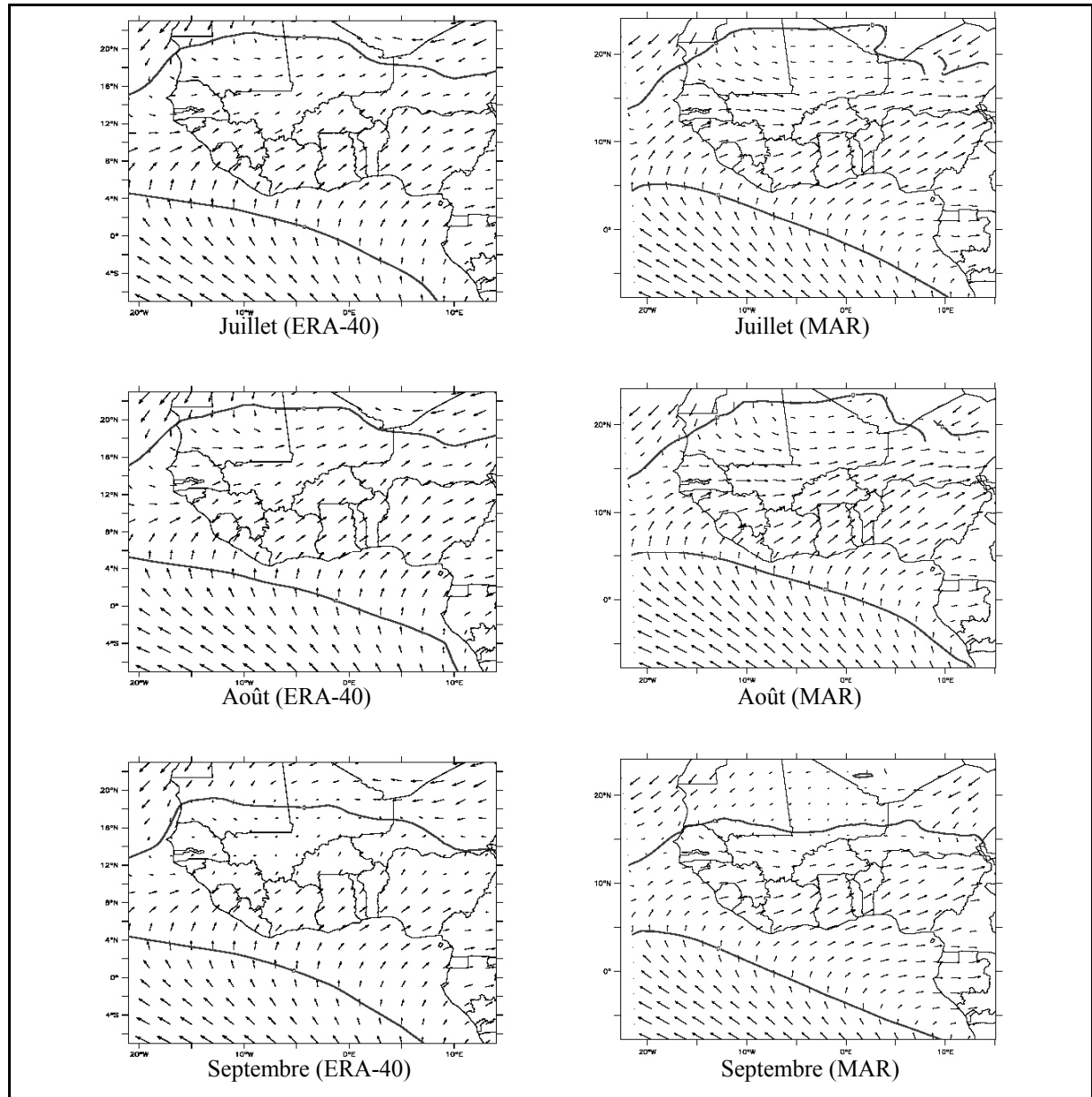


Dans l'ensemble, les faiblesses du modèle MAR dans la restitution de la variabilité interannuelle des précipitations s'expliquent en partie par la paramétrisation de la convection, qui représente de façon peu réaliste les systèmes convectifs de méso-échelles. La convection telle qu'elle est paramétrée dans le modèle, est plutôt axée sur une réponse locale des conditions de surface. Or, Mathon *et al.* (2002) ou Lebel *et al.* (2003) ont montré que la variabilité interannuelle des précipitations au Sahel est largement déterminée par le nombre de systèmes convectifs développés régionalement. L'analyse des trois domaines climatiques ouest-africains révèle également que la variabilité interannuelle simulée par le modèle MAR est significativement moins bien restituée que la variabilité saisonnière. Ce fait a aussi été mis en exergue par Lebel *et al.* (2000), dans une étude comparative entre les sorties du MCGA-LMD (version 6) et les précipitations observées au Sahel. Ces résultats ont montré que le modèle restitue difficilement la variabilité interannuelle, l'hypothèse émise étant que le forçage provenant des TSO tend à accentuer la variabilité interne du modèle.

