



HAL
open science

Impacts des processus de surface sur le climat en Afrique de l'Ouest

Romain Ramel

► **To cite this version:**

Romain Ramel. Impacts des processus de surface sur le climat en Afrique de l'Ouest. Climatologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT : . tel-00009125

HAL Id: tel-00009125

<https://theses.hal.science/tel-00009125>

Submitted on 27 Apr 2005

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 Joseph Fourier de Grenoble

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UJF

Spécialité : “*Mécanique des milieux géophysiques et Environnement*”

préparée au sein du

Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement

UMR 5564 (CNRS, INPG, UJF, IRD)

dans le cadre de l'Ecole Doctorale “**TERRE, UNIVERS, ENVIRONNEMENT**”

présentée et soutenue publiquement

par

Romain RAMEL

le ?? janvier 2005

**Impacts des processus de surface sur le climat
en Afrique de l'Ouest**

Directeur de thèse : Hubert GALLEE

JURY

M. François-Xavier LE DIMET	Professeur UJF, LMC Grenoble
M. Bernard FONTAINE	DR CNRS, CRC Dijon
M. Robert ROSSET	Professeur UPS, LA-OMP Toulouse
M. Frédéric HOURDIN	CR CNRS, LMD Paris
M. Nicholas HALL	CR CNRS, LTHE Grenoble
M. Hubert GALLEE	DR CNRS, LGGE Grenoble

Résumé

Le modèle climatique régional MAR (Modèle Atmosphérique Régional) est mis en oeuvre pour la simulation du climat en Afrique de l'Ouest, piloté à ses frontières latérales par les réanalyses ERA-15. Une simulation de 10 ans, portant sur les années 1983 à 1992 est effectuée. Une validation des sorties pluviométriques du MAR est faite sur une large gamme d'échelles temporelles, depuis le pas de temps journalier jusqu'à la variabilité inter-annuelle. Le MAR reproduit favorablement les principales caractéristiques du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest. Deux déficiences sont soulignées : une sous-estimation des précipitations en zone sahélienne et une mauvaise représentation des précipitations à l'échelle journalière. Une comparaison des sorties du MAR avec les données pluviométriques journalières de l'IRD a permis de mettre en évidence le fait que le MAR se comporte de manière assez satisfaisante pour des échelles temporelles supérieures à 3-5 jours. La sensibilité du modèle à la prescription des états de surface est également étudiée à travers la simulation de l'année 1992. Enfin le MAR est utilisé dans une étude de processus afin d'analyser les mécanismes de la progression irrégulière de la mousson ouest-africaine. Une explication, basée sur des considérations thermiques et sur la distribution géographique de l'albédo de surface, est proposée.

Abstract

A 10-years simulation (1983-1992) of the west african climate is made using the regional climate model MAR, driven by the ECMWF reanalysis ERA-15. The validation mainly focuses on the analysis of the simulated rainy regime on various time scales (from daily to yearly). It is shown that MAR is able to simulate the main features of the west african rainy regime. Two defaults are identified : an underestimation of the simulated rainfall amounts over the sahelian area and a bad representation of the precipitation's daily structure. A comparison with daily rainfall data from IRD reveals the fact that the simulated rainfall is in agreement with observations for time scales larger than 3-5 days. The model's sensitivity to the prescription of surface's characteristics is also evaluated, through the simulation of the year 1992. Finally MAR is used in a process study in order to analyse the mechanisms acting in the unregular progression of the west african monsoon. An explanation is proposed, based upon thermal considerations and the spatial ditribution of albedo.

Table des matières

Résumé - Abstract	2
1 Introduction générale	9
2 Présentation du modèle climatique régional MAR	13
2.1 Description du modèle	13
2.2 Schéma de convection profonde	14
2.3 Schéma de transfert sol-atmosphère	15
3 Simulation de longue durée du climat ouest-africain avec le MAR	17
3.1 Contexte de l'étude	17
3.2 Mise en oeuvre du MAR	18
3.2.1 Domaine et résolution	18
3.2.2 Champs de forçage	19
3.2.3 Données de validation	20
3.3 Évaluation du régime pluviométrique simulé par le MAR	22
3.3.1 Cumul annuel de pluie	22
3.3.2 Cycle saisonnier	23
3.3.3 Le régime pluviométrique au pas de temps journalier	31
3.3.4 Variabilité inter-annuelle des précipitations	40
3.4 Évaluation de la dynamique	47
3.4.1 Rappels sur la dynamique de la mousson ouest-africaine	47
3.4.2 Analyse de la simulation MAR	47
3.4.3 Origine des biais du MAR	51
3.4.4 Variabilité interannuelle	58
3.5 Conclusion	62

4	Mise en évidence des limites de validité du modèle MAR	63
4.1	Contexte de l'étude	63
4.2	Les données de validation	65
4.3	Limites temporelles du MAR	66
4.3.1	Influence de l'échelle temporelle sur la corrélation	66
4.3.2	Influence de l'échelle temporelle sur la structure statistique du régime pluviométrique simulé	69
4.3.3	Synthèse sur l'influence temporelle	72
4.4	Influence des échelles spatiales	73
4.4.1	Influence de l'échelle spatiale sur la corrélation	73
4.4.2	Influence de l'échelle spatiale sur la structure statistique du régime pluviométrique	74
4.5	Synthèse sur les limites spatio-temporelles de validité du modèle MAR	79
5	Sensibilité du modèle MAR à la représentation des états de de surface	81
5.1	L'importance des états de surface sur le climat en Afrique de l'Ouest	81
5.2	Représentation des propriétés de la surface dans le modèle MAR	82
5.2.1	Types de sol et albédo de sol nu	82
5.2.2	Fraction de végétation	85
5.2.3	Indice foliaire et fraction de feuilles vertes	87
5.3	Simulation de l'année 1992 avec la nouvelle prescription des états de surface	91
5.3.1	Impact sur le régime pluviométrique	91
5.3.2	Bilan en eau atmosphérique	96
5.3.3	Impact sur la dynamique atmosphérique	97
5.4	Sensibilité du MAR à la prescription de l'albédo de sol	100
5.4.1	Impact sur l'albédo de surface	100
5.4.2	Impact sur le régime pluviométrique	101
5.4.3	Bilan énergétique	107
5.5	Conclusions sur l'impact des processus de surface	108

6 Mécanismes du saut de mousson en Afrique de l'Ouest	111
6.1 Introduction	111
6.2 Mécanismes associés à la mise en place du saut de mousson	114
6.2.1 L'hypothèse de Sultan et Janicot	114
6.2.2 Une vision thermique de la progression de la MOA	115
6.3 Une proposition de mécanisme du saut de mousson	119
6.3.1 Origine de l'augmentation des températures de surface	119
6.3.2 Diminution de la pluviométrie lors du saut de mousson	124
6.3.3 Un mécanisme du saut de mousson	127
6.4 Conclusions	128
7 Conclusions et perspectives	131
Bibliographie	143

Chapitre 1

Introduction générale

Contexte de l'étude

Une des principales caractéristiques du climat de l'Afrique de l'Ouest est son régime pluviométrique. Celui-ci est marqué par une très grande variabilité et ce sur une large gamme d'échelle, depuis l'échelle intra-annuelle jusqu'aux échelles décennales. Un des exemples les plus marquants de cette variabilité est le passage d'une période humide (de 1950 à 1968) à une période de déficit pluviométrique marqué à partir du début des années 1970 (Nicholson *et al.* 2000; Le Barbé *et al.* 2002). Cette sécheresse a eu des impacts socio-économiques dévastateurs sur les populations des pays touchés, provoquant des famines meurtrières et déstabilisant profondément l'économie locale, basée essentiellement sur les ressources agricoles. Si depuis la fin des années 90, on a pu observer des signes d'un retour vers des conditions pluviométriques plus favorables (avec notamment de violentes inondations dans la région de Niamey en 1998), le fait de savoir si cela marque la fin de la période de sécheresse reste encore une question scientifique largement débattue (L'Hôte *et al.* 2002; L'Hôte *et al.* 2003; Ozer *et al.* 2003). De plus l'évolution future des ressources en eau dans l'optique d'un réchauffement global du climat est encore incertaine. En effet la pression anthropique sur les ressources en eau est constante augmentation (via une accroissement de la population) et l'occurrence d'une longue période de sécheresse pourrait avoir des conséquences encore plus dramatiques.

Ces famines au Sahel dans les années 70 et 80 ont suscité de nombreuses études visant à établir les causes d'une telle période de sécheresse, et dans un cadre plus global à identifier les principaux mécanismes de la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest (Nicholson 1981; Folland *et al.* 1986; Lamb et Pepler 1992). Parmi ces mécanismes, les températures de surface de l'océan semblent jouer un rôle déterminant (Fontaine et Janicot 1996; Semazzi *et al.* 1996; Zheng *et al.* 1999; Messenger *et al.* 2004), ce qui laisse suggérer une cause plutôt globale quant à la variabilité du climat en Afrique de l'Ouest. Cependant de nombreuses études de modélisation ont également souligné l'impact des processus de surface continentaux via des

expériences de désertification et de dégradation des propriétés des sols (Charney 1975; Xue et Shukla 1993; Xue 1997; Zheng et Eltahir 1998; Clark *et al.* 2001; Taylor *et al.* 2002). De manière générale ces études ont montré qu'une réduction du couvert végétal en Afrique de l'Ouest, et particulièrement en zone sahélienne, avait pour conséquence une diminution des précipitations (via une augmentation de l'albédo de surface, une diminution de la longueur de rugosité et une modification du recyclage par la végétation de l'eau précipitée vers l'atmosphère). A l'heure actuelle un consensus s'est créé au sein de la communauté scientifique pour dire que la variabilité décennale du climat en Afrique de l'Ouest est pilotée par des variations de températures de surface de l'océan mais que les processus de surface continentaux peuvent moduler voire accentuer ce signal climatique d'origine océanique (Zeng *et al.* 1999). Ces processus interviennent plus à l'échelle régionale, voir locale, et nécessitent donc d'être étudiés avec une résolution spatiale fine, afin de prendre en compte les nombreuses hétérogénéités des propriétés des surfaces en Afrique de l'Ouest.

Il apparaît donc que le climat en Afrique de l'Ouest est déterminé par une interaction entre des processus globaux (par exemple les températures de surface de l'océan) et des processus régionaux (par exemple l'impact du couvert végétal). Ainsi afin de pouvoir prendre en compte cette large gamme d'échelle, il semble nécessaire de disposer d'un outil qui puisse à la fois traiter spécifiquement les processus majeurs de la zone d'intérêt (convection, interaction surface-atmosphère,...) tout en intégrant l'information de grande échelle (circulation atmosphérique de grande échelle, températures de surface de l'océan ...). Les modèles climatiques régionaux (encore appelés modèles imbriqués) semblent particulièrement adaptés à cela (Giorgi 1990; Giorgi et Mearns 1999).

La modélisation climatique régionale

On désigne par modèle climatique régional (noté ci-après MCR) un modèle à aire limitée de méso-échelle (i.e. ne couvrant qu'une partie de la surface du globe terrestre) utilisé pour la simulation du climat d'une région particulière sur des périodes allant de plusieurs mois à plusieurs années. La stratégie sous-jacente à l'utilisation de ces MCR est celle de l'imbrication unidirectionnelle, i.e. le MCR est piloté à ses frontières latérales soit par les champs météorologiques issus d'analyses atmosphériques (dans le cadre d'une simulation du climat présent), soit par les champs fournis par des MCGA¹ (pour ce qui est de la simulation du climat futur ou passé) de résolution plus grossière. L'idée générale est que les champs météorologiques issus des analyses ou des MCGA fournissent l'information à grande échelle au MCR et que celui-ci résolve ensuite les structures non-linéaires de plus petite échelle. Afin de limiter les problèmes de compatibilité entre les champs de grande échelle fournis aux frontières et la solution calculée par le modèle régional, le domaine de simulation est séparé

¹Modèle de Circulation Générale Atmosphérique

en deux zones. La première zone, localisée près des frontières latérales du MCR, est une zone dite “de relaxation”, où les champs simulé par le MCR s’ajustent à ceux fournis aux limites latérales. La seconde zone, à l’intérieur du domaine, est celle où la solution propre du MCR prévaut.

Ces MCR présentent plusieurs avantages. D’une part le coût de calcul lié à ces modèles est faible par rapport à celui qui serait mis en oeuvre dans le cadre d’une modélisation globale du climat à haute résolution. D’autre part, grâce à l’utilisation d’une résolution plus fine (typiquement entre 10 et 100 km), il est possible de mieux prendre en compte les effets topographiques ainsi que les hétérogénéités spatiales des propriétés des surfaces. De plus le domaine de modélisation étant limité, il est possible d’utiliser des paramétrisations physiques spécifiques à la zone d’intérêt (et qui ne seraient peut-être pas valides en d’autres endroits du globe, rendant leur utilisation peu indiquée dans le cadre d’un MCGA).

Il existe évidemment des inconvénients liés à l’utilisation des MCR en imbrication unidirectionnelle, notamment la non représentation de l’interaction entre la grande échelle et la méso-échelle, i.e. il n’y a pas de rétroaction des circulations simulées par le MCR sur les champs globaux, ce qui peut parfois conduire à des incohérences entre le champ simulé et les conditions de grande échelle. De plus l’analyse des performances des MCR peut s’avérer parfois délicate, puisque il faut pouvoir faire la distinction entre les erreurs induites par les champs de grande échelle et celles propres au MCR. Néanmoins le fait de valider au préalable un MCR piloté par des réanalyses atmosphériques en simulation du climat présent permet de mettre en évidence les principaux biais propres au MCR (les réanalyses étant considérées comme des conditions limites “parfaites”, même si cela peut ne pas être vrai sur des zones du globe pauvres en données d’observation).

Une description détaillée de la stratégie de mise en oeuvre d’un MCR est donnée dans Giorgi et Mearns (1999) et traite notamment des problèmes de durée d’intégration, du choix de la taille du domaine de modélisation ainsi que du choix de paramétrisations physiques en accord ou non avec les champs de forçage. En résumé, la durée d’intégration doit être suffisante pour que le MCR ait le temps de s’équilibrer avec les diverses composantes du système climatique simulé (cela peut aller de quelques jours pour l’atmosphère à plusieurs mois pour le sol et à plusieurs années pour l’océan si celui-ci est pris en compte). En ce qui concerne la taille du domaine, celle-ci doit être suffisante pour permettre le développement des circulations de méso-échelle non résolues par le MCGA à l’intérieur du domaine et inclure les principaux forçages géographiques ainsi que les principales circulations atmosphériques qui affectent directement le climat de la zone d’étude. La résolution utilisée est principalement le résultat d’un compromis entre le coût de calcul et le fait de représenter correctement les échelles et les effets du forçage de méso-échelle (par exemple, la topographie). Un dernier problème étudié par Giorgi et Mearns (1999) est celui de l’utilisation ou non des mêmes paramétrisations physiques dans le MCR que dans le MCGA qui fournit l’information de

grande échelle. En effet le fait d'utiliser les mêmes paramétrisations physiques entre les deux modèles permet d'augmenter leur compatibilité, mais des paramétrisations développées pour les résolutions grossières des MCGA ne sont pas forcément adaptées lorsqu'on travaille à plus haute résolution. En pratique, il a été montré que le fait d'utiliser la même physique ou une physique différente peut conduire à de bons résultats du moment que les champs de forçage de grande échelle sont de bonnes qualités.

Objectifs et stratégie de cette thèse

Le travail de cette thèse s'inscrit dans le cadre de la régionalisation du climat de l'Afrique de l'Ouest à l'aide d'un MCR en imbrication unidirectionnelle. Le modèle que nous avons utilisé pour cela est le Modèle Atmosphérique Régional (noté ci-après MAR) (Gallée et Schayes 1994; Gallée *et al.* 2004) piloté par les réanalyses du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme ERA-15. Le but de ce travail est de voir la validité de l'utilisation du MAR sur l'Afrique de l'Ouest et notamment son apport quant à la représentation du régime pluviométrique du climat présent. En effet les précipitations sont un des marqueurs les plus importants de la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest et avant de proposer des scénarii de régionalisation de changement climatique sur la région, il est nécessaire de déterminer jusqu'à quel niveau de réalisme un MCR est capable de simuler le régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest. En outre nous cherchons également à évaluer l'impact des processus de surface continentaux sur l'évolution du climat dans cette région.

Ce rapport de thèse s'organise de la manière suivante.

Dans le second chapitre nous présentons les principales caractéristiques du MAR ainsi que les principales paramétrisations physiques utilisées.

Dans le troisième chapitre, nous présentons la mise en oeuvre ainsi que les résultats d'une simulation continue de 10 ans (portant sur les années 1983 à 1992) du climat ouest-africain faite avec le MAR. Nous nous focalisons particulièrement sur l'analyse du régime pluviométrique simulé, depuis l'échelle journalière jusqu'à l'échelle interannuelle.

A la suite de cette simulation de 10 ans, nous présentons dans le chapitre 4, une méthode d'estimation des limites spatio-temporelles de validité des sorties pluviométriques du modèle MAR. Cette étude vise à définir des stratégies d'utilisation des sorties pluviométriques du modèle dans le cadre d'un couplage hydro-climatologique.

Au chapitre 5, nous étudions la sensibilité du modèle à la prescription des états de surface et soulignons l'importance des modifications d'albédo en zone sahélienne.

Enfin, au chapitre 6, nous faisons une étude de processus portant sur les mécanismes de la progression de la mousson sur l'Afrique de l'Ouest.

Chapitre 2

Présentation du modèle climatique régional MAR¹

Nous présentons dans ce chapitre le modèle climatique régional MAR que nous avons utilisé pour la simulation du climat en Afrique de l'Ouest, en insistant plus particulièrement sur les schémas de convection et de transfert sol-atmosphère.

2.1 Description du modèle

Le MAR est un modèle climatique régional développé par Gallée et Schayes (1994), à l'Institut d'Astronomie G. Lemaître de Louvain-La-Neuve. Le MAR est un modèle à aire limitée de méso-échelle, c'est à dire qu'il ne couvre qu'une partie du globe terrestre. Le MAR peut être utilisé dans différentes configurations : uni, bi ou tri-dimensionnelle, en mode hydrostatique ou non-hydrostatique, suivant le type d'expérimentation désiré. Le modèle MAR a été initialement conçu pour étudier les processus physiques du climat polaire (Gallée 1995), mais par la suite il a été utilisé avec succès sur différentes régions du globe et pour différentes thématiques : la simulation de cyclogénèses sur l'Europe (Brasseur 2001), l'étude de la convection au-dessus du lac Victoria en Afrique Centrale (Brasseur *et al.* 1999), l'impact de l'irrigation sur le climat local en Israël (De Ridder et Gallée 1998) ou encore l'influence des températures de l'océan sur la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest (Messenger *et al.* 2004).

Une description détaillée des équations dynamiques du MAR se trouve dans le papier de Gallée et Schayes (1994). Nous nous focalisons ici sur les adaptations faites pour la simulation du climat ouest-africain.

¹Modèle Atmosphérique Régional

Le MAR est un modèle aux équations primitives² dans lequel la coordonnée verticale est la pression normalisée σ définie par :

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_*}$$

où p désigne la pression, p_s et p_t les pressions au niveau du sol et du sommet de l'atmosphère (fixée à 0.01 hPa). Cette coordonnée permet de suivre les contours du relief et une résolution plus précise de l'équation hydrostatique. Aucune approximation n'est effectuée dans l'équation de conservation de la masse.

Le cycle hydrologique du MAR est décrit en détail dans Gallée (1995). Il comprend un modèle de microphysique nuageuse avec des équations de conservation pour les différents hydrométéores, à savoir l'eau nuageuse, les gouttes de pluies, les cristaux de glace nuageux et les flocons de neige. La représentation de la microphysique nuageuse est basée en grande partie sur la paramétrisation de Kessler (1969). La représentation de la microphysique froide (cristaux de glace et flocons de neige) est décrite suivant Lin *et al.* (1983), mais la paramétrisation des cristaux de glace basée sur l'équation de Fletcher (1962) (et responsable d'une surestimation de la concentration en cristaux de glace) a été remplacée par la description plus réaliste de Meyers *et al.* (1992). De plus une équation pronostique pour le nombre de cristaux de glace a été ajoutée à la microphysique du MAR suivant Levkov *et al.* (1992). Cela permet de calculer explicitement la sédimentation des particules de glace nuageuses.

Des schémas détaillés de rayonnement solaire et infra-rouge sont utilisés dans le MAR. Le schéma de radiation solaire est adapté de celui de Fouquart et Bonnel (1980). Le schéma de rayonnement infra-rouge suit une formulation large bande de l'équation de transfert radiatif élaborée pour l'utilisation dans les MCGA (Morcrette 1984). Les propriétés des nuages sont prises en compte dans les schémas de rayonnement solaire et infra-rouge en calculant la quantité d'eau liquide présente à chaque niveau du modèle.

Nous présentons maintenant plus en détails, deux paramétrisations physiques particulièrement importantes pour la simulation du climat en Afrique de l'Ouest : le schéma de convection et les schéma de transfert sol-atmosphère.

2.2 Schéma de convection profonde

Le MAR est adapté aux régions tropicales par l'inclusion du schéma de convection de Bechtold *et al.* (2001). Il s'agit d'un schéma de convection profonde numériquement efficace et adapté à la résolution du MAR. Il représente la convection nuageuse d'échelle sous-maille à partir d'un schéma de flux de masse basé sur le modèle unidimensionnel de nuage proposé

²Les équations primitives sont les équations de Navier-Stokes en faisant l'hypothèse du fluide parfait

par Kain et Frisch (1990). Ce schéma de convection a été évalué lors d'une étude d'inter-comparaison de modélisation d'une ligne de grains tropicale, où il a montré des résultats satisfaisants (Bechtold *et al.* 2000).

Le déclenchement de la convection est basée sur un critère d'instabilité locale, le nuage précipitant étant représentée par deux courants : un courant ascendant et un courant descendant. Un couplage entre le schéma de microphysique et le schéma de convection permet de prendre en compte le déentraînement de l'eau nuageuse ainsi que des cristaux de glace dans le calcul des précipitations au niveau de la maille. La fermeture est basé sur une considération énergétique locale, l'énergie potentielle disponible pour la convection (CAPE³). L'hypothèse est faite que, lorsqu'il y a déclenchement de la convection profonde, toute la CAPE est consommée en un intervalle de temps τ , τ étant compris entre 30 min et 1 h (Kain et Frisch 1990).

2.3 Schéma de transfert sol-atmosphère

Le MAR est également couplé au schéma de transfert sol-atmosphère SISVAT⁴, qui permet de représenter les échanges d'énergie et de quantité de mouvement entre le sol, la végétation et les basses couches de l'atmosphère. Le SISVAT est amplement détaillé dans les papiers de De Ridder (1997), De Ridder et Schayes (1997) et De Ridder et Gallée (1998). Nous reprenons ici les caractéristiques générales de ce modèle.

Le SISVAT est un modèle de transfert unidimensionnel et a été validé en zone sahélienne (Derive 2002). Le SISVAT comprend une couche de végétation et 7 couches de sol, avec une résolution plus fine près de la surface.

Le type de sol est prescrit suivant la classification USDA⁵ en accord avec la carte de sol de la FAO. Les paramètres hydrodynamiques du sol sont supposés constants sur toute l'épaisseur de la colonne. Ceux-ci sont déterminées via des fonctions de pédo-transferts classiques. Le potentiel en eau du sol et la conductivité hydraulique sont calculées suivant Clapp et Hornberger (1978). Quatre paramètres sont requis pour chaque type de sol : le contenu en eau à saturation, la conductivité hydraulique à saturation, le potentiel en eau à saturation et un paramètre de forme de la courbe de rétention d'eau. Le type de végétation permet d'obtenir les paramètres caractéristiques associées : la longueur de déplacement, la longueur de rugosité, la fraction racinaire, et la résistance stomatale minimale. Ce type de végétation peut être déterminée en utilisant la classification IGBP⁶.

³CAPE : c'est l'énergie de poussée disponible pour une parcelle d'air qui s'élève dans l'atmosphère. Sur un émagramme, la CAPE est représentée par l'aire positive entre la température potentielle de la parcelle et celle de l'environnement .

⁴Soil Ice Snow Vegetation Atmopshère Transfert

⁵United States Department of Agriculture

⁶International Geosphere Biosphere Program

Le couplage du SISVAT avec l'atmosphère se fait via l'échange de flux radiatifs (solaires et infra-rouges) et de flux turbulents de mouvement et de chaleur (sensible et latent). Les schémas de transfert radiatif courte et grande longueur d'onde au sein de la végétation sont basés sur la théorie proposée par Dickinson (1983). Les flux en surface d'énergie, de quantité de mouvement et de vapeur d'eau sont calculés de manière relativement simple, en considérant séparément les échanges entre le sol et l'atmosphère et ceux entre la végétation et l'atmosphère. Le flux de chaleur latente est divisé en trois contributions : une est due à l'évaporation au niveau de la surface du sol, une autre est due à l'évaporation directe des précipitations interceptées par la végétation et enfin la dernière représente les termes de transpiration de la végétation. La transpiration au sein de la végétation est contrôlée par les différences de potentiel en eau⁷ entre le sol et les feuilles. La formulation de la résistance stomatale (qui contrôle le terme de transpiration) utilise comme variables principales l'index foliaire effectif⁸ et le potentiel en eau au niveau des feuilles. Cela permet au schéma de transpiration de prendre en compte implicitement les effets dus à la radiation solaire, au stress hydrique (i.e. le déficit d'eau disponible pour les plantes) et au déficit de saturation atmosphérique (la différence d'humidité entre la première couche de sol et l'air adjacent).

L'hétérogénéité sous-maille des surfaces est prise en compte via une approche en mosaïque (Koster et Suarez 1992). Cela permet de faire coexister trois types de végétation à l'intérieur d'une même maille. Les différents flux (radiatifs et turbulents) sont calculés pour chaque type de végétation puis moyennés en fonction de leur fraction respective. Il faut noter que dans les simulations que nous avons effectuées avec le MAR, une des trois sous-maille était systématiquement réservée à la représentation du sol nu.

⁷Le potentiel en eau est une mesure de la disponibilité de l'eau au sein du sol ou de la plante.

⁸Index foliaire effectif : quantité de biomasse végétale qui prend effectivement part au processus de transpiration (m^2/m^2)

Chapitre 3

Simulation de longue durée du climat ouest-africain avec le MAR

Nous présentons dans ce chapitre la mise en oeuvre ainsi que les résultats d'une simulation de longue durée (de 1983 à 1992) du climat ouest-africain faite avec le MAR . Nous cherchons par cette simulation à voir si le MAR est capable de reproduire non seulement les principales caractéristiques du climat ouest-africain, mais également la variabilité inter-annuelle du climat. Les sorties pluviométriques du MAR sont évaluées sur une large gamme d'échelles temporelles, depuis la variabilité inter-annuelle jusqu'au pas de temps journalier. Une évaluation de la dynamique atmosphérique du modèle est également effectuée.

3.1 Contexte de l'étude

Dans le cadre du réchauffement global du climat, l'évolution des ressources en eau est un enjeu majeur pour l'Afrique de l'Ouest. Dans cette région du monde les précipitations sont caractérisées par une très forte variabilité depuis l'échelle intra-saisonnière jusqu'aux échelles décennales. Un des exemple les plus marquant de cette variabilité est la longue période de sécheresse qui a touché l'Afrique de l'Ouest depuis la fin des années 60 (Nicholson *et al.* 2000; Le Barbé *et al.* 2002). Les causes exactes de ce phénomène ont fait l'objet de nombreuses études, notamment sur l'influence des températures de surface de l'océan (Lamb et Pepler 1992; Fontaine et Janicot 1996). En outre il a également été montré que l'évolution des propriétés des surfaces continentales (déforestation, dégradation des sols, hausse de l'albédo ...) pouvait grandement moduler et même amplifier un signal climatique initié par un forçage océanique (Charney 1975; Xue et Shukla 1993; Xue 1997; Zheng et Eltahir 1998; Clark *et al.* 2001; Zeng *et al.* 1999). Toutes ces études ont souligné l'importance d'une meilleure compréhension de l'influence des processus de surface sur le climat de l'Afrique de l'Ouest.

A l'heure actuelle, les principaux outils d'étude du climat présent et de son évolution future sont les MCGA¹. Cependant ces derniers ont des résolutions spatiales relativement faibles (typiquement de l'ordre de $300 \times 300 \text{ km}^2$) qui ne permettent pas de prendre en compte les nombreuses hétérogénéités des propriétés de surface. De plus les paramétrisations physiques utilisées dans ces modèles sont elles aussi globales et ne sont donc peut-être pas optimales pour une région climatique spécifique telle que l'Afrique de l'Ouest. Dans cette optique il est donc intéressant de voir quels peuvent être les apports de l'utilisation d'un MCR² pour la simulation du climat en Afrique de l'Ouest. En effet ce dernier permet de travailler à des résolutions beaucoup plus élevées et donc de mieux capter la variabilité des propriétés de surface. De plus le MCR permet l'utilisation de paramétrisations physiques adaptées à la zone d'intérêt.

Avant d'utiliser un MCR pour régionaliser des scénarii de changements climatiques, il est nécessaire, dans une phase préalable de valider ce dernier sur le climat présent. C'est pourquoi nous présentons donc dans ce chapitre la mise en oeuvre ainsi que les résultats d'une simulation de longue durée (10 ans, de 1983 à 1992) du climat ouest-africain faite avec le MAR. Ce travail reprend et complète celui déjà effectué par Moufouma-Okia (2003). En effet le fait de disposer d'une simulation continue du MAR sur 10 ans permet de caractériser celui-ci sur une large gamme d'échelles temporelles, depuis l'analyse au pas de temps journalier jusqu'à la variabilité inter-annuelle.

3.2 Mise en oeuvre du MAR

3.2.1 Domaine et résolution

Le domaine de simulation couvre l'Afrique de l'Ouest et une partie de l'océan Atlantique (depuis approximativement 27°O à 15°E et de 5°S à 27°N , voir figure 3.1). Ce domaine est le même que celui utilisé par Moufouma-Okia (2003) pour ses expériences de validation du MAR sur l'Afrique de l'Ouest. La résolution horizontale utilisée dans cette simulation est 40 km, ce qui représente un maillage de 112×92 points de grille. Le modèle possède 40 niveaux sur la verticale, la hauteur du premier niveau étant fixée à 10 m au dessus du niveau du sol.

¹Modèle de Circulation Générale Atmosphérique

²Modèle Climatique Régional

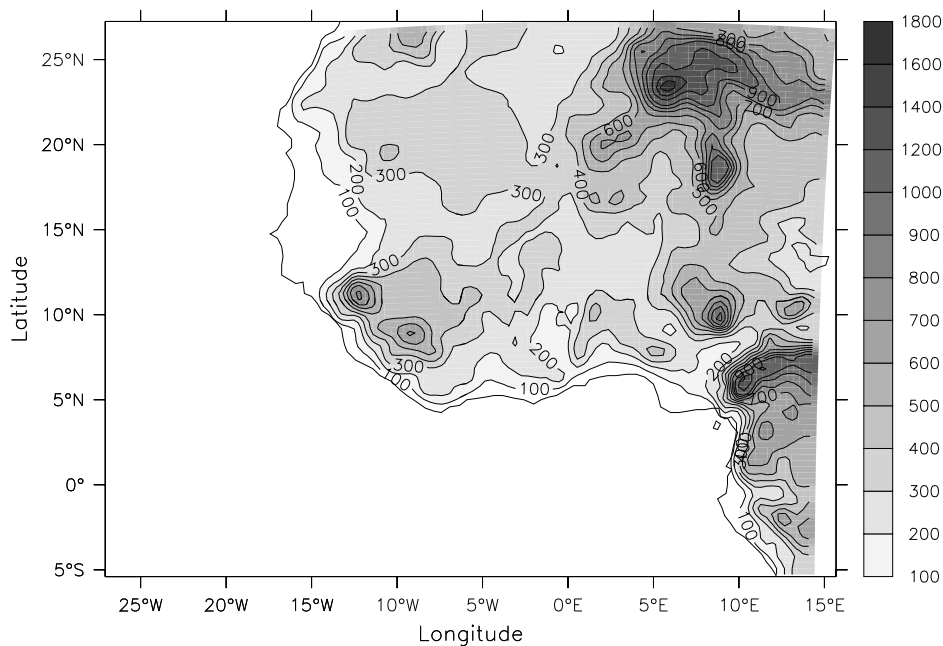


FIG. 3.1 – Domaine de simulation MAR. La topographie (m) est également indiquée en grisée.

3.2.2 Champs de forçage

Forçage en surface

Les températures de surface de l'océan sont prescrites via les valeurs décennales issues de la NOAA³ (Reynolds et Smith 1995). Les propriétés de la végétation (index foliaire LAI⁴, fraction de sol nu) sont obtenues à partir des données de NDVI⁵ AVHRR⁶ à 8 km de résolution pour les années 1983 à 1992. La classification de la végétation est basé sur celle de l'IGBP⁷ mais a été adaptée au module de sol SISVAT utilisé dans le MAR (passage de 16 classes de végétations à 12).

Forçage latéral

Dans cette simulation nous avons utilisé les réanalyses météorologiques du CEPMMT⁸ ERA-15 (Gibson *et al.* 1999). Pour plus de détails concernant l'imbrication du MAR dans les réanalyses ERA-15 ainsi qu'une description plus approfondie de ces données, le lecteur

³National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)

⁴Leaf Area Index

⁵Normalized Difference Vegetation Index : Index calculé à partir des réflectances mesurés dans les canaux visible et proche infra-rouge à partir de mesures satellites : $NDVI = (NIR-R)/(NIR+R)$. Cet indice est lié à la fraction de radiation due à l'activité photosynthétique des plantes et permet ainsi une estimation de la quantité de biomasse végétale.

⁶Advanced Very High Resolution Radiometer :

⁷International Geosphere-Biosphere Programme

⁸Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme

pourra se référer à la thèse de Moufouma-Okia (2003) ainsi qu'à l'étude de Marbaix *et al.* (2003). Les réanalyses ERA-15 sont utilisées pour l'initialisation du MAR ainsi que pour le forçage des frontières latérales toutes les 6h, en imposant des valeurs de température, pression, humidité et vitesse du vent. Entre chaque pas de temps de 6 heures, les champs de forçage sont interpolés de manière linéaire. Afin de fournir l'information de grande échelle au modèle sans perturber de manière trop dommageable sa solution propre, les champs du MAR sont relaxés vers les champs ERA-15 sur une zone tampon de 7 points de grille à la périphérie du domaine (Davies 1976; Marbaix *et al.* 2003).

Le modèle est initialisé le 1^{er} janvier 1983 avec les données ERA-15 et la simulation dure de façon continue jusqu'au 31 décembre 1992. Cette période a été choisie d'une part du fait de la disponibilité des données ERA-15 (qui vont de 1979 à 1993) et d'autre part du fait qu'elle contient des années relativement bien contrastées en terme de cumul pluviométriques avec notamment deux années très sèches en zone sahélienne, 1983 et 1984. Nous espérons ainsi tester le comportement du MAR sur une période caractéristique du climat récent de l'Afrique de l'Ouest.

3.2.3 Données de validation

L'évaluation des sorties pluviométriques du modèle est faite via la comparaison avec différents jeux de données disponibles :

- La climatologie UDEL (Legates et Willmott 1990) : elle couvre les années 1950 à 1999 et comprend des données de précipitations mensuelles interpolées spatialement sur une grille de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. La résolution de cette base de données est donc très proche de celle du modèle. Cependant il faut noter qu'il n'y a pas de données disponibles sur les océans.
- La climatologie CMAP (Xie et Arkin 1997) : elle couvre les années 1979 à 2002 et comprend des données mensuelles de précipitations sur une grille de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. L'estimation des pluies est faite à l'aide de données pluviométriques observées combinées avec des estimations par satellite. Un des avantages de cette climatologie est qu'elle fournit également une estimation des pluies sur les zones océaniques.
- La base de données pluviométrique de l'IRD⁹ : elle comprend des données pluviométriques journalières de stations situées sur le domaine $3^\circ\text{N}-20^\circ\text{N}/18^\circ\text{O}-25^\circ\text{E}$. Ces données ont été collectées par l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement, anciennement ORSTOM), l'ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar) et le CIEH (Comité Inter-africain d'Etudes Hydrauliques). Ces données sont disponibles pour la période 1950-1990, comprenant plus de 1300 stations de 1950 à 1980, et entre 700 et 860 stations sur la période 1981-1990 (voir figure

⁹Institut de la Recherche et du Développement

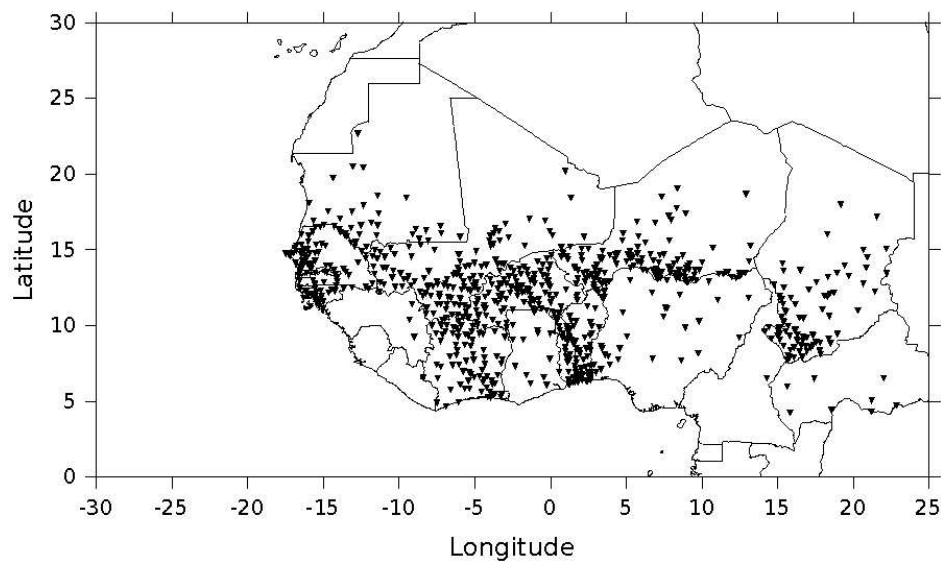


FIG. 3.2 – Réseau de stations pluviométrique IRD pour l'année 1983

3.2). La période d'utilisation de ces données a été restreinte aux années 1983 à 1990, car après cette année la densité du réseau d'observation s'est considérablement dégradée.

En ce qui concerne l'évaluation de la dynamique atmosphérique reproduite par le modèle, nous nous appuyerons sur les réanalyses ERA-15. En effet, même si celles-ci ne sont pas parfaites (notamment sur les zones du globe pauvres en observations), de nombreuses études ont souligné que les réanalyses ERA-15 reproduisent assez fidèlement les principales circulations atmosphériques en Afrique de l'Ouest.

3.3 Évaluation du régime pluviométrique simulé par le MAR

Le but de cette section est d'évaluer le régime pluviométrique simulé par le MAR depuis l'échelle annuelle jusqu'à l'échelle journalière. Nous nous intéresserons également à voir si le MAR arrive à reproduire tout ou partie de la variabilité interannuelle des précipitations en Afrique de l'Ouest.

3.3.1 Cumul annuel de pluie

Nous présentons sur la figure 3.3 la pluie moyenne simulée par le MAR pour les années 1983 à 1992, ainsi que celle des climatologies UDEL et CMAP. Nous présentons également les pluies des réanalyses ERA-15. En effet celles-ci servent à forcer le domaine à ses frontières latérales, il est donc intéressant de savoir si le MAR peut simuler un régime pluviométrique distinct de celui des réanalyses. Celles-ci sont disponibles à une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$.