### La circulation atmosphérique régional en Afrique de l'Ouest

La circulation régionale en Afrique de l'Ouest est principalement caractérisée par différents régimes de vents zonaux (Saha et Saha, 2001). En surface, on observe la circulation du flux de mousson orienté sud-ouest, entre 1000 et 800 hPa, son extension méridienne ayant lieu sur le continent entre 20 et 22°N, au niveau du Front InterTropical (FIT). L'extension du

flux de mousson sur l'Afrique de l'Ouest durant le mois de juillet, couvre l'ensemble des régions sahéliennes (figure 9).



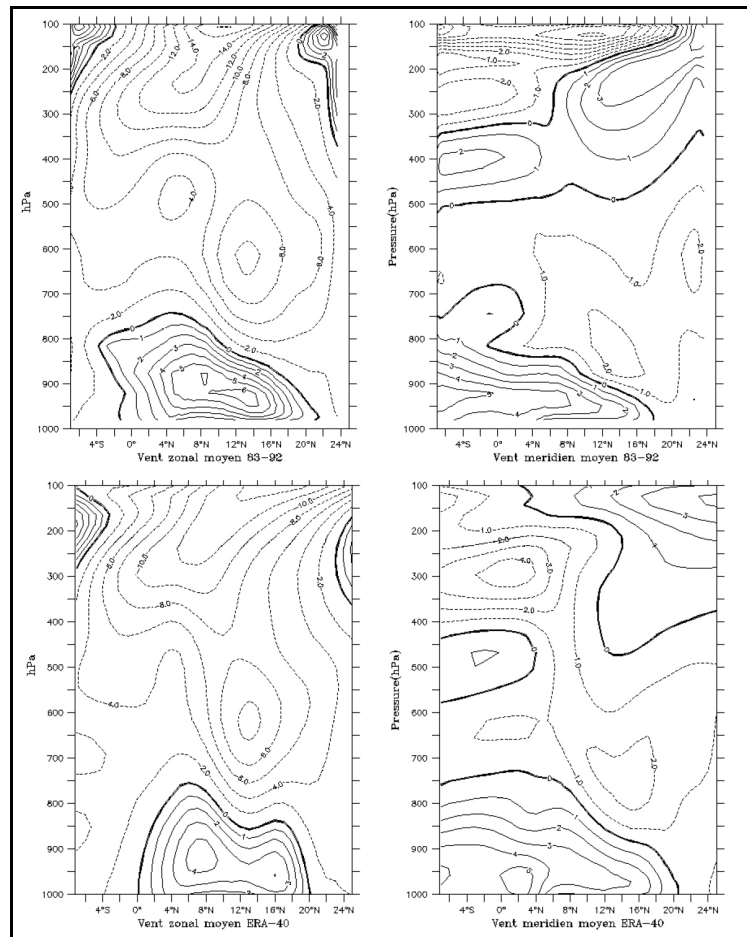
**Figure 9** : Champs de vent moyen simulés dans les basses couches (925 hPa) et position moyenne du FIT (trait noir) sur l'Afrique de l'Ouest, pour les mois de juillet, août et septembre. *Average wind fields simulated in the low levels (925 hPa) and average position (bold line) of the ITCZ on Western Africa, for July, August and September.*