Nous constatons dans la simulation MAR un biais sec assez marqué en zone sahélienne, avec l'isohyète 1 mm/jour situé entre 12 et 13°N dans la simulation alors qu'elle se trouve plutôt autour de 14-15°N dans les observations. Le modèle reproduit de façon assez satisfaisante les maxima de précipitations sur les reliefs des monts Cameroun et du Fouta-Djallon. Nous pouvons également remarquer la présence dans la simulation d'un autre maximum de pluie assez marqué sur le plateau de Joss (vers 8°E et 10°N) qui n'est pas aussi développé dans les observations. Cette sur-estimation semble due à un effet de frontière, en effet dans un test de sensibilité fait avec un domaine s'étendant plus à l'Est, nous avons pu constater une nette diminution des précipitations dans cette zone (les maxima sur les monts Cameroun sont aussi considérablement réduits et atteignent des valeurs plus proches de celles observées).

Un défaut marqué de la simulation MAR est l'insuffisance des précipitations sur l'océan. En effet, nous pouvons constater que dans la climatologie CMAP les précipitations moyennes sur l'océan atteignent les 6 mm/jour alors que dans la simulation MAR elles dépassent à peine 1 mm/jour. Une explication possible de cette déficience peut se trouver dans une sous-estimation des flux de chaleur latents à la surface des océans, ce qui entraîne une diminution de l'activité convective. La comparaison des flux de chaleurs latents océaniques simulés par le MAR avec ceux des réanalyses ERA-15 a en effet montré une sous-estimation de l'ordre de 40 W/m^2 en moyenne annuelle. Le déclenchement de la convection étant un phénomène à seuil, il est possible que cette différence entraîne une diminution brutale des précipitations.

Il est intéressant de constater que des différences notables existent entre la pluie simulée par le modèle MAR et celle issue des réanalyses ERA-15. En effet dans ces dernières, les

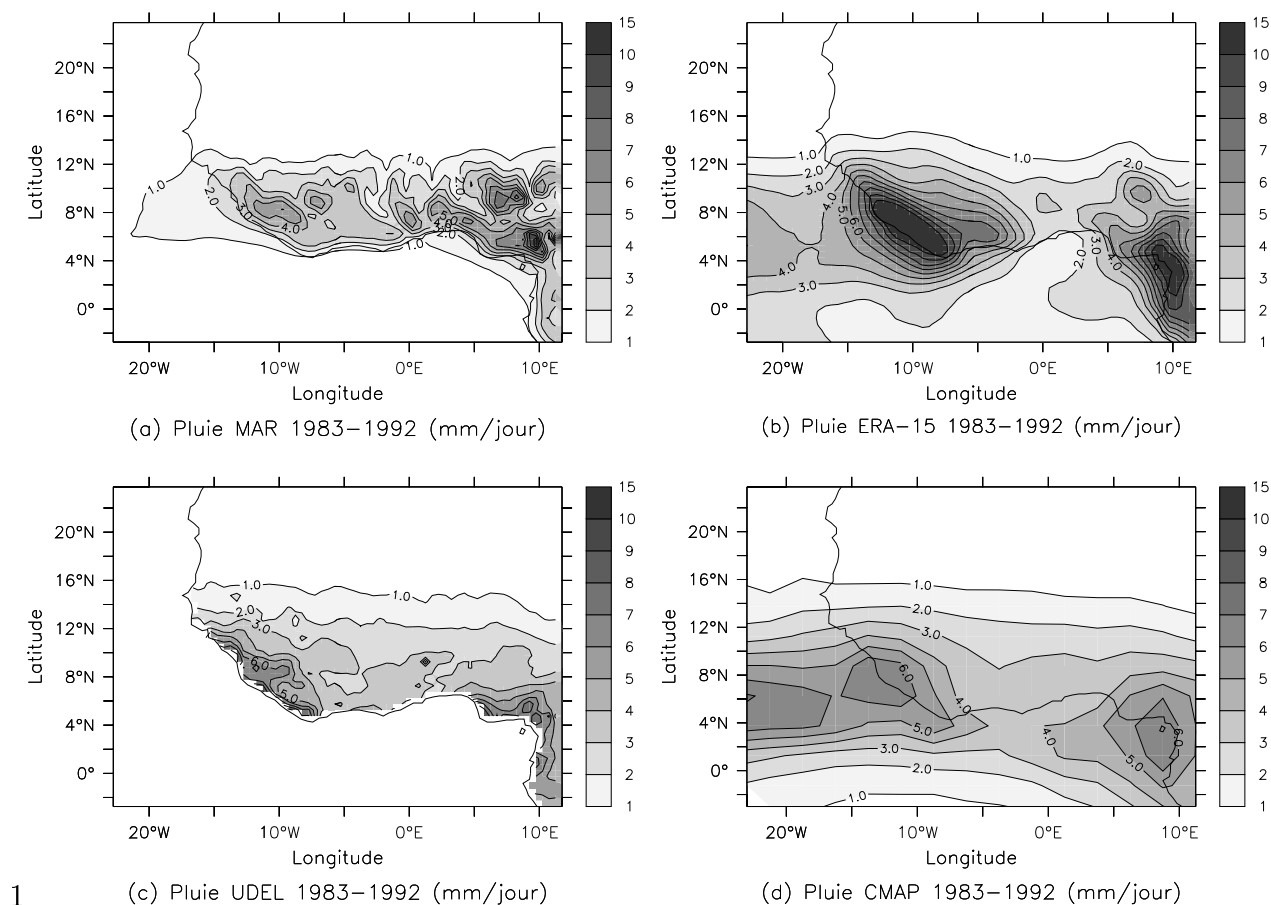


FIG. 3.3 – Pluie moyenne (en mm/jour) simulé par le modèle MAR pour les années 1983 à 1992.

précipitations sont surestimées sur les reliefs et particulièrement sur le Fouta-Djallon au sud du Sénégal. Ce défaut est absent de la simulation MAR, au contraire il semble que les pluies soit légèrement sous-estimées dans cette région. Il faut rappeler ici que les précipitations dans ERA-15 ne sont pas une analyses mais prédites (à la différence de grandeurs comme la vitesse du vent ou la température) et dépendent donc grandement des paramétrisations utilisées (notamment en ce qui concerne la partie convective). Comme les précipitations sont le résultats de processus non-linéaires, il y souvent une amplification des erreurs contenues dans les champs amonts (par exemple les champs d'humidités). De plus ces champs amonts sont analysés mais pas forcément cohérents entre eux, ces incohérences se traduisant souvent au sein des précipitations prédites (problèmes de “spin-up”) (Stendel et Arpe 1997; Trenberth *et al.* 2001).

3.3.2 Cycle saisonnier

Nous présentons sur les figures 3.4 à 3.7 le cycle saisonnier moyen des précipitations reproduit par les climatologies UDEL et CMAP, le modèle MAR et les réanalyses ERA-

15. Dans les observations (figures 3.4 et 3.5), nous pouvons constater que les premières précipitations significatives se font sentir en février et mars sur la côte guinéenne (autour de 5°N). D'avril à mai les fortes pluies sont principalement concentrées sur la côte même si une hausse des précipitations se fait également ressentir plus dans les terres (vers 10°N). En juin la zone de forte pluie progresse rapidement vers l'intérieur des terres (vers $10\text{-}12^{\circ}\text{N}$) et reste quasi-stationnaire à cette latitude durant les mois de juillet et août. Sur les côtes la précipitation diminue, c'est la petite saison sèche. Ce phénomène de passage assez brusque de la zone de fortes précipitations des côtes vers l'intérieur des terres est appelé le saut de mousson (Sultan et Janicot 2000). Enfin de septembre à novembre, la zone de pluie se retire progressivement vers le Sud.

Ce mouvement général de la mousson ouest-africaine est globalement bien reproduit par le modèle MAR avec une première saison des pluies en mars-mai sur les côtes (cf. figure 3.6). Cependant nous constatons également que les pluies en début de saison sont globalement sous-estimées en zone soudanienne et sahélienne (l'isohyète $1\text{mm}/\text{jour}$ est situé vers 10°N - 11°N en avril contre 13°N - 14°N dans les observations). Le MAR reproduit également de manière assez satisfaisante le saut de mousson avec un déplacement de la zone de forte pluie depuis les côtes du golfe de guinée en mai-juin vers 10°N en juillet-août. La petite saison sèche sur les côtes est également relativement bien marquée en juillet-août. La phase de retrait en septembre-novembre est également reproduite par le MAR, même si les quantités de pluies simulées sont excédentaires par rapport aux observations. De manière générale, les quantités mensuelles de pluies simulées par le MAR sont assez proches de celles observées, avec cependant une exagération assez prononcée sur le plateau de Joss au cours des mois de juin à septembre. La variabilité spatiale des précipitations est plus marquée dans le MAR que dans les observations, avec une répartition longitudinale des pluies moins homogène.

En ce qui concerne les réanalyses ERA-15 (voir figure 3.7), un des premiers éléments marquants est la présence de pluies relativement importantes sur les reliefs du Fouta-Djallon et des monts Cameroun tout au long de l'année. Cet excès de pluie dans les réanalyses est connu et a été mis en évidence par les travaux de Stendel et Arpe (1997) lors de l'évaluation du cycle hydrologique des réanalyses ERA-15. La progression de la zone de pluie est bien reproduite même si on peut également constater un déficit pluviométrique en zone sahélienne (l'isohyète $1\text{ mm}/\text{jour}$ ne dépasse pas 16°N contre 18°N dans les observations). De plus le déplacement de la zone de forte pluie vers l'intérieur des terres au mois de juin-juillet n'est pas significatif, avec une zone de pluie maximale qui reste fixée autour de 8°N .

Nous présentons sur la figure 3.8 le cycle saisonnier moyen de 1983 à 1992 pour la simulation MAR, les réanalyses ERA-15 et les observations UDEL et IRD. Les données ont été moyennées entre 10°O et 10°E et pour divers zones climatiques de l'Afrique de l'Ouest : la zone guinéenne (entre 4 et 8°N), la zone soudanienne (entre 8 et 12°N), la zone sahélienne (entre 12 et 16°N) et la zone sahel-saharienne (entre 16 et 18°N). Cela permet d'avoir une

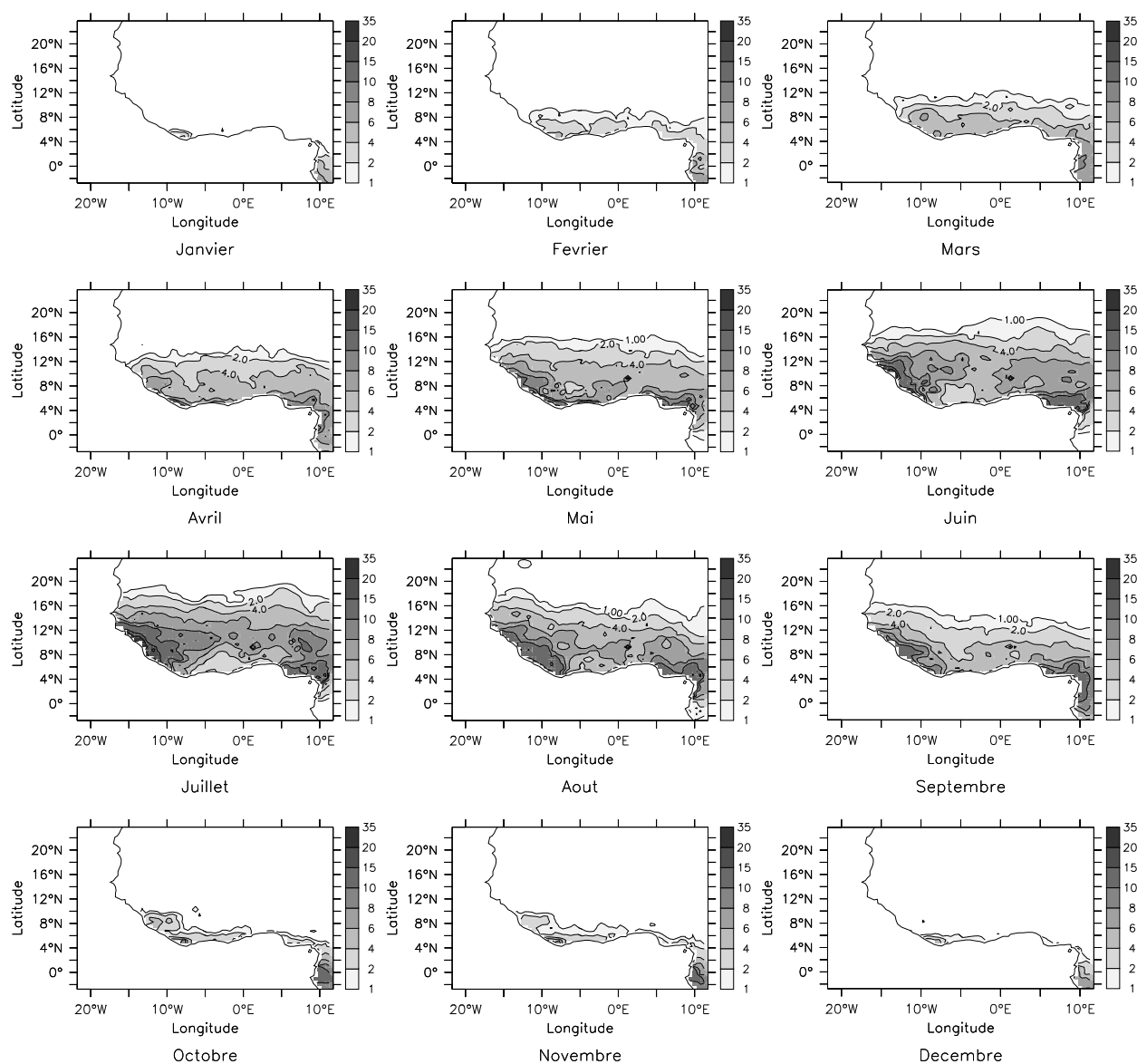


FIG. 3.4 – Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/jour) pour les années 1983 à 1992, climatologie UDEL

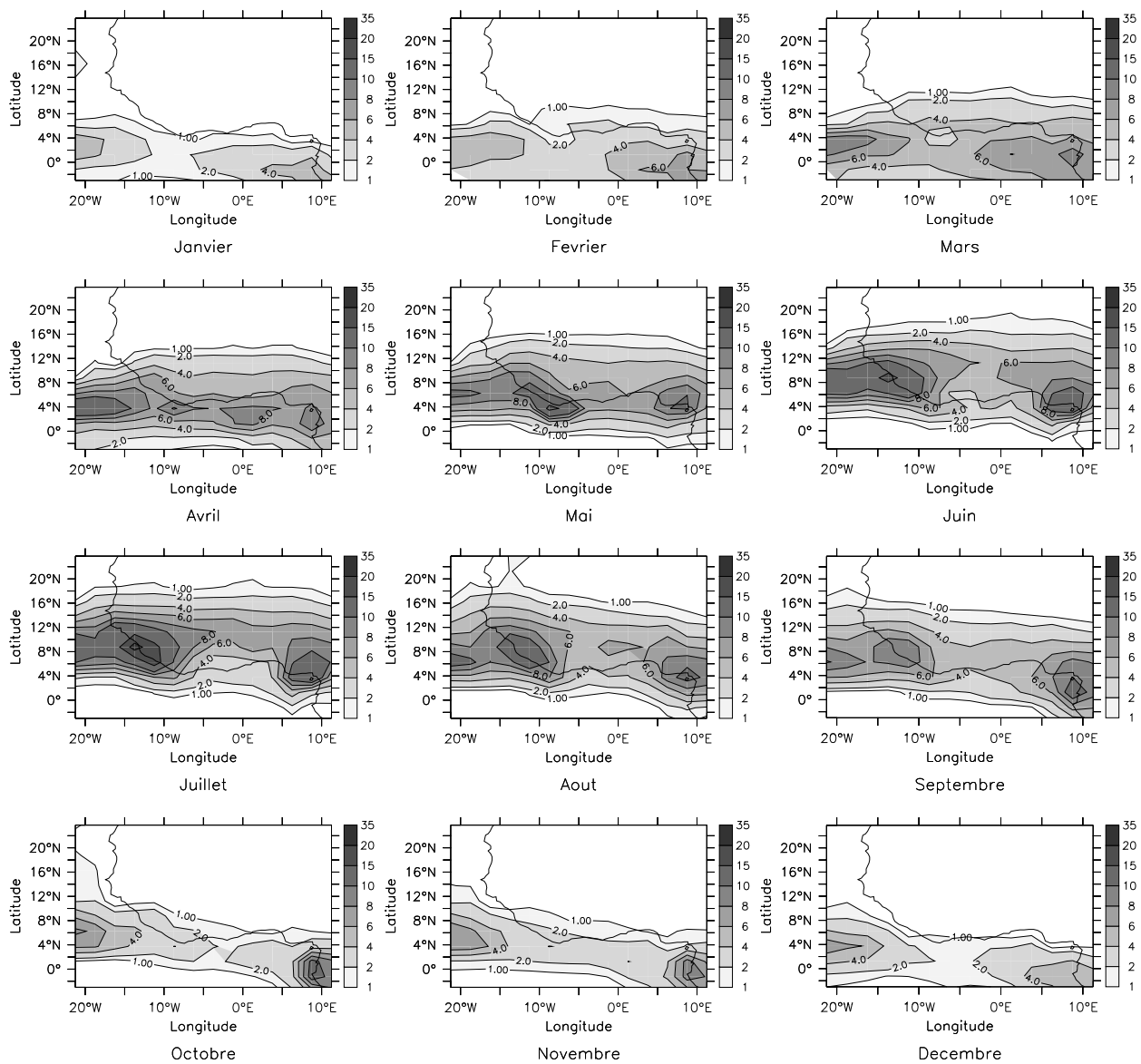


FIG. 3.5 – Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/jour) pour les années 1983 à 1992, climatologie CMAP

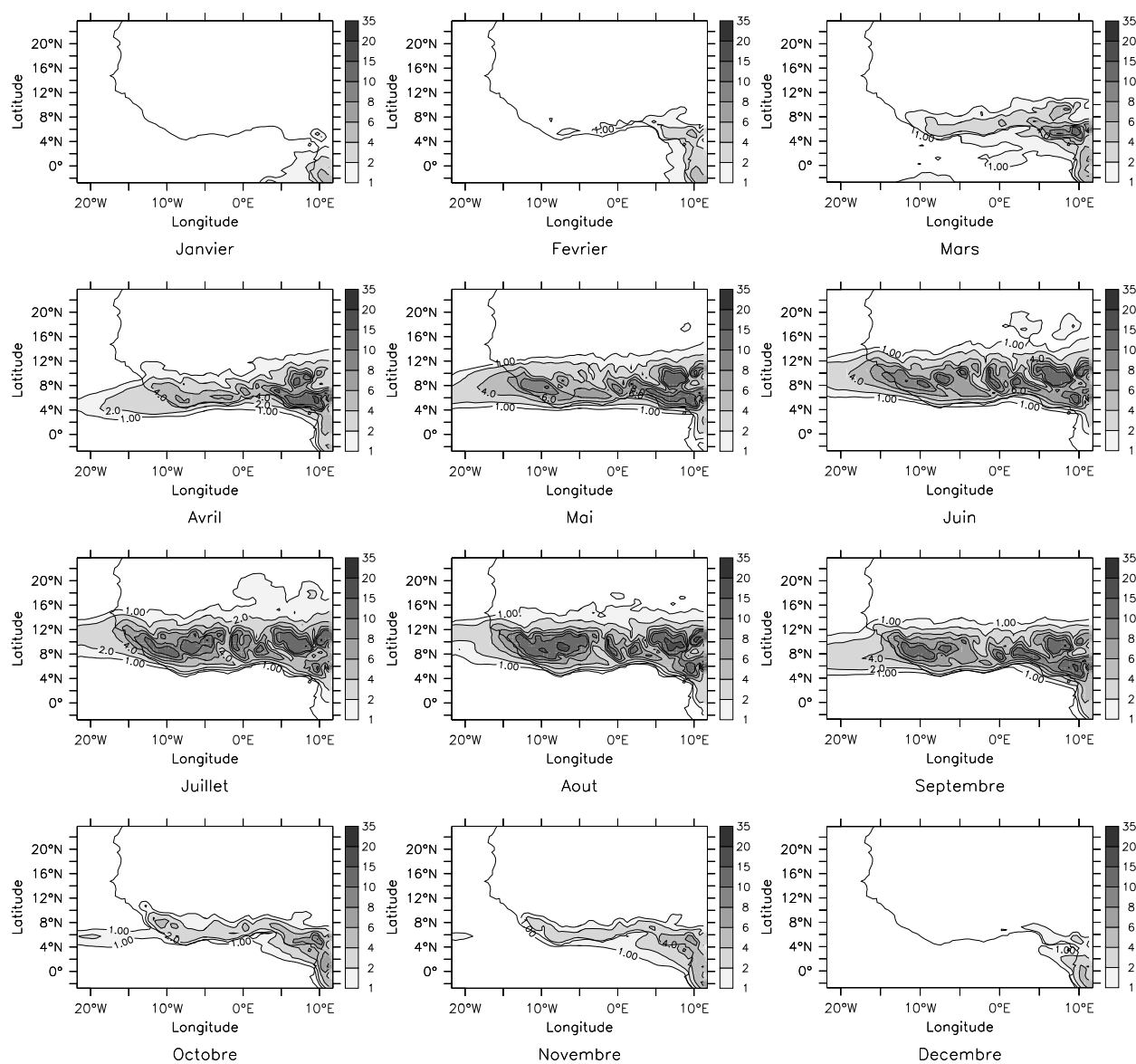


FIG. 3.6 – Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/jour) simulé par le MAR pour les années 1983 à 1992.