Le FIT se situe alors autour de 20°N, assez proche de la position moyenne observée généralement vers 19°N (Dhonneur, 1971). En août, le champ de vent est pratiquement similaire à celui de juillet ; le FIT se maintient à la latitude 20°N jusqu'à la fin du mois d'août, période à laquelle il amorce un retrait en direction du domaine littoral. En septembre, le FIT se positionne autour de 16°N. Le fait que le modèle simule une extension méridienne amoindrie est dû à la sous-estimation des précipitations en zones semi-arides sahéliennes. Ce mouvement méridien s'explique par le forçage continental exercé par les Températures de Surface Océanique. Vizy et Cook (2002) ont montré qu'un fort gradient nord-sud des TSO dans l'Atlantique tropical est généralement corollaire d'un fort gradient thermique méridien

dans la moyenne troposphère. Ce phénomène limite alors l'extension latitudinale de la ceinture des précipitations en direction des régions septentrionales. Les zones sahéliennes sont donc soumises à l'action combinée de la subsidence et d'un confinement de l'extension méridienne du flux de mousson, ce qui accentue davantage l'aridité régionale.

Dans les basses couches, le modèle reproduit l'extension méridienne du flux de mousson ( $18^{\circ}\text{N}$ ), les intensités maximales des vents de basses couches étant de  $6 \text{ m.s}^{-1}$  contre  $4 \text{ m.s}^{-1}$  pour les réanalyses ERA-40 (figure 10).

**Figure 10** : Profil des champs de vents (en  $\text{m.s}^{-1}$ ) moyennés entre  $10^{\circ}\text{W}$  et  $10^{\circ}\text{E}$  pour le MAR (en haut) et les réanalyses ERA-40 (en bas) : avec le vent zonal (à gauche) et le vent méridien (à droite) ; les valeurs négatives sont indiquées en tirets et celles positives en traits continus. Profile of the averaged wind fields (in  $\text{m.s}^{-1}$ ;  $10^{\circ}\text{W}$ - $10^{\circ}\text{E}$ ) for the MAR (top) and the reanalyses ERA-40 (below): from the zonal wind (left) and the meridian wind (right); negative (positive) values are indicated in dotted (continuous) lines.



L'épaisseur du flux de mousson est assez bien restituée autour de 800 hPa. Mais la composante zonale du flux de mousson semble surestimée ( $6 \text{ m.s}^{-1}$  contre seulement  $3 \text{ m.s}^{-1}$  dans les réanalyses), tandis que la composante méridienne est assez bien reproduite, avec des vitesses de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  dans le MAR contre  $4 \text{ m.s}^{-1}$  pour les réanalyses. Cette surestimation du vent zonal dans les basses couches, en Afrique de l'Ouest, loin d'être propre au MAR, a aussi été soulignée par Moustouli *et al.* (2002). Dans la moyenne troposphère, le modèle simule une position du Jet d'Est Africain (JEA) acceptable, autour de 600 hPa, entre  $13^{\circ}$  et  $14^{\circ}\text{N}$ . La position de ce jet varie de  $10^{\circ}$  à  $15^{\circ}\text{N}$  durant la période estivale. La vitesse du JEA simulée est en accord avec celle des réanalyses ERA-40 ( $10 \text{ m.s}^{-1}$ ). Le modèle reproduit également une circulation cellulaire de Hadley centrée sur  $10^{\circ}\text{N}$  ; mais contrairement aux réanalyses, la branche supérieure de retour vers le sud est moins marquée dans les simulations du MAR. Le Jet d'Est Tropical (JET) simulé est observé dans la haute troposphère, autour de 200 hPa, avec des intensités de  $14 \text{ m.s}^{-1}$ , valeurs surestimées par rapport à celles des réanalyses ( $14 \text{ m.s}^{-1}$ ). Le Jet d'Ouest Subtropical (JOST) est assez bien simulé, identifié dans les couches supérieures de la troposphère, entre 100 et 200 hPa, avec une vitesse en fin d'été de 16 à  $20 \text{ m.s}^{-1}$ . La période trimestrielle JAS correspond à son affaiblissement et à sa migration

méridienne face au renforcement du JET. Le modèle reproduit assez bien cette migration septentrionale du JOST qui coïncide avec le bord du domaine modélisé.

## Conclusion et perspectives

Le modèle climatique régional à haute résolution MAR a montré sa capacité à reproduire le climat tropical ouest-africain. A partir d'une simulation de dix ans (1983-1992), en utilisant par ailleurs les données d'observations du CRU et les réanalyses ERA-40, les résultats suggèrent que le modèle reproduit avec réalisme la circulation atmosphérique régionale de l'Afrique de l'Ouest. Le flux de mousson ainsi que les courants jets (JEA, JET ou JOST) simulés par le MAR sont ainsi en accord avec les observations. Il en est de même pour la distribution spatiale des précipitations, les cumuls pluviométriques annuels et le cycle saisonnier étant également assez bien reproduits sur Afrique de l'Ouest. Ces résultats révèlent donc la fiabilité de la paramétrisation physique développée par ce modèle régional. Cette fiabilité est principalement due à des améliorations de la représentation des processus de surface des modèles régionaux ; les processus physiques liés au cycle de l'eau et de l'humidité sont mieux restitués que dans les Modèles de Circulation Générale (MCG) et les réanalyses (Lim et Ho, 2000).

Des points de faiblesses subsistent cependant dans la restitution de la climatologie ouest-africaine par le modèle MAR, le cycle saisonnier en zone guinéenne étant reproduit avec quelques difficultés, de même que le régime de précipitation sous-estimé sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Ces défauts sont en partie dus au schéma de surface utilisé dans le modèle qui ne prend pas en compte la rétroaction des précipitations sur le couvert végétal (par exemple sur l'albédo et la hauteur de rugosité). Ces difficultés des modèles régionaux opérant en zones tropicales pourraient être améliorées selon Schnitzler *et al.* (2001) grâce à l'implémentation d'un sous-modèle dynamique de surface interactif. L'analyse a également montré que les options de physique utilisées dans le modèle MAR, particulièrement le schéma de convection de Bechtold (Bechtold *et al.*, 2001), ont une incidence sur les biais du modèle. Ces faiblesses expliquent la limitation de la progression méridienne du flux de mousson vers l'intérieur du continent. Les difficultés liées à la restitution de la variabilité interannuelle sur la zone étudiée ne sont pas propres au modèle MAR, mais à la plupart des modèles climatiques (Lebel *et al.*, 2000). Selon Vizy et Cook (2001) ou Paeth et Friederichs (2004), ce phénomène est davantage lié aux températures de surface océanique dans l'Atlantique tropicale qu'aux données de forçage.

Ces différents résultats soulignent l'importance des modèles régionaux comme outil diagnostique des changements climatiques et de leurs impacts en Afrique de l'Ouest (Bigot *et al.*, 2005). La modélisation régionale pourrait affiner nos connaissances sur la structure spatiale des changements climatiques (et donc environnementaux) prédits en Afrique de l'Ouest (réchauffement, désertification, dégradation du couvert végétal, etc.) et fournir des informations déterminantes dans l'élaboration des politiques agricoles et hydrologiques en Afrique sub-saharienne. De ce point de vue, le modèle régional MAR pourrait être utilisé efficacement pour des études de sensibilité du climat tropical ouest-africain à la variabilité des Températures de Surface Océanique ou des états du couvert végétal forestier et/ou savanicole.

## Bibliographie

BECHTOLD P., BAZILE E., GUICHARD F., MASCART P. et RICHARD E., 2001 : A mass flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 869-886.