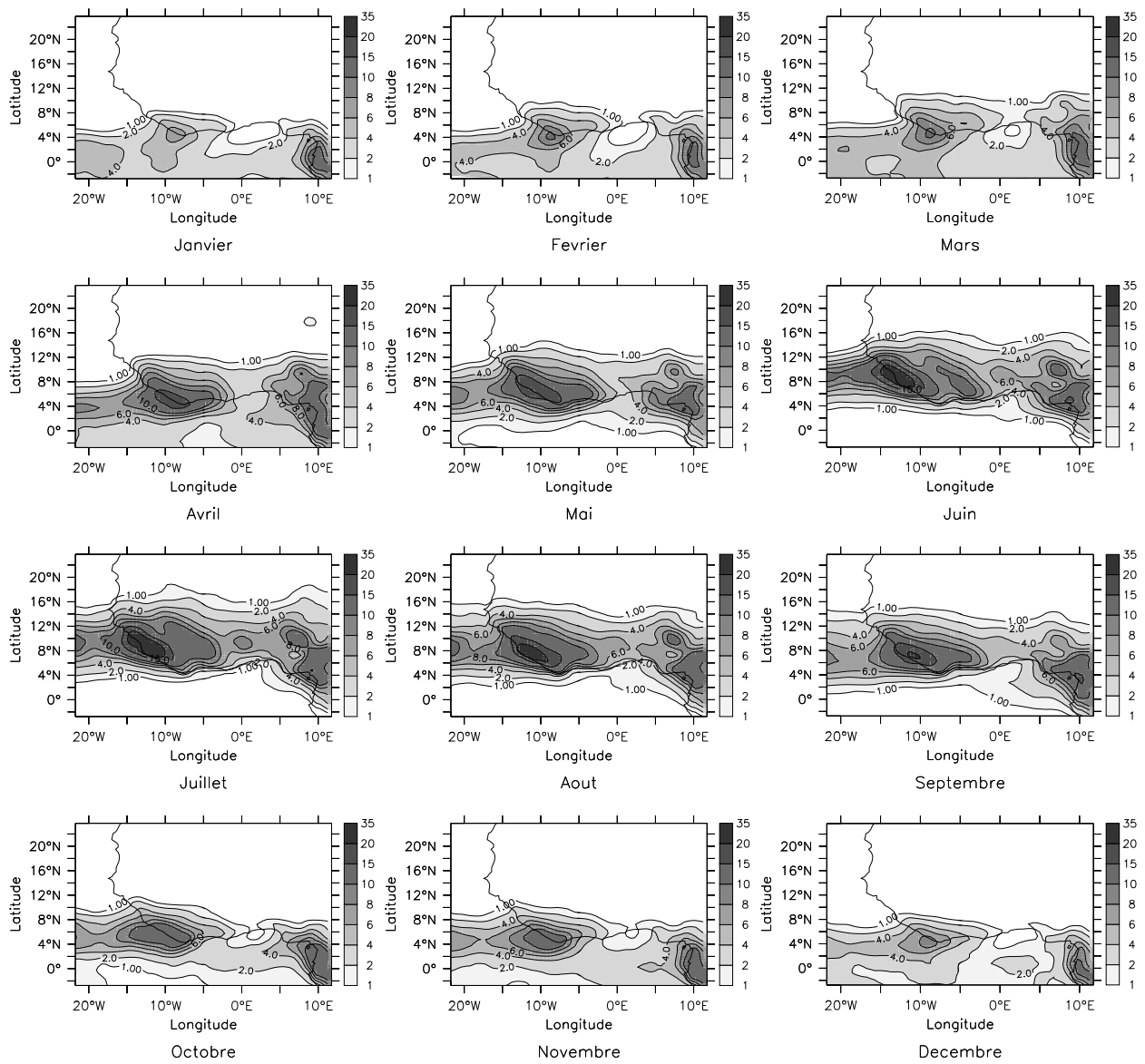


FIG. 3.7 – Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/jour) pour les années 1983 à 1992, réanalyses ERA-15.

vision plus globale de la cohérence temporelle des précipitations simulées par le MAR et de voir quels sont les apports éventuels par rapport aux réanalyses ERA-15.

Zone guinéenne

Nous constatons sur la figure 3.8-a que le MAR reproduit un cycle saisonnier tout à fait réaliste en zone guinéenne. En effet nous retrouvons bien deux maxima de pluies lors de la phase de montée et de descente de la mousson africaine avec une diminution des précipitations durant les mois de juin à août. Cependant il existe un décalage du second pic de pluie de près d'un mois (septembre pour le MAR contre août pour les observations). Les pluies durant la phase de retrait sont sur-estimées comme nous l'avons souligné précédemment. Les réanalyses ERA-15 montrent un biais positif systématique assez prononcé et une petite saison sèche peu marquée.

Zone soudanienne

Là encore le cycle saisonnier simulé par le MAR est relativement satisfaisant (voir figure 3.8-b), avec des cumuls mensuels de pluie tout à fait réalistes. Comme pour la zone guinéenne, nous constatons un décalage d'un mois du maximum de pluie et une sur-estimation lors de la phase de retrait. De plus les pluies sont légèrement déficitaires lors de la phase de montée (mois de février à avril). Les réanalyses ERA-15 reproduisent aussi un cycle saisonnier satisfaisant et plutôt meilleur que celui du MAR. Le biais sec est réduit durant la phase de montée et le maximum de pluie est atteint en août, en accord avec les observations.

Zones sahélienne et sahel-saharienne

Nous montrons sur les figures 3.8 (c) et (d) les cycles saisonniers simulés et observés en zone sahélienne et sahel-saharienne. Nous constatons un important biais sec à la fois dans les réanalyses ERA-15 et la simulation MAR (biais encore plus accentué dans le cas de la simulation MAR). Une analyse de la dynamique simulée par le MAR (cf. section 3.4) a mis évidence le fait que celui-ci simule une dépression thermique saharienne située trop au sud, ce qui peut limiter la progression méridienne du flux de mousson et donc expliquer en partie le biais sec en zone sahélienne. Un autre élément d'explication peut se trouver dans la paramétrisation de la convection utilisée. En effet celle-ci ne permet pas de représenter correctement les systèmes convectifs de méso-échelle. Or Mathon *et al.* (2002) ont montré que ces systèmes étaient responsables de près de 90 % des précipitations en zone sahélienne lors de la phase intense de la mousson (en juillet et août). Ces systèmes ont une durée de vie de plusieurs heures et se déplacent sur des distances considérables. Dans le cas du MAR, la convection est plus un phénomène local, en réponse aux fluctuations des conditions

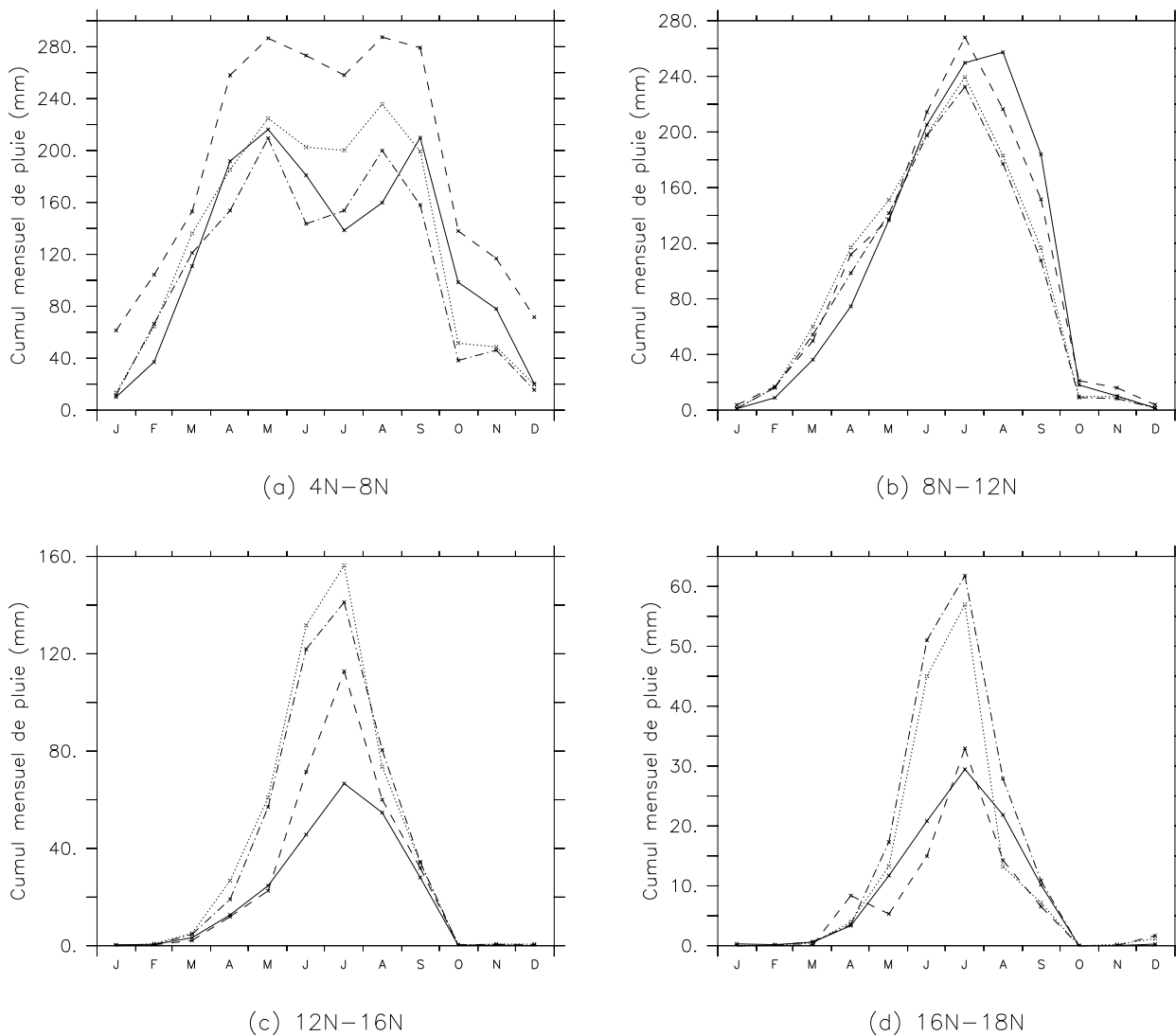


FIG. 3.8 – Cycle saisonnier moyen 1983-1992 (mm/mois), moyenne spatiale entre 10°O et 10°E pour les zones : a - guinéenne (4°N - 8°N), b - soudanienne (8°N - 12°N), c - sahélienne (12°N - 16°N), d - sahélo-saharienne (16°N - 20°N). Les résultats de la simulation MAR sont en trait continu, les réanalyses ERA-15 en trait discontinu, la climatologie UDEL en trait pointillés et la climatologie IRD en trait d'axe.

dynamiques et thermodynamiques de méso-échelle. Il est possible que ces seuls phénomènes locaux ne soient pas suffisant pour générer une pluviométrie comparable à celle issue des systèmes convectifs de méso-échelle.

3.3.3 Le régime pluviométrique au pas de temps journalier

Afin de mieux caractériser le régime pluviométrique simulé par le MAR, nous procédons à une étude au pas de temps journalier. Cela permet de mettre en évidence l'origine des défauts de la simulation MAR, et, dans les zones où le modèle arrive à bien représenter la pluie moyenne, à cerner quelles sont les principales différences entre le régime pluviométrique simulé et celui observé. En effet si dans de nombreuses études climatiques faites avec des MCGA, la comparaison entre simulation et observations est faite à l'échelle de la saison (typiquement avec la comparaison des cumuls juillet-août-septembre), en ce qui concerne les problèmes hydrologiques (études du ruissellement, de la recharge des nappes ...) il est nécessaire de travailler à des échelles temporelles beaucoup plus fines.

Pour cela nous étudions les caractéristiques des pluies journalières simulées et observées pour trois zones climatiques caractéristiques du climat de l'Afrique de l'Ouest et du comportement du MAR :

- La zone guinéenne : entre 9°O et 4°E et entre 4.5°N et 8°N.
- La zone soudanienne : entre 9°O et 4°E et entre 8°N et 12°N.
- La zone sahélienne : entre 9°O et 4°E et entre 12°N et 16°N.

Ces zones sont différentes de celles utilisées précédemment, du fait de la couverture spatiale des données IRD (avec peu ou pas de données sur le Nigéria entre 4 et 10°E). Les seules données d'observation au pas de temps journalier étant celles de l'IRD, notre étude se limitera aux années 1983 à 1990. Cependant nous estimons disposer d'une série suffisamment longue pour discerner les principales différences entre les observations et la simulation MAR. Comme les différents jeux de données ne sont pas disponibles partout, nous ne considérons que les points de grille présents à la fois dans les données IRD et la simulation MAR. Au préalable toutes les données ont été ramenées sur la grille commune du MAR.

Détermination de la durée de la saison des pluies

La mousson ouest africaine ayant un signal saisonnier fortement marqué, il est judicieux de distinguer la période de la saison des pluies du reste de l'année. En effet si on s'intéresse à la proportion de jours de pluie au cours d'une année, ce nombre a deux composantes bien distinctes : l'une est la signature de la période sèche entre chaque saison des pluies et l'autre représente l'intermittence temporelle de la pluie durant la saison des pluies. Pour des raisons de simplicité, nous avons défini la période de la saison des pluies comme l'intervalle

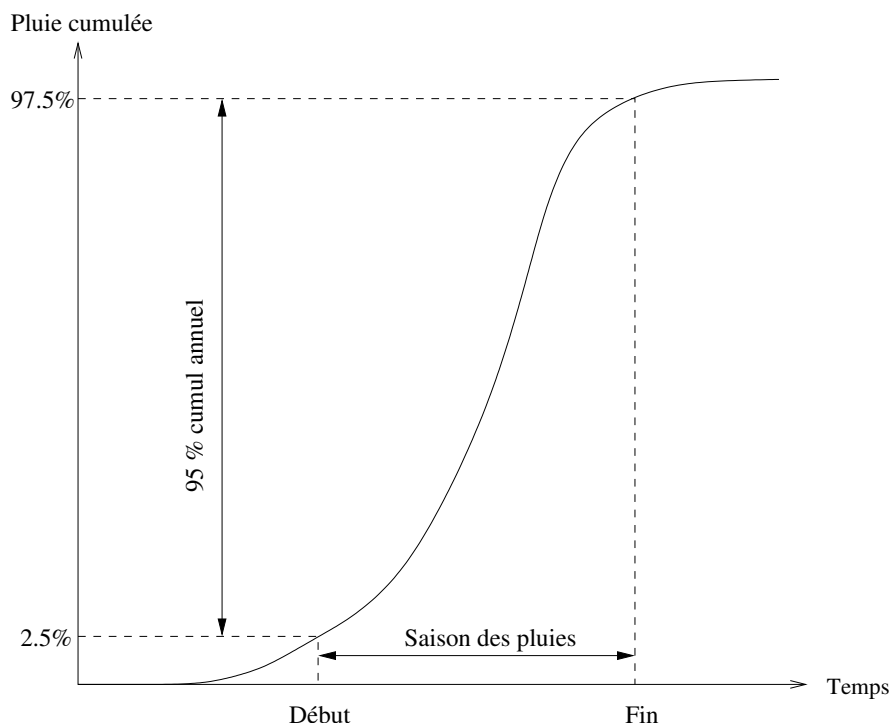


FIG. 3.9 – Détermination de la durée de la saison des pluies. Celle-ci se fait à partir de la courbe de précipitation annuelle cumulée sur la zone considérée. Le début et la fin de la saison des pluies sont définis comme le jour de l'année où l'on atteint respectivement 2.5 % et 97.5 % de la pluie annuelle.

de temps durant lequel tombe 95 % de la pluviométrie. Cette définition semble globalement satisfaisante en zone sahélienne, Lebel *et al.* (1997) ont en effet montré lors de l'expérience Hapex-Sahel au Niger que près de 95 % de la pluviométrie est confiné à la période allant du 1^{er} mai au 30 septembre. Un défaut de cette méthode de détermination de la longueur de la saison des pluies est qu'elle est relativement sensible à l'occurrence de forts événements pluvieux isolés en début ou fin d'année. Afin de limiter ce problème, la durée de la saison des pluies n'est pas calculée pour chaque point de grille mais pour la pluie moyenne sur la zone. Des méthodes plus sophistiquées existent, basées sur des considérations dynamiques (Sultan et Janicot 2003) ou à visée agronomique (Ati *et al.* 2002). La détermination de la longueur de la saison des pluies n'étant pas le sujet principal de notre étude, nous nous sommes volontairement limité à un critère simple et facile à mettre en oeuvre.

Nous présentons dans le tableau 3.1 les caractéristiques de la saison des pluies pour la données IRD et la simulation MAR de 1983 à 1990. Nous retrouvons bien le mouvement saisonnier de la mousson ouest-africaine avec un début de saison des pluies plus tardif et une fin plus précoce lorsque l'on passe des zones guinéenne à sahélienne. Nous pouvons constater que le MAR présente un retard de 20 à 30 jours en ce qui concerne le démarrage de la saison de pluies en zones guinéenne et soudanienne. Il est possible d'expliquer une partie de ce retard par la non-simulation de fortes pluies dans ces régions lors des mois de février et mars, pluies qui sont présentes dans les données d'observations. Cependant l'examen des séries

	Guinée		Soudan		Sahel	
	IRD	MAR	IRD	MAR	IRD	MAR
Début	20/02 ±11	19/03 ±18	21/03 ±9	13/04 ±16	14/05±12	04/05 ±8
Fin	23/11 ±19	25/11 ±9	21/10 ±11	28/10 ±7	02/10 ±5	06/10 ±4
Durée (jrs)	277 ±19	251 ±23	215 ±8	198 ±22	141 ±11	154 ±10

TAB. 3.1 – Caractéristiques de la saison des pluies dans les données IRD et la simulation MAR pour les années 1983 à 1990.

chronologiques de précipitation dans ces régions laisse penser que le retard au démarrage du MAR est suffisamment prononcé pour ne pas être seulement attribuable à un artefact de notre méthode de détermination de la durée de la saison des pluies. En zone sahélienne l'accord entre le modèle et les observations est satisfaisant (même si nous voyons que la saison des pluies est légèrement plus étendue dans le modèle que dans les observations). Un autre point satisfaisant est que le modèle simule correctement la fin de la saison des pluies et ce pour les trois zones considérées.

Une fois la longueur de la saison des pluies déterminée, nous pouvons analyser les caractéristiques de la pluie journalière au sein de cette période pour les différentes zones climatiques définies précédemment.

Zone guinéenne

Nous présentons dans le tableau 3.2 la distribution des pluies journalières en zone guinéenne en fonctions de différentes classes de pluie. Un point important à souligner est que les résultats que nous présentons dans ce tableau sont les valeurs moyennes sur la zone des caractéristiques des pluies journalières calculées au niveau de la maille du MAR. Cela est différent des caractéristiques de la pluie moyenne sur la zone, notamment au niveau de la fraction de jours de pluie nulle. En effet le fait de moyennner spatialement a tendance à atténuer les extrêmes, i.e. les pluies nulles et les pluies très fortes.

Une première remarque est que le MAR a tendance à simuler trop de jours de pluies. En effet dans le cas du MAR la fraction de pluie nulle est de 5 % contre 31 % dans les observations IRD. Il est possible qu'une partie de cette différence soit due à un effet d'échantillonnage dans les données IRD. En effet celles-ci sont des données ponctuelles, ce qui a pour effet d'augmenter la probabilité de pluie nulle par rapport aux sorties d'un modèle, qui sont des données valables à l'échelle de la maille. D'ailleurs on constate que si on considère les pluies faibles et nulles (i.e. celles inférieures à 1 mm), la proportion simulée par le MAR est plus proche de celle des observations IRD (33 % contre 54%). Cependant il semble tout de même que le modèle MAR sous-estime l'intermittence temporelle des précipitations au cours de la saison des pluies en zone guinéenne.

Classe de pluie (mm/jour)	0	<1	1-10	10-20	>20
Nombre de jours - IRD (% saison)	30.6	23.5	30.7	9	6.2
Cumul de pluie associé - IRD (mm)	0	19	344.5	349.6	564.6
Cumul de pluie associé - IRD (%)	0	1.5	27	27.4	44.2
Pluie moyenne IRD (mm/jour)	0	0.3	4.1	14	32.7
Nombre de jours - MAR (% saison)	4.6	28.7	49.9	13.9	2.8
Cumul de pluie associé - MAR (mm)	0	26.2	583.7	478.4	189.3
Cumul de pluie associé - MAR (%)	0	2.0	45.7	37.4	14.8
Pluie moyenne MAR (mm/jour)	0	0.4	4.6	13.7	26.5
Biais MAR-IRD (mm)	0	+7.2	+239.1	+128.9	-375.4
Biais MAR-IRD (%)	0	+38	+69	+37	-66

TAB. 3.2 – Distribution des pluies journalières MAR et IRD de 1983 à 1990 pour la zone guinéenne (10°O-10°E/4°N-8°N) . La première classe correspond aux pluies nulles et la seconde aux pluies non nulles inférieures à 1 mm.

Une autre différence entre la simulation MAR et les observations IRD réside dans l'exagération du nombre de pluies moyennes (entre 1 et 20 mm/jour) au détriment des fortes pluies (supérieures à 20 mm/jour). Cependant en termes de cumul, les différences entre ces deux classes se compensent presque intégralement (avec un excédent de 368 mm/an pour les pluies comprises entre 1 et 20 mm/jour et un déficit de 375 mm/an pour les pluies supérieures à 20 mm/jour). Il est intéressant de voir que nous avons ici l'exemple d'un régime pluviométrique simulé qui, en moyenne sur la saison, est relativement satisfaisant (avec un cumul saisonnier moyen de 1278 mm à la fois dans le MAR et les données IRD), mais qui à l'échelle journalière est très différent de celui observé. En effet nous voyons que dans le cas des données IRD, les pluies supérieures à 20 mm/jour apportent près de 44 % du cumul saisonnier (alors qu'elles ne représentent que 6 % du nombre de jours). Dans le cas du MAR la distribution des pluies semble décalée vers les faibles valeurs, la classe dominante étant celle des pluies comprises entre 1 et 10 mm/jour (qui représentent 46 % du cumul). Il faut également noter que le MAR semble sous-estimer l'intensité des fortes pluies (supérieures à 20 mm) avec une pluie moyenne simulée de 26.5 mm/jour contre 32.7 mm/jour dans les données IRD. Cependant une partie de cette différence peut venir de la différence de nature entre les données IRD (spatialisées sur la maille mais issues de valeurs ponctuelles) et les sorties du MAR (valeurs surfaciques).

L'analyse des séries chronologiques des pluies journalières MAR et IRD moyennées sur la zone (voir figure 3.10 où nous montrons comme exemple l'année 1988) peut permettre de mieux comprendre ce résultat. Nous constatons en effet que la pluie observée IRD présente un aspect beaucoup plus "haché" que celle simulée par le MAR, avec une succession de fortes pluies (supérieures à 10 mm) suivies de faibles pluies. Dans le cas de la simulation MAR, la variabilité inter-journalière de la pluie est beaucoup plus faible. L'écart-moyen de pluviométrie pour cette année 1988 entre deux jours consécutifs vaut 3.2 mm pour les données

IRD contre 1.4 mm pour la simulation MAR. Cela indique que le MAR a tendance à simuler une pluie moyennement forte tous les jours, alors que les observations indiquent plutôt une pluie forte tous les deux-trois jours séparées par des journées faiblement pluvieuses.

Cela questionne la validité de la paramétrisation de la convection utilisée dans le modèle. Au vu de ces résultats il semblerait en effet que le déclenchement de la convection soit trop fréquent dans cette région, avec une pluie moyenne tous les jours. Cela peut empêcher une augmentation de la CAPE¹⁰ sur deux ou trois jours qui permettrait alors le déclenchement d'une convection moins fréquente mais plus intense. Une autre possibilité d'explication concernant la différence observée entre les pluies MAR et IRD peut se trouver dans une mauvaise représentation de l'impact des instabilités inertielles sur le régime pluviométrique. En effet Tomas et Webster (1997) ont montré que la présence d'une zone de vorticité absolue négative juste au nord de l'  quateur sur le Golfe de Guinée lors de l'été boréal est le signe d'une instabilité inertielle de la circulation atmosphérique dans les basses couches. Ces instabilités inertielles ont un temps caractéristique de 2-3 jours et peuvent grandement moduler l'occurrence de la convection profonde.

Zone soudanienne

Nous présentons de la même manière dans le tableau 3.3 la distribution des pluies journalières en zone soudanienne. Nous retrouvons une partie des défauts constatés en zone guinéenne, à savoir une exagération du nombre de jours de pluie et des pluies moyennes (entre 1 et 20 mm/jour) et une sous-estimation de l'impact des fortes pluies (supérieures à 20 mm/jour). Cependant nous voyons que les différences entre les caractéristiques du MAR et celles des pluies IRD sont nettement amoindries. Le biais relatif sur le cumul associé au fortes pluies (> 20 mm/jour) passe de -66 % en zone guinéenne à -40 % en zone soudanienne. Globalement le biais relatif entre le MAR et les données IRD est atténué, et ce pour toutes les classes de pluies. Encore une fois le cumul saisonnier moyen simulé par le MAR est très proche de celui observé (1009 mm simulé contre 1003 mm observé). Nous retrouvons également le fait que l'intensité des forts   v  nements est sous-estimé (26.7 mm/jour contre 30.6 mm/jour).

Nous montrons également sur la figure 3.11 la chronique des pluies journalières MAR et IRD en zone soudanienne pour l'année 1985. L'examen de cette figure montre que même si de manière globale la distribution des pluies journalières MAR est assez satisfaisante, la variabilité inter-journalière simulée par le modèle reste encore assez différente de celle observée dans les données IRD. De même qu'en zone guinéenne, nous retrouvons le fait que la série MAR a un comportement plus "lisse" que les observations IRD. Pour la région

¹⁰Convective Available Potential Energy : il s'agit de la quantité d'énergie de poussée disponible pour l'accélération verticale d'une parcelle d'air. C'est une mesure de l'intensité potentielle de la convection humide profonde.

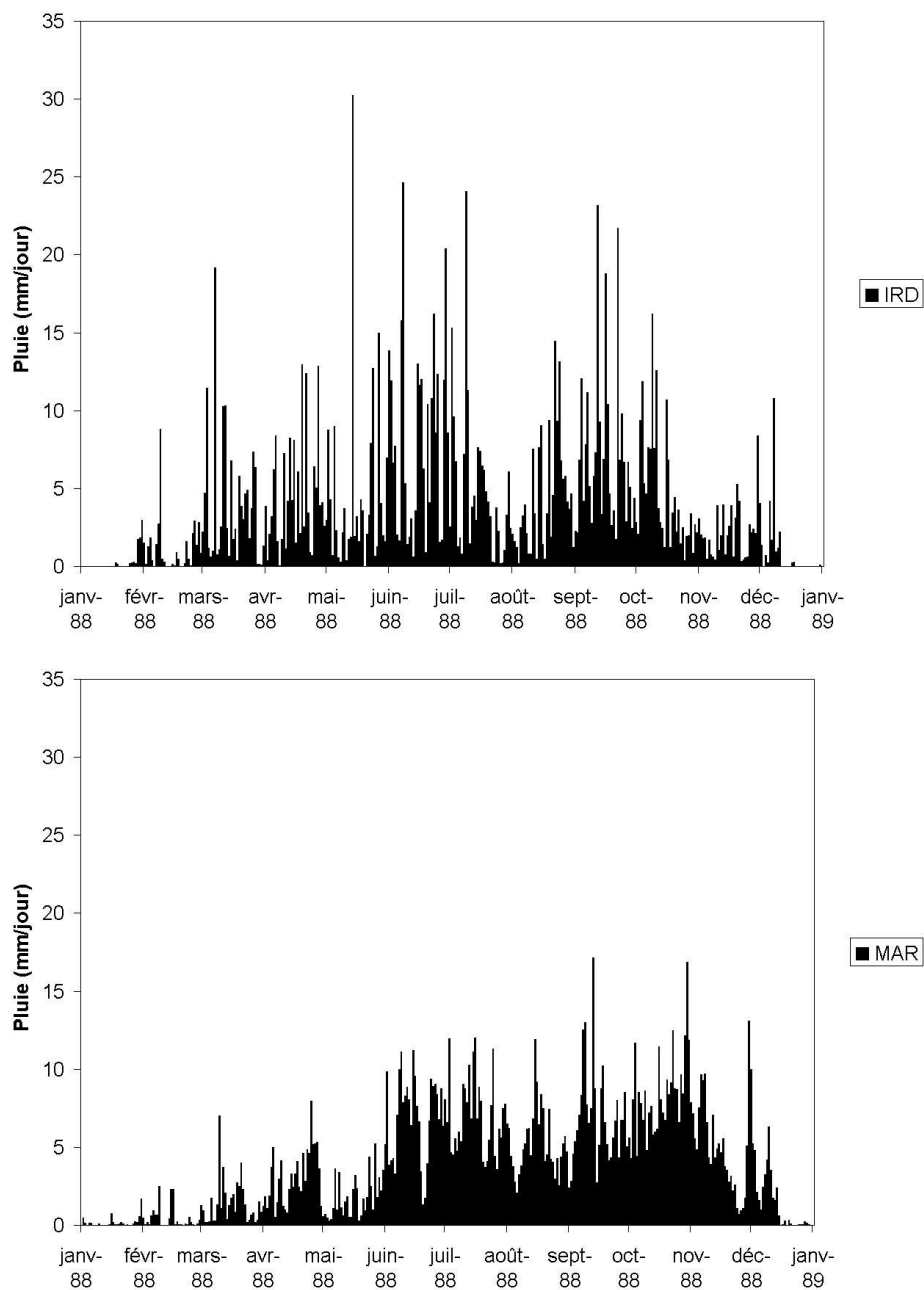


FIG. 3.10 – Pluies journalières IRD (haut) et MAR (bas) sur la zone guinéenne (9°O - 4°E , $4,5^{\circ}\text{N}$ - 8°N) pour l'année 1988.

Classe de pluie (mm/jour)	0	<1	1-10	10-20	>20
Nombre de jours - IRD (% saison)	34.0	19.9	29.9	10.1	6.2
Cumul de pluie associé - IRD (mm)	0	13.4	277.0	307.5	404.9
Cumul de pluie associé - IRD (%)	0	1.3	27.6	30.7	40.4
Pluie moyenne IRD (mm/jour)	0	0.3	4.3	14.2	30.6
Nombre de jours - MAR (% saison)	6.7	36.4	38.3	14.0	4.6
Cumul de pluie associé - MAR (mm)	0	18.4	358.1	390	242.6
Cumul de pluie associé - MAR (%)	0	1.8	35.5	38.6	24
Pluie moyenne MAR (mm/jour)	0	0.3	4.7	14.1	26.7
Biais MAR-IRD (mm)	0	+5	+81.1	+82.4	-162.4
Biais MAR-IRD (%)	0	+37	+29	+27	-40

TAB. 3.3 – Distribution des pluies journalières MAR et IRD de 1983 à 1990 pour la zone soudanienne ($9^{\circ}\text{O}-4^{\circ}\text{E}/8^{\circ}\text{N}-12^{\circ}\text{N}$). La première classe correspond aux pluies nulles et la seconde aux pluies non nulles inférieures à 1 mm.

soudanienne, l'écart-moyen de pluviométrie entre deux jours consécutifs vaut 1.9 mm pour les données IRD contre 0.9 mm pour la simulation MAR (et ce pour une pluie moyenne simulée très proche de celle observée).

Zone sahélienne

La zone sahélienne est celle où les performances du MAR sont les moins bonnes avec un biais sec très marqué. Le cumul annuel moyen simulé vaut 250 mm contre 438 mm dans les observations sur la période 1983-1990. L'analyse des distributions des pluies journalières MAR et IRD (voir le tableau 3.4) permet de mieux caractériser cette déficience du modèle. En effet nous constatons que le modèle simule assez bien le nombre de jours de pluies (avec une proportion de non-pluie de 29 % pour le MAR contre 39 % pour les données IRD). Le biais sec du modèle ne vient donc pas d'une sous-estimation du nombre de jours de pluie mais plutôt de la sous-estimation de la pluie par événement. Le modèle simule près de deux fois plus de pluies inférieures à 1 mm que de pluies supérieures à 1 mm. Pour comparaison le pourcentage est environ le même pour ces deux classes de pluies dans les données IRD (resp. 24 et 26 %). La quasi-totalité du biais sec du MAR est due à une insuffisance des pluies supérieures à 10 mm (avec un déficit de 166.4 mm soit 89 % du biais saisonnier du MAR).

Nous montrons également sur la figure 3.12 la chronique des pluies journalières MAR et IRD en zone sahélienne pour l'année 1989. Nous constatons que les pluies MAR sont clairement sous-estimées, avec un maximum de pluie journalière simulé autour de 8 mm contre près de 15 mm dans les observations. Ainsi il apparaît que le biais sec du MAR en zone sahélienne vient d'une sous-estimation de l'intensité des événements convectifs.

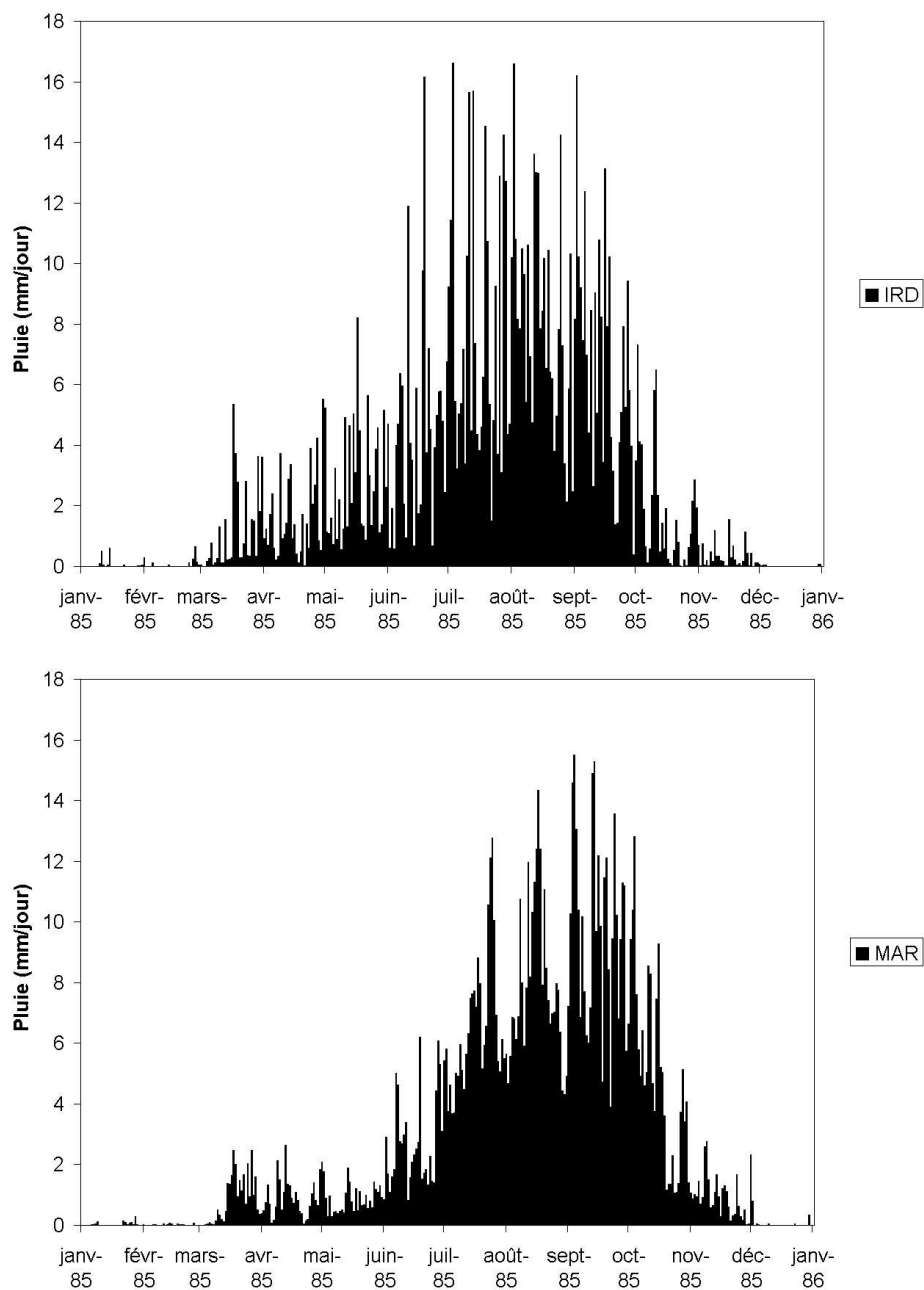


FIG. 3.11 – Pluies journalières IRD (haut) et MAR (bas) sur la zone soudanienne (10°O - 10°E , 8°N - 12°N) pour l'année 1985.