- BIGOT S., BROU Y. T., OSZWALD J. et DIEDHIOU A., 2005 : Facteurs de la variabilité pluviométrique en Côte d'Ivoire et relations avec certaines modifications environnementales. *Sécheresse*, 5, 5-13.
- BRASSEUR O., TRICOT C., NTEZIMANA V., GALLEE H. et SCHAYES G., 1998 : Importance of the convective adjustment scheme in the simulation of the diurnal convective activity in Africa. *Conference on tropical climatology, meteorology and hydrology*, 18, 299-312.
- BRASSEUR O., 2001 : Development and application of a physical approach to estimating wind gusts. *Monthly Weather Review*, 129, 5-25.
- CHARNEY J. G., 1975 : Dynamics of desert and drought in the Sahel. *Quarterly J. Roy. Meteor. Soc.*, 101, 193-202.
- DE RIDDER K. et SCHAYES G., 1997 : The IAGL land surface model. *J. Appl. Meteor.*, 36, 167-182.
- DE RIDDER K. et SCHAYES G., 1998 : Land surface-induced regional climate change in Southern Israel. *J. Appl. Meteor.*, 37, 1470-1485.
- DHONNEUR G., 1971 : *General circulation and types of weather over Western and Central Africa*. GARPGATE Annex-IV, GARPGATE 23 Design, 22 pages.
- FONTAINE B. et JANICOT S., 1996 : Sea Surface Temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *J. Climate*, 11, 2935-2940.
- FOUQUART Y. et BONNEL B., 1980 : Computation of the solar heating of the Earth's atmosphere: A new parametrization. *Beitr. Phys. Atmos.*, 53, 35-62.
- GALLEE H. et SCHAYES G., 1994 : Development of a three-dimensional meso-gamma primitive equations model. Katabatic winds simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica. *Monthly Weather Review*, 122, 671-685.
- GALLEE H., 1995 : Simulation of the mesocyclonic activity in the Ross Sea, Antarctica. *Monthly Weather Review*, 123, 2051-2069.
- GIBSON J. K., KALLBERG P., UPPALA S., NOMURA A., HERNANDEZ A. et SERRANO E., 1997 : *ERA Description*. ECMWF Re-Analysis Project Report Series, N°1, 72 pages.
- GIORGI F. et MEARNES L. O., 1999 : Introduction to special section: Regional climate modelling revisited. *J. Geophys. Res.*, 104, 6335-6352.
- GOWING J., 2003 : Food security for sub-Saharan Africa: does water scarcity limit the options? *Land Use and Water Resources Research*, 3, 2.1-2.7
- HAGEMANN S., ARPE K. et BENGTSSON L., 2005 : *Validation of the hydrological cycle of ERA-40*. ERA-40 Project Report Series N°24, ECMWF, Shinfield Park (Reading, Angleterre), 42 pages.
- KESSLER E., 1969 : On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *American Meteorological Society, Meteorol. Monogr.*, 10(32), 84 pages.
- LAMB J. P., 1978 : Cases studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent Sub-Saharan weather anomalies: 1967 and 1968. *Monthly Weather Review*, 106, 482-491.
- LEBEL T., DELCLAUX F. et POLCHER J., 2000 : From GCM scale to hydrological scales: Rainfall variability in West Africa. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 14, 275-295.

- LEBEL T., DIEDHIOU A. et LAURENT H., 2003 : Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *J. Geophys. Res.*, 108, 8389-8392.
- LEVKOV L., ROCKEL B., KAPITZA H. et RASCHKE E., 1992 : 3D mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution. *Contrib. Atmos. Phys.*, 65, 35-58.
- LIM H. S. et HO C. H., 2000 : Comparison of tropical rainfall between the observed GPCP data and the assimilation products of ECMWF, NCEP/NCAR, and NASA-GEOS-1. *J. Meteor.*, 78, 661-672.
- MARBAIX P., GALLEE H., BRASSEUR O. et YPERSELE J. P., 2003 : Lateral boundary conditions in regional climate models: A details study of the relaxation procedure. *Monthly Weather Review*, 131, 461-479.
- MATHON V., LAURENT H. et LEBEL T., 2002 : Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteor.*, 41(11), 1081-1092.
- MORCRETTE J., 1984 : *Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de circulation générale atmosphérique*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, 373 pages.
- MORON V., PHILIPPON N. et FONTAINE B., 2004 : Simulation of West-African circulation monsoon in four atmospheric GCMs forced by prescribed SST. *Journal of Geophysical Research*, 108, D24105.
- MOUSTAOUI M., ROYER J. F. et CHAUVIN F., 2002 : African easterly wave activity in a variable resolution GCM. *Climate Dynamics*, 19(3), 289-301.
- NEW M. et HULME M., 2000 : Representing twentieth-century space time climate variability. part II: Development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Climate*, 13, 2217-2238.
- NICHOLSON S. E., 1981 : Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Monthly Weather Review*, 109, 2191-2208.
- NICHOLSON S. E., 1983 : Comments on the South Indian convergence zone and interannual rainfall variability over South Africa and the question of ENSO's influence on Southern Africa. *J. Climate*, 6, 1463-1466.
- PALMER T. N., 1986 : The influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall. *Nature*, 322, 251-253.
- PAETH H. et HENSE A., 2004 : SST versus Climate Change Signals in West African Rainfall: 20th-Century Variations and Future Projections. *Earth and Environmental Science*, 65(1-2), 179-208.
- PAETH H. et FRIEDERICHS P., 2004 : Seasonality and time scales in the relationship between global SST and African rainfall. *Climate Dynamics*, 23, 815-837.
- PHILIPPON N. et FONTAINE B., 2002 : The relationship between the Sahelian and previous 2<sup>nd</sup> Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness? *Annales Geophysicae*, 20(4), 575-582.
- POCCARD I. et JANICOT S., 2004 : Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa. *Climate Dynamics*, 16, 897-915.
- RAMEL R., 2005 : *Impacts des processus de surface sur le climat en Afrique de l'Ouest*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier (Grenoble 1), 149 pages.