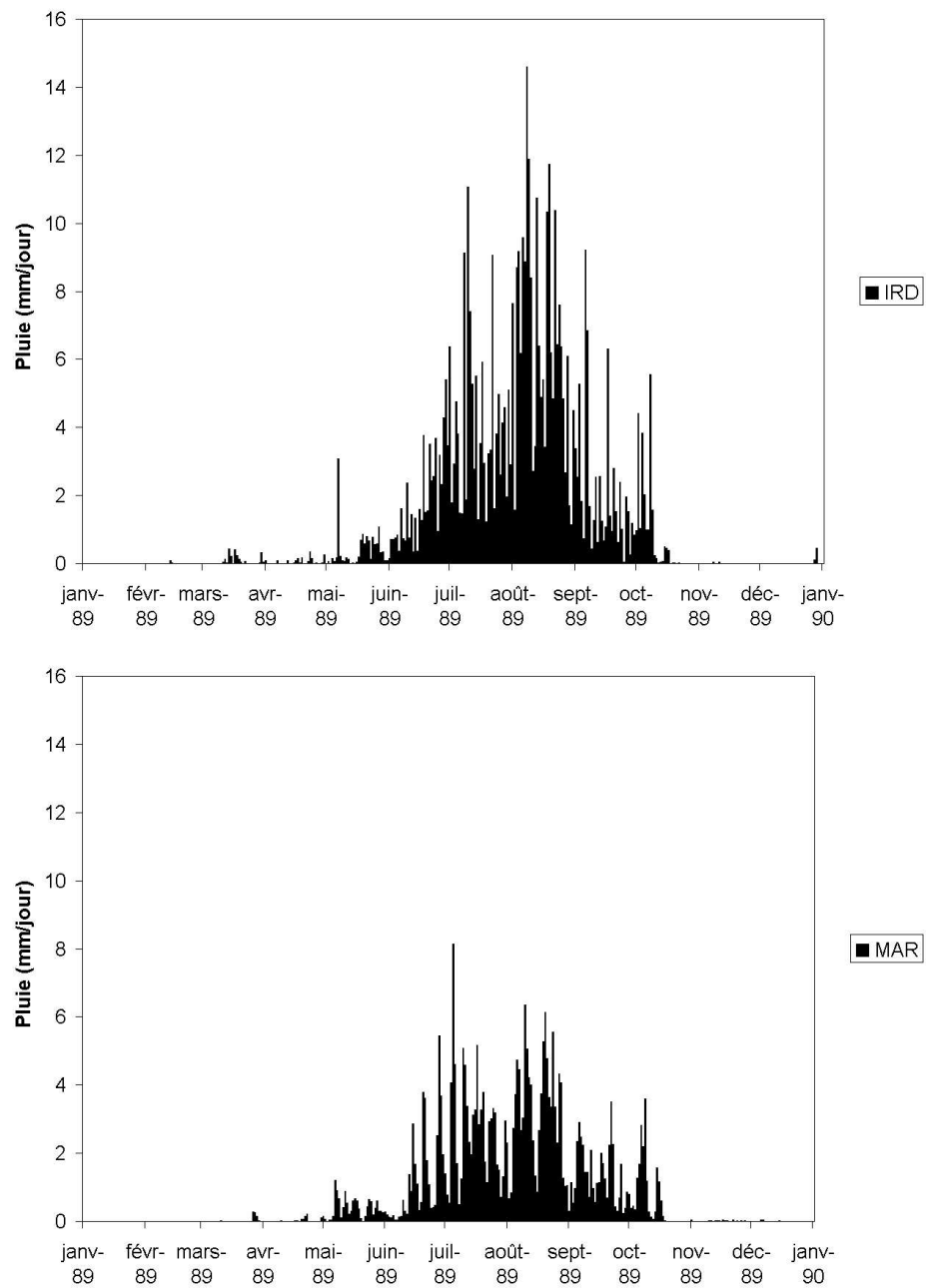


FIG. 3.12 – Pluies journalières IRD (haut) et MAR (bas) sur la zone sahélienne (10°O - 10°E , 12°N - 16°N) pour l'année 1989.

Classe de pluie (mm/jour)	0	<1	1-10	10-20	>20
Nombre de jours - IRD (% saison)	39.3	24.1	26.3	6.7	3.5
Cumul de pluie associé - IRD (mm)	0	9.8	150.2	132.4	145.6
Cumul de pluie associé - IRD (%)	0	2.2	34.3	30.2	33.2
Pluie moyenne IRD (mm/jour)	0	0.3	4.0	14.1	29.3
Nombre de jours - MAR (% saison)	28.5	42.9	24.5	2.8	1.2
Cumul de pluie associé - MAR (mm)	0	16.2	121.9	59.6	52.1
Cumul de pluie associé - MAR (%)	0	6.5	48.8	23.8	20.9
Pluie moyenne MAR (mm/jour)	0	0.2	3.2	13.7	27.3
Biais MAR-IRD (mm)	0	6.4	-28.3	-72.9	-93.5
Biais MAR-IRD (%)	0	+65	-19	-55	-64

TAB. 3.4 – Distribution des pluies journalières MAR et IRD de 1983 à 1990 pour la zone sahélienne (9°O-4°E/12°N-16°N) . La première classe correspond aux pluies nulles et la seconde aux pluie non nulles inférieures à 1 mm.

3.3.4 Variabilité inter-annuelle des précipitations

Si les précipitations en Afrique de l’Ouest sont caractérisées par une variabilité décennale bien marquée, les cumuls de pluie peuvent être également très variables d’une année sur l’autre (Nicholson *et al.* 2000; Le Barbé *et al.* 2002). Du fait de l’importance des ressources agricoles dans ces pays, cette variabilité des précipitations est donc un aléa climatique majeur.

Afin de déterminer si le MAR est capable de reproduire la variabilité inter-annuelle du régime pluviométrique en Afrique de l’Ouest, nous étudions l’évolution des cumuls annuels de précipitations pour les trois zones climatiques caractéristiques de l’Afrique de l’Ouest que nous avons utilisées précédemment, à savoir :

- La zone guinéenne : entre 10°O et 10°E et entre 4°N et 8°N.
- La zone soudanienne : entre 10°O et 10°E et entre 8°N et 12°N.
- La zone sahélienne : entre 10°O et 10°E et entre 12°N et 16°N.

Comme les différents jeux de données ne sont pas disponibles partout nous n’avons moyenné que les points de grille présents à la fois dans les données IRD, la climatologie UDEL, la simulation MAR et les réanalyses ERA-15. Au préalable toutes les données ont été ramenées sur la grille UDEL de résolution 0,5° (en moyennant les valeurs en fonction de la surface de recouvrement entre les grilles de différentes résolution). Les principales caractéristiques de ces différentes séries temporelles sont regroupées dans le tableau 3.5.

Zone guinéenne

Nous montrons sur la figure 3.13 l’évolution du cumul annuel de précipitations de 1983 à 1992 pour la simulation MAR, les réanalyses ERA-15 et les climatologies UDEL et IRD (pour cette dernière les données vont de 1983 à 1990). Nous pouvons constater que, pour la

	zone guinéenne				zone soudanienne				zone sahélienne			
	<i>Moy</i>	<i>Ect</i>	<i>rmse</i>	r^2	<i>Moy</i>	<i>Ect</i>	<i>rmse</i>	r^2	<i>Moy</i>	<i>Ect</i>	<i>rmse</i>	r^2
UDEL	1401	185	0	1	1063	118	0	1	471	71	0	1
IRD	1345	180	45	0,95	1022	104	20	0,97	437	72	21	0,98
MAR	1312	217	252	0,01	1024	111	55	0,63	224	54	230	0,17
ERA	2132	372	875	0,24	1128	175	193	0,14	300	77	173	0,5

TAB. 3.5 – Caractéristiques statistiques des cumuls annuels de précipitation pour les climatologies UDEL et IRD, la simulation MAR et les réanalyses ERA-15 de 1983 à 1992. Les cumuls ont été moyennés entre 10°O et 10°E et entre : 4°N et 8°N (zone guinéenne), 8°N et 12°N (zone soudanienne), 12°N et 16°N (zone sahélienne). Avec *Moy* : moyenne (mm), *Ect* : écart-type (mm), *rmse* : erreur quadratique moyenne (mm), r^2 : coefficient de détermination. La référence pour le calcul des coefficients *rmse* et r^2 est la climatologie UDEL. Il faut noter que les statistiques concernant les données IRD sont effectuées sur les années 1983 à 1990, ce qui explique la différence sur les valeurs moyennes avec les données UDEL

période 1983-1992, le cumul annuel observé de précipitation varie entre 1000 et 1700 mm. Cette gamme de variation est globalement bien reproduite par le MAR. En effet celui-ci simule des cumuls de pluie tout à fait réalistes sur cette région, ce qui n'est pas le cas pour les réanalyses ERA-15, qui présentent un excédent pluviométrique très marqué avec une sur-estimation de l'ordre de 150 % (la pluie moyenne simulée par le MAR vaut 1312 mm, celle des réanalyses ERA-15 vaut 2132 mm alors que les observations indiquent une pluie annuelle de l'ordre de 1350-1400 mm) . Cette sur-estimation des réanalyses semble principalement due à l'exagération très marquée de la zone de forte pluie sur le relief du Fouta-Djallon.

Cependant même si la quantité de pluie simulée par le MAR est réaliste, la variabilité inter-annuelle reproduite par celui-ci est loin d'être satisfaisante. En effet le coefficient de détermination¹¹ entre la série temporelle simulée par le MAR et celle observée n'est que de 0,01 (cf. tableau 3.5). L'année la plus sèche (resp. humide) dans les observations est l'année 1983 (resp. 1991) alors que dans la simulation MAR il s'agit de 1990 (resp. 1986). Les réanalyses ERA-15 captent légèrement mieux la variabilité inter-annuelle, mais pas encore assez précisément (coefficient de détermination de 0,24).

Cette déficience du modèle MAR peut mieux se comprendre si l'on s'intéresse à la structure journalière des précipitations dans cette zone. Nous avons vu (cf. section 3.3.3) que le principal défaut du MAR consiste en une exagération des faibles événements pluvieux et une sous-estimation des forts événements. Il peut être intéressant de voir comment s'exprime la variabilité interannuelle observée au niveau des pluies journalières. Pour cela nous décomposons le cumul annuel IRD suivant plusieurs classes de pluies (les mêmes que celle utilisées dans la section 3.3.3). Ces classes sont les pluies comprises entre 1 et 10 mm, entre 10 et 20 mm et supérieures à 20 mm, qui compte respectivement pour 27, 27,4 et 44 % du cumul annuel.

¹¹Coefficient de détermination : carré du coefficient de corrélation. Mesure la proportion de la variation de la variable Y qui s'explique par les variations de la variable X.

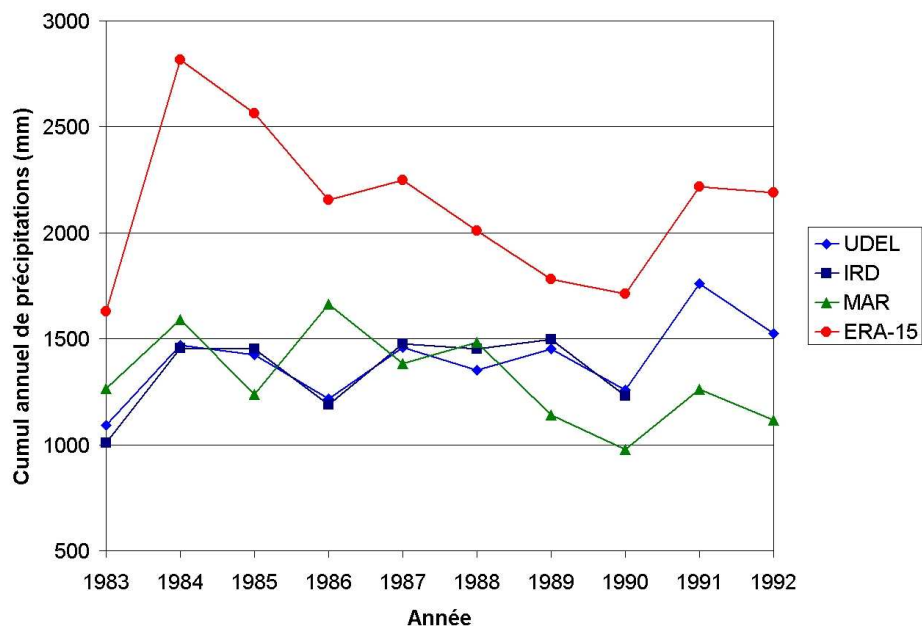


FIG. 3.13 – Évolution temporelle de 1983 à 1992 du cumul annuel de précipitations (mm) en zone guinéenne pour la simulation MAR, les réanalyses ERA-15 et les climatologies UDEL et IRD.

Nous montrons sur la figure 3.14 la variation annuelle du cumul de pluie IRD ainsi que celle des cumuls associés aux différentes classes de pluies. Nous pouvons voir que pour certaines années la variation de cumul pluviométrique se répartit de manière assez homogène (et en rapport avec leur contribution respective au cumul annuel) entre les différentes classes (comme les années 1983, 1984 et 1985). Cependant nous constatons aussi que pour d'autres années la variation de cumul est quasiment entièrement due à la variation de pluviométrie dans la classe des pluies supérieures à 20 mm/jour. C'est notamment le cas pour les années 1986, 1988, 1989 et 1990. Or nous avons vu que ces pluies sont mal simulées par le MAR. Il est intéressant de voir que parmi ces années, trois sont parmi les moins bien simulées par le MAR (1986, 1989 et 1990). Ainsi il semble que la mauvaise représentation de la variabilité interannuelle des précipitations en zone guinéenne par le MAR vient de la mauvaise simulation de forts événements pluvieux qui peuvent expliquer une grande part de la variation pluviométrique d'une année sur l'autre.

Zone soudanienne

Nous présentons de la même manière l'évolution temporelle du cumul annuel de précipitations pour la zone soudanienne sur la figure 3.15. Là encore les quantités de pluie simulées par le MAR sont tout à fait réalistes avec une pluie moyenne simulée de 1024 mm contre 1022 mm pour les données IRD et 1063 pour la climatologie UDEL. Les réanalyses ERA-15

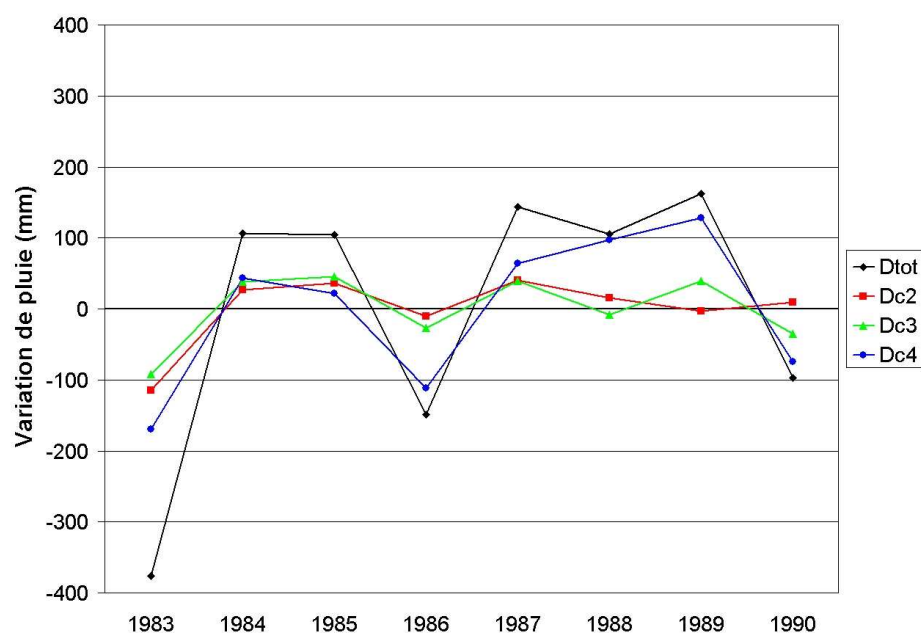


FIG. 3.14 – Variation annuelle du cumul pluviométrique en zone guinéenne, données IRD. Noir avec losanges (Dtot) : variation du cumul annuel de pluie (mm) par rapport à la moyenne sur 83-90. Rouge avec carrés : idem mais pour le cumul associé aux pluies comprises entre 1 et 10 mm/jour. Vert avec triangle (Dc3) : idem mais pour les pluies comprises entre 10 et 20 mm/jour. Bleu avec ronds (Dc4) : idem mais pour le cumul associé au pluie supérieures à 20 mm/jour.

présentent encore une légère sur-estimation des pluies avec une pluie moyenne égale à 1128 mm.

Cependant la variabilité interannuelle simulée par le modèle est cette fois-ci bien plus réaliste que pour la zone guinéenne. Le coefficient de détermination vaut 0,63 et le modèle MAR retrouve bien les deux années extrêmes de la période 1983-1992 avec 1983 comme l'année la plus sèche et 1991 comme l'année la plus humide. Dans les réanalyses ERA-15 l'année la plus humide est 1985 et la plus sèche est 1990. En outre la variabilité interannuelle est exagérée dans les réanalyses ERA avec un écart-type de 175 mm alors qu'il n'est que de 100 à 120 mm pour les données IRD, UDEL et MAR.

En ce qui concerne la simulation MAR, le principal défaut est la simulation des années 1987 et 1988, où le modèle présente une variation inverse de celle observée (avec 1987 plus humide que 1988). Il faut aussi noter la légère sous-estimation des précipitations en 1991 et 1992.

La même étude que celle réalisée en zone guinéenne, sur la variation du cumul pluviométrique suivant les classes de pluie, indique également pour certaines années une contribution importante des pluies supérieures à 20 mm/jour. Nous avons vu qu'en zone soudanienne l'accord entre les structures journalières simulées et observées étaient meilleures. Il semble donc que le fait de représenter à peu près correctement les structures journalières permette

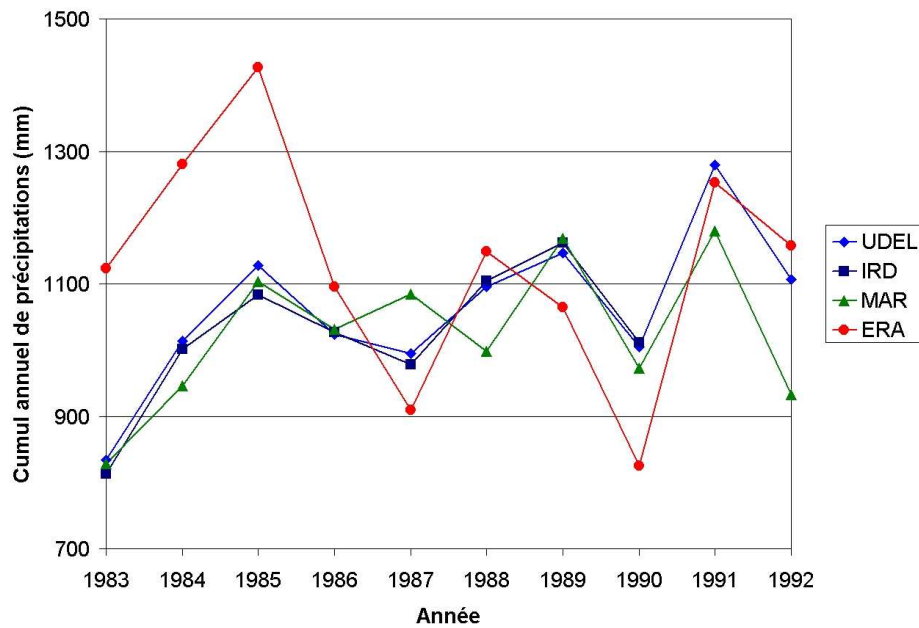


FIG. 3.15 – Évolution temporelle de 1983 à 1992 du cumul annuel de précipitations (mm) en zone soudanienne pour la simulation MAR, les réanalyses ERA-15 et les climatologies UDEL et IRD.

de capturer de manière plus précise les variations interannuelles du régime pluviométrique (avec une meilleure représentation des phénomènes qui ont le plus grand impact sur le cumul annuel total).

Zone sahélienne

Nous présentons sur la figure 3.16 l'évolution temporelle du cumul annuel de précipitations en zone sahélienne. Nous retrouvons le défaut de la simulation MAR, à savoir une sous-estimation systématique des quantités de pluies. La pluie moyenne MAR vaut 220 mm contre 300 mm pour les réanalyses et 450 mm pour les observations UDEL et IRD. De plus le MAR n'arrive pas à reproduire la variabilité inter-annuelle des précipitations, le coefficient de détermination ne valant que 0,14. Sur cette zone sahélienne, les réanalyses ERA-15 se comportent de manière plus satisfaisante. Même si l'on constate également une sous-estimation systématique des précipitations, la variation inter-annuelle des pluies est assez correctement reproduite dans les réanalyses (avec un coefficient de détermination r^2 égal à 0,5).

Ces résultats peuvent être en partie expliqués par la paramétrisation de la convection utilisée dans le MAR. En effet, celle-ci ne permet pas de représenter correctement les systèmes convectifs de méso-échelle (notamment par l'absence de la représentation d'une goutte froide nécessaire au développement de tels systèmes), la convection est donc principalement la réponse locale aux conditions de surfaces et de grande échelle. Or il a été montré qu'en zone sahélienne, la variabilité interannuelle des précipitations est très fortement liée au nombre

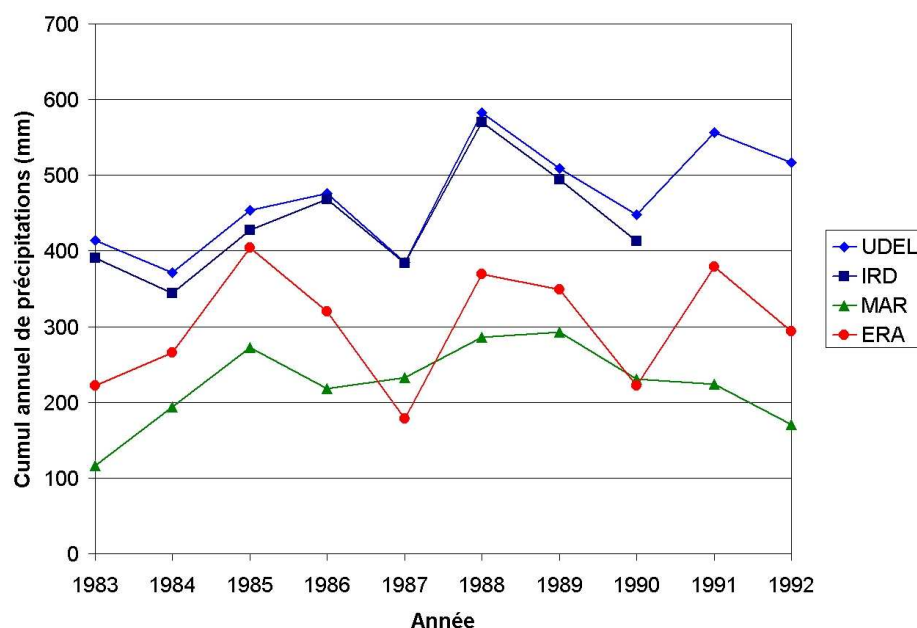


FIG. 3.16 – Évolution temporelle de 1983 à 1992 du cumul annuel de précipitations (mm) en zone sahéenne pour la simulation MAR, les réanalyses ERA-15 et les climatologies UDEL et IRD.

de systèmes convectifs de méso-échelle qui se développent dans la région (Lebel *et al.* 1997; Mathon *et al.* 2002; Lebel *et al.* 2003). Ces phénomènes n'étant correctement représentés dans le MAR, il est donc assez logique que celui-ci ait du mal à capter la variabilité inter-annuelle en zone sahéenne.

Synthèse sur la variabilité inter-annuelle

Ainsi au vu de ces différents résultats, il apparaît que la bonne représentation de la variabilité inter-annuelle par les modèles climatiques n'est pas une chose aisée. Cela a déjà été souligné par Lebel *et al.* (2000) dans une étude de comparaison des sorties du MCGA LMD/6 avec des observations de pluies en zone sahéenne. Il est montré dans cette étude que, à partir de la période sèche à la fin des années 60, le modèle a beaucoup plus de difficulté à capter la variabilité inter-annuelle. Une hypothèse avancée est que le forçage par les températures de surface de l'océan est moins important que lors de la période humide durant les décennies 1950 et 1960, ce qui a tendance à accentuer la variabilité interne du modèle.

Dans le cas du MAR, nous avons montré que les performances de ce dernier variaient grandement avec la zone d'intérêt. Si les résultats en zone guinéenne et sahéenne sont peu satisfaisants, le modèle se comporte de façon relativement correcte en zone soudanienne. Ces résultats semblent liés avec la représentation du régime pluviométrique à plus fine échelle. En effet il est apparu que le modèle capte mieux la variabilité interannuelle là où la structure

des pluies journalières est la mieux reproduite. Cela semble provenir du fait que le MAR est alors plus à même de capturer l'évolution interannuelle des évènements qui ont le plus fort impact sur le cumul annuel de pluie.

3.4 Évaluation de la dynamique

Dans ce paragraphe nous cherchons à estimer le réalisme des circulations atmosphériques simulées par le MAR sur l'Afrique de l'Ouest.

3.4.1 Rappels sur la dynamique de la mousson ouest-africaine

La mousson ouest-africaine (ci-après MOA) s'inscrit dans le cadre d'un système couplé terre-océan-atmosphère. Du fait de la géographie particulière de l'Afrique de l'Ouest et de la distribution zonale des propriétés de la végétation, il est possible de considérer en première approximation la MOA avec une symétrie zonale. La MOA peut être vue comme une circulation thermique directe contrôlée par les gradients méridiens d'énergie statique humide entre le Golfe de Guinée et le continent ouest-africain (Plumb et Hou 1992; Eltahir et Gong 1996) et dépend donc fortement des distributions méridiennes d'humidité et de température.

Lors de l'été boréal (de Juin à Septembre) la dynamique de la MOA est associée à plusieurs courants atmosphériques (voir la figure 3.17). En surface, le flux de mousson (orienté sud-ouest et situé entre 1000 et 800 hPa) est le principal facteur d'advection d'humidité sur le continent. Celui-ci rencontre les masses d'air chaudes et sèches associées au flux d'Harmattan (orienté nord-est et entre 1000 et 800 hPa) au niveau du front intertropical (FIT), qui marque donc la limite de la pénétration de la mousson dans les terres (autour de 18-20°N). En altitude nous retrouvons trois axes de vents forts : le Jet d'Est Africain (JEA, situé autour de 14-16°N et vers 600 hPa), qui est lié à la dépression thermique saharienne (Thorncroft et Blackburn 1999), le Jet d'Est Tropical (JET, situé autour de 10°N et 200 hPa), associé à la mise en place de la mousson indienne, et enfin le Jet d'Ouest Subtropical (JOST, situé entre 25 et 30°N vers 200 hPa).

La convection profonde a lieu au niveau de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et est associée à une circulation méridienne de type Hadley, avec une zone d'ascendance autour de 10°N et deux zones de subsidence autour de 5°S et 30°N. Une zone de convection sèche est également présente au sein de la dépression thermique saharienne (vers 20-25°N et jusqu'à 600 hPa), qui semble pouvoir moduler la circulation de Hadley (Sultan et Janicot 2003).

3.4.2 Analyse de la simulation MAR

Nous présentons sur la figure 3.18 la moyenne zonale (entre 10°O et 10°E) des vents zonaux et méridiens simulés par le MAR pour la période Juillet-Août-Septembre (notée ci-après JAS) moyennés de 1983 à 1992. Nous constatons que le MAR parvient bien à restituer les principales caractéristiques de la dynamique atmosphérique de la MOA. Le positionnement du JEA, du JET et du JOST est globalement satisfaisante et bien en accord avec

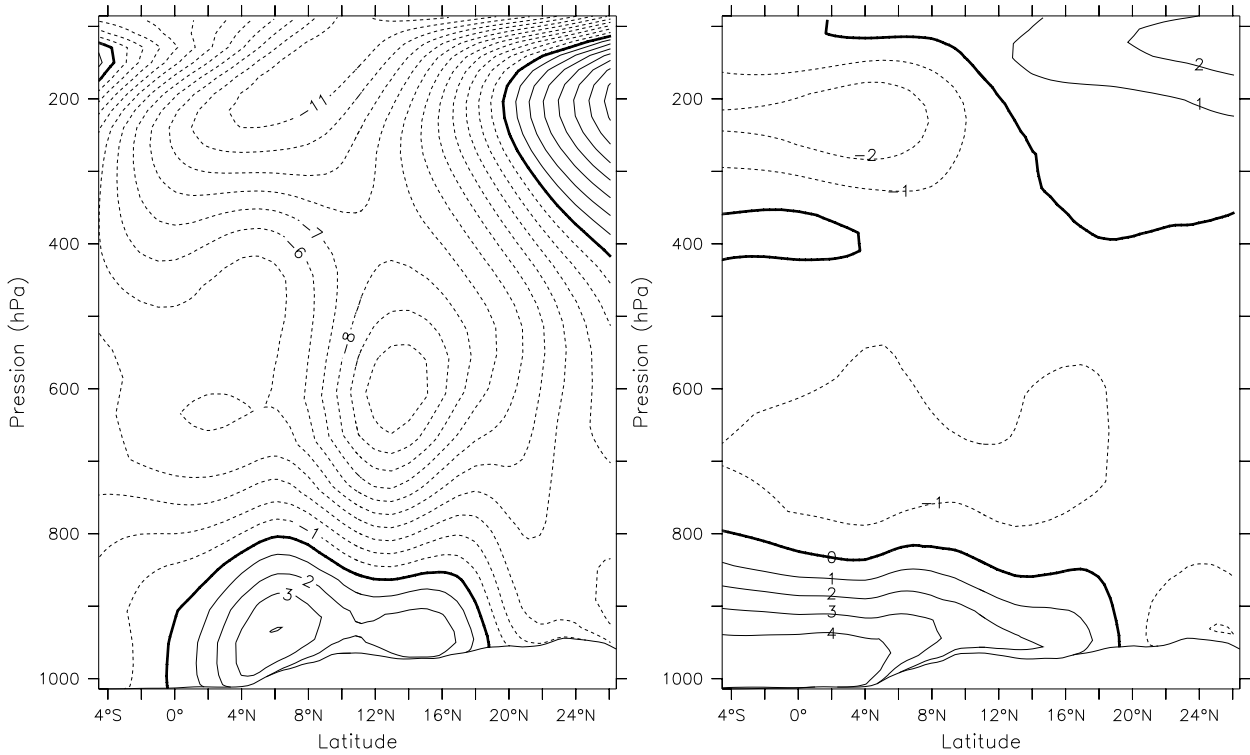


FIG. 3.17 – Moyenne zonale (10°O et 10°E) des champs de vents ERA-15 (m/s) de 1983 à 1992, période Juillet à Septembre. Gauche : vent zonal ; Droite : vent méridien. L'intervalle entre les lignes est de 1 m/s, les valeurs positives sont en trait continu, les négatives en trait tiré.

les réanalyses ERA-15 (cf. figure 3.17). Nous notons également une légère sur-estimation de l'intensité du JET (12 m/s pour le MAR contre 11 m/s pour les réanalyses ERA-15) et une sous-estimation du JEA (MAR : 9 m/s, ERA : 10 m/s). Le modèle reproduit bien une circulation de type Hadley centrée sur 10°N même si la branche supérieur de retour vers le sud semble sous-estimée.

Les principales différences entre le MAR et les réanalyses ERA-15 se trouvent au niveau des circulations dans les basses couches. En effet si le modèle simule correctement le positionnement et l'extension méridienne du flux de mousson (avec une limite de progression de la mousson située autour de $18\text{-}20^{\circ}\text{N}$), son intensité semble exagérée avec notamment un maximum de vent d'ouest de l'ordre de 9 m/s dans le MAR contre 4 m/s dans les réanalyses. Cette surestimation du vent zonal sur l'Afrique de l'Ouest est également présente dans le MCGA Arpège-Climat du CNRM (Moustaoui *et al.* 2002). Il semble donc que cette déficience ne soit pas propre au MAR mais peut se retrouver également dans les MCGA.

La composante méridienne du flux de mousson est mieux reproduite, avec des vents de l'ordre de 6 m/s dans le MAR contre 4-5 m/s dans ERA. Vers 700 hPa nous constatons la présence d'un courant de nord au-dessus du flux de mousson plus marqué dans le MAR que dans les réanalyses (3 m/s contre 1 m/s). De même l'épaisseur du flux de mousson semble

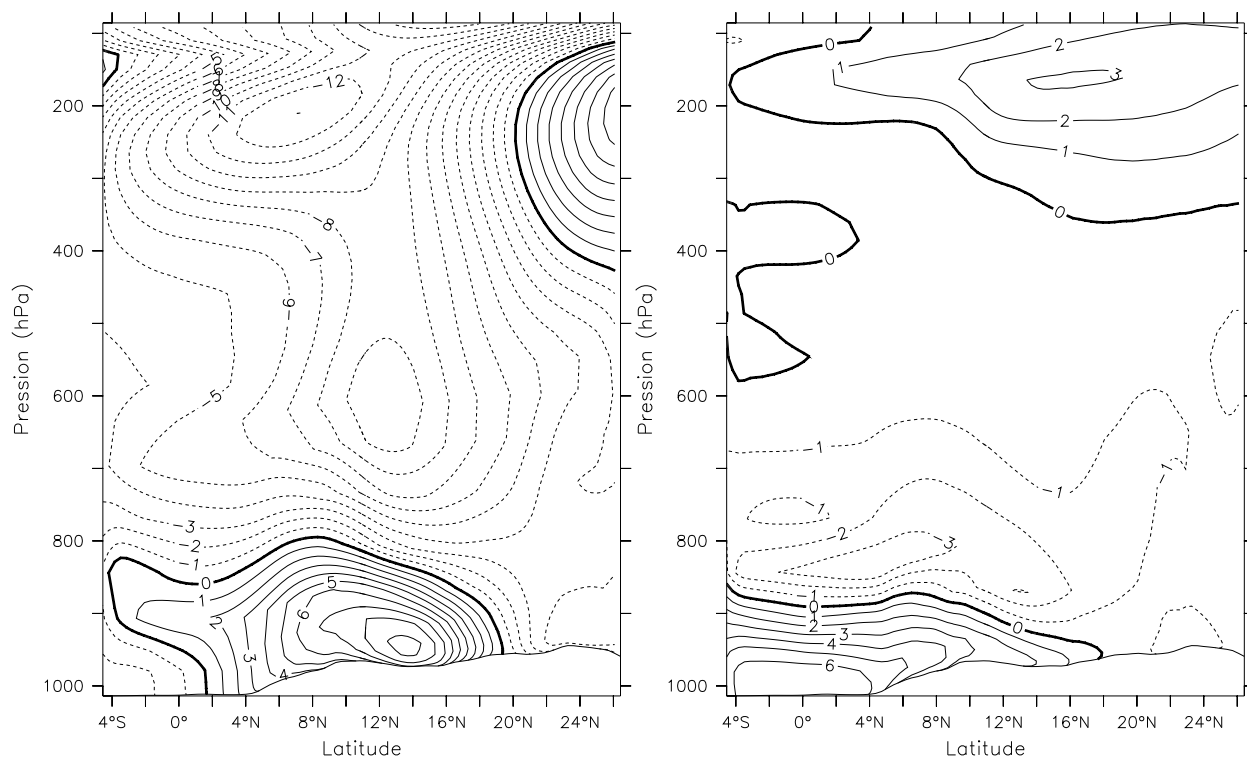


FIG. 3.18 – Moyenne zonale (10°O-10°E) des champs de vents MAR (m/s) de 1983 à 1992 sur la période Juillet à Septembre. Gauche : vent zonal ; Droite : vent méridien. L'intervalle entre les lignes est de 1 m/s, les valeurs positives sont en trait continu, les négatives en trait tiré.

moins importante dans le MAR que dans les réanalyses, avec une limite autour de 850 hPa dans le MAR contre 800 hPa pour ERA.

Nous montrons sur les figures 3.19 et 3.20 la structure moyenne des champs d'humidité et de température pour la période JAS de 1983 à 1992. Nous constatons que le MAR arrive bien à retrouver la présence de la dépression thermique saharienne, caractérisée par une faible humidité et des températures élevées. Par-rapport aux réanalyses ERA-15 nous voyons que le MAR est plus sec mais légèrement plus froid sur le Sahara. En fait le biais sec du modèle MAR par-rapport aux réanalyses ERA-15 est présent sur quasiment toute l'épaisseur de l'atmosphère jusqu'à 600 hPa. Cela est plutôt un résultat encourageant car plusieurs études ont montré que l'humidité spécifique était surestimée dans les réanalyses ERA-15, avec notamment une sous-estimation des intrusions d'air sec troposphérique.

Le fait que le MAR simule bien les gradients de température et d'humidité dans l'atmosphère nous assure que celui-ci reproduit bien la mise en place de la mousson ouest-africaine. En effet, Eltahir et Gong (1996) ont montré que une condition nécessaire à la mise en place d'une circulation de mousson sur le continent ouest-africain est la présence de gradient méridien d'énergie statique humide au sein de la couche limite entre le Golfe de Guinée et le

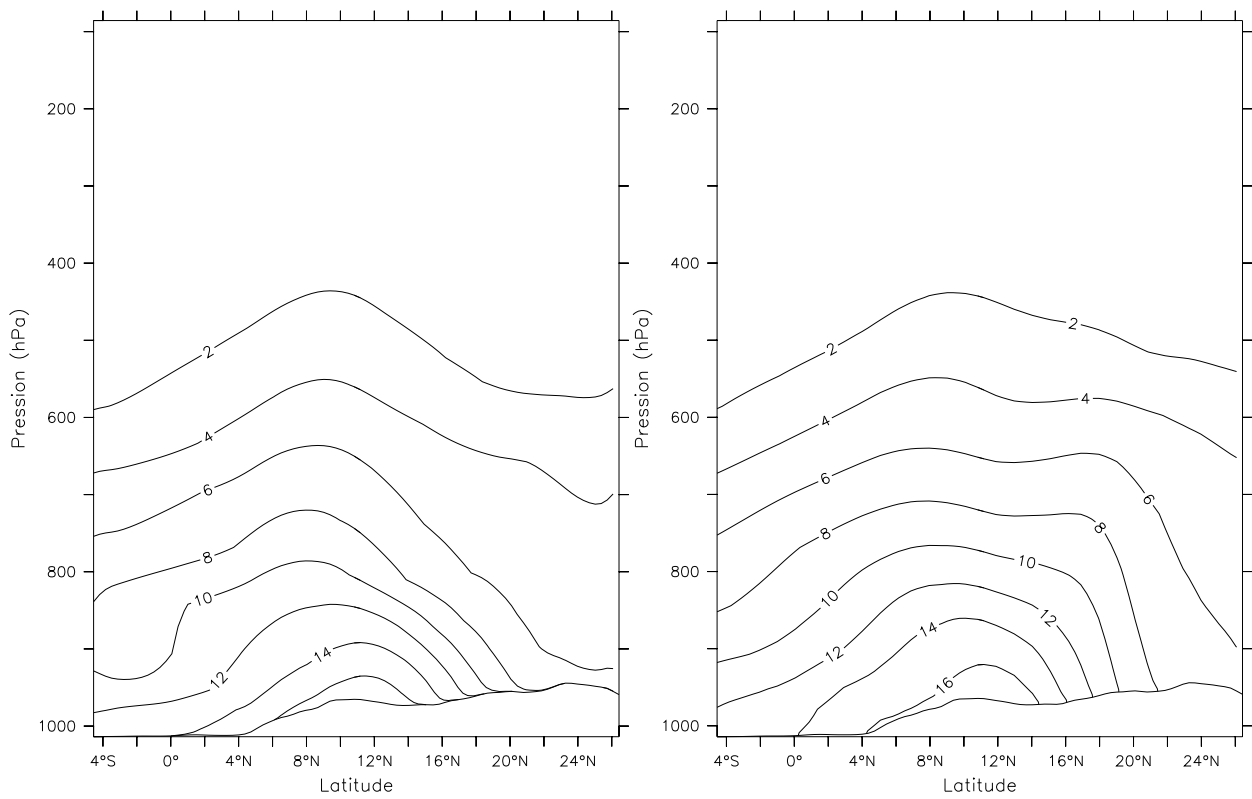


FIG. 3.19 – Moyenne zonale (10°O-10°E) de l'humidité spécifique (g/kg) de 1983 à 1992 sur la période JAS. Gauche : MAR ; Droite : ERA-15