- ROWELL D. P., FOLLAND C. K., MASKELL K. et WARD M. N., 1995 : Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906-92): observation and modelling. *Quarterly J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 669-700.
- SAHA K. R. et SAHA S., 2001 : African monsoons. Part 1: Climatological structure and circulation. *Mausam*, 52, 479-510.
- SCHNITZLER K. G., KNORR W., LATIFF M., BADER J. et ZENG N., 2001 : *Vegetation feedback on Sahelian rainfall variability in a coupled climate land-vegetation model*. Max Planck Inst. F. Meteor., Report N°329, 13 pages.
- SEMAZZI F. H. M., LIN Y. L. et GIORGI F., 1993 : A nested model study of the Sahelian climate response to sea-surface temperature anomalies. *Geoph. Res. Lett.*, 20, 2897-2990.
- SIMMONS A. J. et GIBSON J. K., 2000 : *The ERA-40 Project Plan*. ERA-40 Project Report Series N°1, ECMWF, Shinfield Park (Reading, Angleterre), 62 pages.
- SIMMONS A. J., JONES P. D., DA COSTA BECHTOLD V., BELJAARS A. C. M., KALLBERG P.W., SAARINEN S., UPPALA S. M., VITERBO P. et WEDI N., 2004 : Comparison of trends and low-frequency variability in CRU, ERA-40, and NCEP/NCAR analyses of surface air temperature. *J. Geophys. Res.*, 109, D24115, doi:10.1029/2004JD005306.
- SUD Y. C. et MOLOD A., 1988 : A GCM simulation study of the influence of Saharan evapotranspiration and surface-albedo anomalies on July circulation and rainfall. *Monthly Weather Review*, 116, 2388-2400.
- SULTAN B. et JANICOT S., 2000 : Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geoph. Res. Lett.*, 27, 3353-3356.
- TIPPETT M. K. et GIANNINI A., 2006 : Potentially predictable components of African summer rainfall in an SST-forced GCM simulation. *J. Climate*, 13, 3133-3144.
- VIZY R. K. et COOK K. H., 2001 : Mechanisms by which Gulf Guinea and Eastern North Atlantic sea surface temperature anomalies can influence African rainfall. *J. Climate*, 14, 795-821.
- VIZY R. K. et COOK K. H., 2002 : Development and application of a meso-scale climate model for the tropics: Influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoons. *J. Geophys. Res.*, 107(D3), ACL 2.1-2.22.
- WANG G. et ELTAHIR E. A. B., 2000 : Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. *Water Resources Research*, 36, 1013-1021.
- XUE Y. et SHUKLA J., 1993 : The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: desertification. *Journal of Climate*, 6, 2232-2245.
- ZHENG X. et ELTAHIR E. A. B., 1998 : The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *Journal of Climate*, 11, 2078-2096.