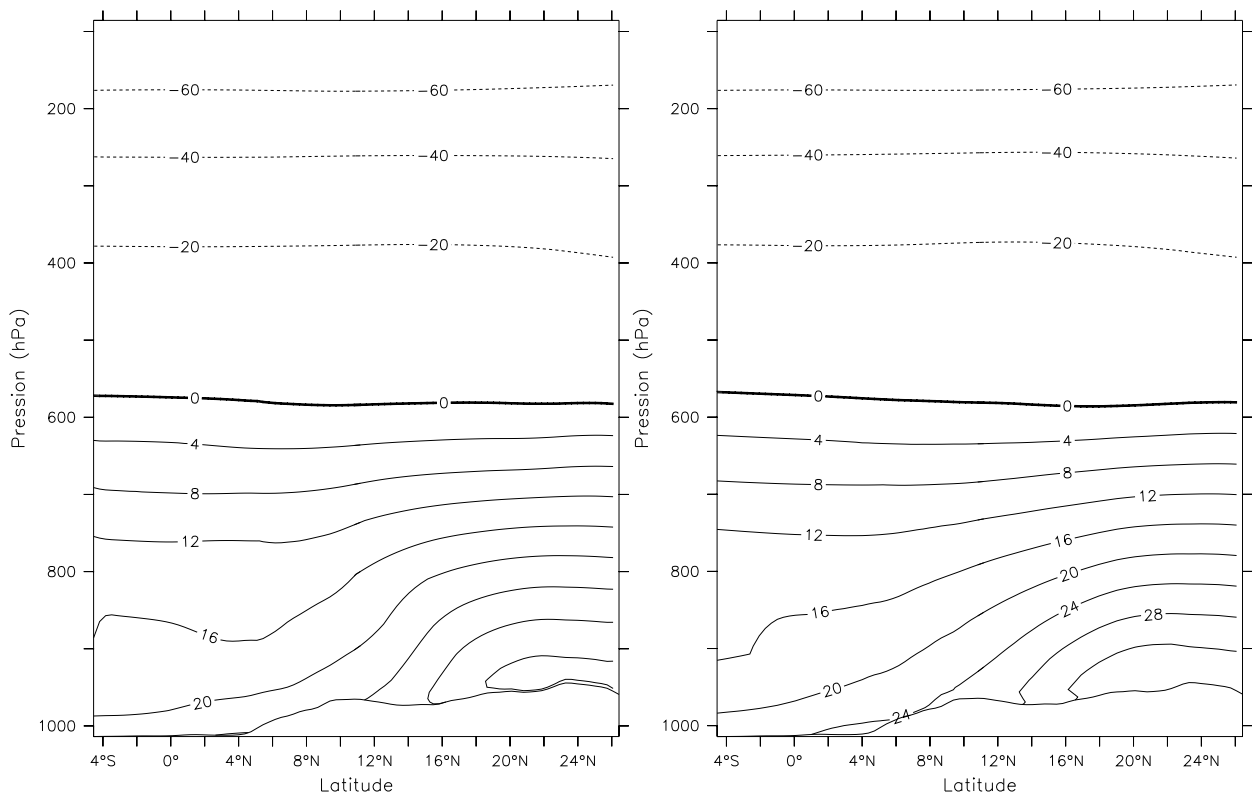


FIG. 3.20 – Moyenne zonale (10°O-10°E) de la température (°C) de 1983 à 1992 sur la période JAS. Gauche : MAR ; Droite : ERA-15.

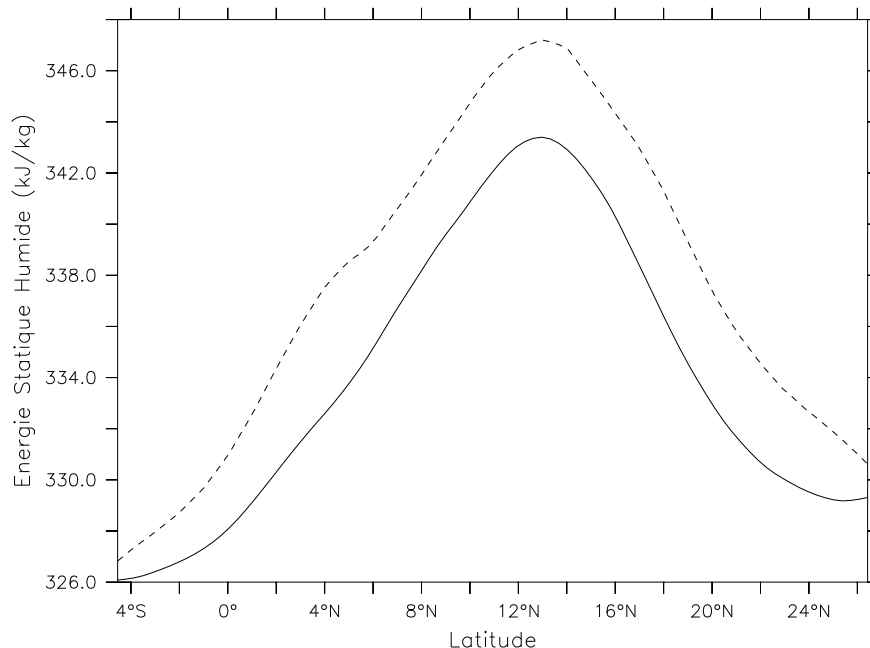


FIG. 3.21 – Moyenne zonale (10°O-10°E) de l'énergie statique humide (kJ/kg) de 1983 à 1992 sur la période JAS - ligne continue : MAR - ligne discontinue : ERA-15

continent. Pour rappel l'énergie statique humide (ESH) est définie de la manière suivante :

$$ESH = C_p T + L_v q + gZ$$

où C_p est la chaleur spécifique à pression constante, T la température de l'air, L_v la chaleur latente de vaporisation, q l'humidité spécifique, g l'accélération de la pesanteur et Z la hauteur géopotentielle.

Nous montrons sur la figure la distribution méridienne d'ESH pour la période JAS de 1983 à 1992, à la fois pour le MAR et les réanalyses ERA-15. Par simplicité nous avons défini la couche limite comme les 8 premiers niveaux du MAR, soit $\sigma = 0.86$ à $\sigma = 1.0$. Nous constatons que si l'ESH du MAR est systématiquement plus faible (du fait d'une couche limite plus froide et plus sèche), les gradients nord-sud d'ESH sont quant à eux globalement bien reproduits. Ainsi même s'il existe des différences notables entre la dynamique simulée par le MAR et celle des réanalyses ERA-15, le MAR reproduit de manière assez satisfaisante les champs thermodynamiques nécessaires à la mise en place d'une circulation de mousson sur le continent ouest-africain.

3.4.3 Origine des biais du MAR

Nous avons vu dans la section précédente que la principale déficience du MAR au niveau dynamique consiste en une surestimation assez marquée du vent zonal. Une analyse de données de radiosondages disponibles à Dakar pour les années 87, 88 et 92 a révélé que les

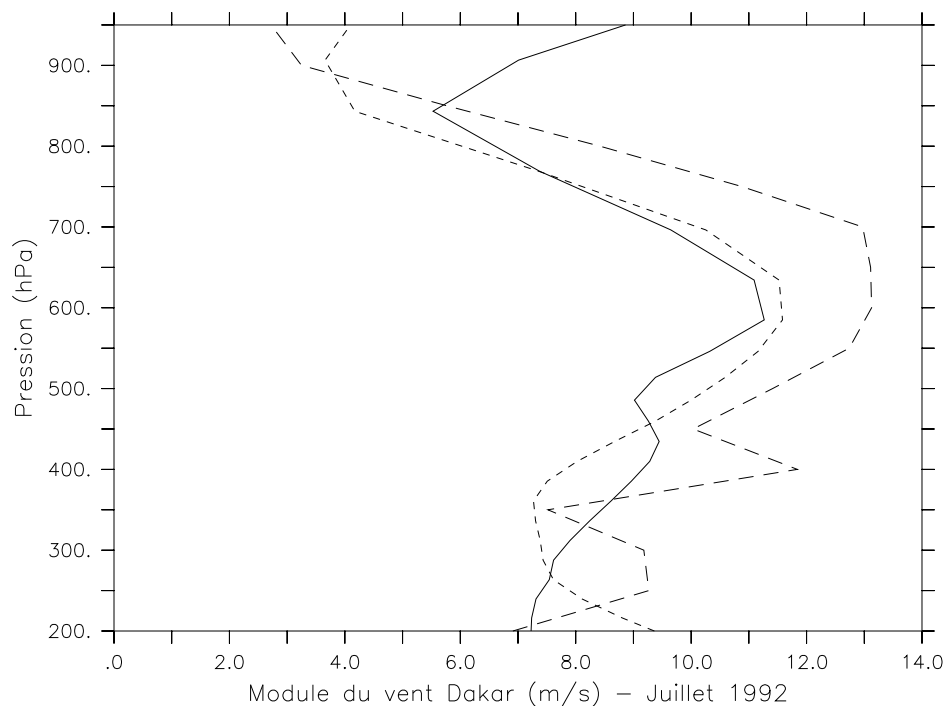


FIG. 3.22 – Module moyen du vent (m/s) à Dakar ($17.5^{\circ}\text{O}-14.7^{\circ}\text{N}$) pour le mois de juillet 1992. Trait continu : simulation MAR. Trait discontinu court : réanalyses ERA-15. Trait discontinu long : observations radiosondage CEPMMT

intensités de vent ERA-15 sont assez proches de celles observées, ce qui confirme que le biais du MAR par rapport aux réanalyses ERA-15 est également un biais par rapport aux données d'observations. Nous montrons en exemple la figure 3.22 où nous indiquons le module du vent simulé et observé pour le mois de juillet 1992 (la direction du vent dans les basses couches est majoritairement zonale dans les trois jeux de données). Nous pouvons voir que, près de la surface (vers 950 hPa), l'intensité du vent simulé par le MAR est de 9 m/s contre 4 m/s pour ERA-15 et 3 m/s pour les données de radiosondage. Nous cherchons donc dans cette section à trouver les causes d'une telle surestimation de l'intensité du vent. Cette anomalie étant surtout présente dans les basses couches, nous nous intéresserons donc aux champs de surface.

Tout d'abord nous présentons sur les figures 3.23 et 3.24 les champs de pression réduite au niveau de la mer (ci-après SLP) ainsi que le vent à 925 hPa pour les réanalyses ERA-15 et la simulation MAR pour la période allant du 01 au 10 août 1992. Cette période a été choisie car elle est assez bien représentative du comportement général du MAR et c'est au cours du mois d'août que le biais de vent zonal dans les basses couches entre le MAR et les réanalyses est le plus prononcé. Nous constatons sur la figure 3.23 que la dynamique dans les basses couches est influencée par le positionnement et l'intensité de la dépression thermique saharienne. En effet le flux de mousson est la conséquence des différences de pression entre les anticyclones des Açores et de Sainte-Hélène et la zone de basses pressions située au-dessus du Sahara où convergent les vents de basses couches. Nous pouvons voir que le flux méridien

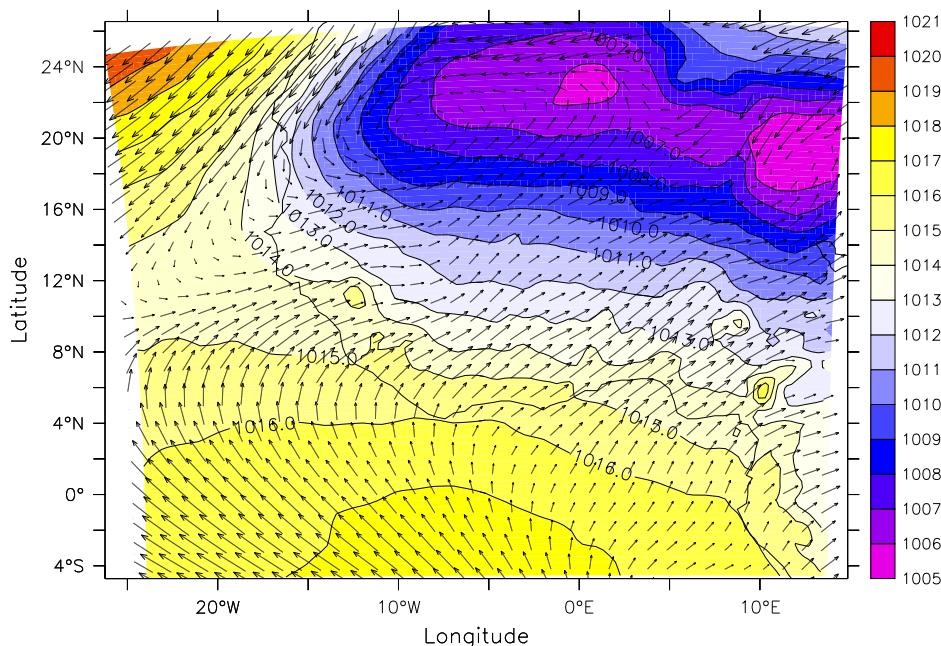


FIG. 3.23 – Pression réduite au niveau de la mer (hPa, couleurs) et champ de vent à 925 hPa (vecteurs) des réanalyses ERA-15. Période du 01/08/1992 au 10/08/1992.

en provenance du Golfe de Guinée (et donc porteur d'humidité) pénètre jusqu'à des latitudes relativement élevées (autour de 18°N).

L'examen des champs de surface simulés par le MAR sur la figure 3.24 fait apparaître plusieurs différences. Tout d'abord nous constatons que la zone de hautes pressions au-dessus du Golfe de Guinée est plus étendue dans le MAR que dans les réanalyses, l'isobare 1017 hPa atteignant les côtes dans le MAR alors qu'elle reste limitée au domaine océanique dans les réanalyses. Ensuite la dépression thermique saharienne semble moins étendue vers le sud (avec une isobare 1013 hPa située autour de 12°N dans le MAR contre 10°N pour ERA-15). Au niveau de la dynamique nous constatons également la présence d'une branche de forts vents d'ouest depuis les côtes du Sénégal jusqu'aux hauts-plateaux du Nigéria, qui semble limiter la progression méridienne du flux de mousson. Cette branche n'est pas présente dans les réanalyses ERA-15. Même si les pressions simulées par le MAR sont globalement plus fortes que celles des réanalyses ERA-15, nous voyons cependant que les gradients de pression sont quant à eux plus forts dans le MAR, et ceci particulièrement sur le Sahel. Ceci est confirmé par l'examen de la figure 3.25 qui indique la différence d'intensité de gradient de SLP entre le MAR et les réanalyses ERA-15 (l'intensité du gradient de pression étant défini comme la norme du gradient de pression). Sur le Golfe de Guinée nous retrouvons bien un gradient de pression plus faible dans le MAR, mais nous voyons surtout une forte anomalie négative de gradient sur la zone sahélienne (entre 12 et 14°N). Nous avons également reporté sur la figure 3.25 l'anomalie de vent à 925 hPa entre le MAR et ERA-15. Nous constatons que cette anomalie est effectivement maximale là où les gradients de pression simulés par le MAR sont supérieurs à ceux des réanalyses ERA-15.

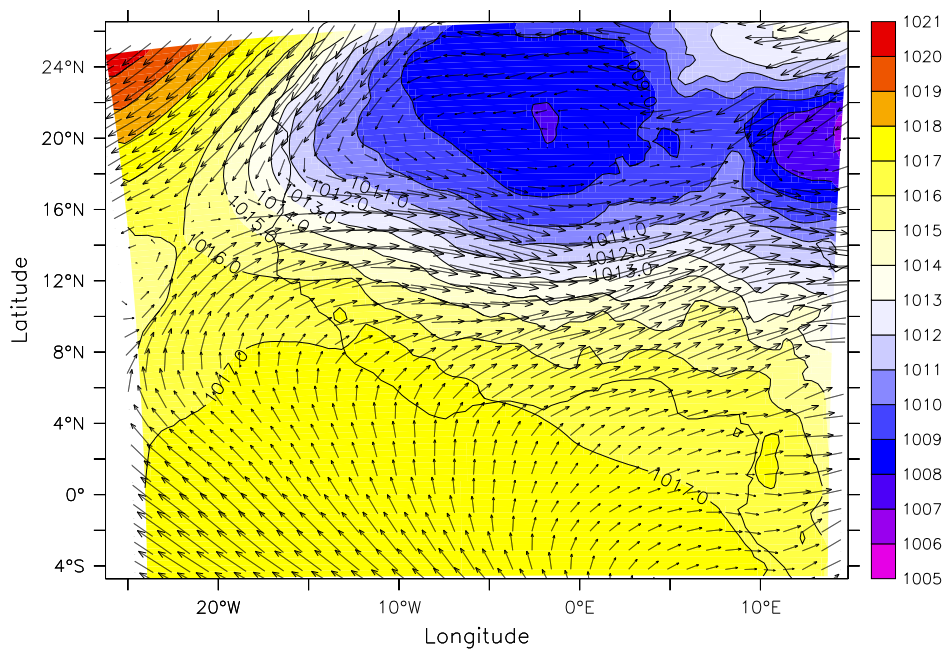


FIG. 3.24 – Pression réduite au niveau de la mer (hPa, couleurs) et champ de vent à 925 hPa (vecteurs), simulation MAR. Période du 01/08/1992 au 10/01/1992

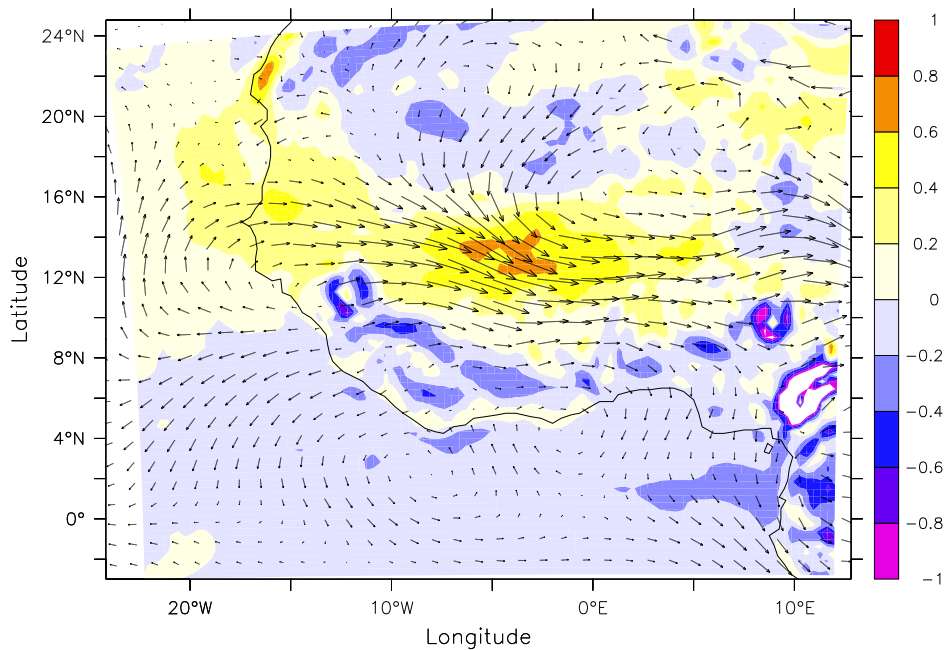


FIG. 3.25 – Différence de gradient SLP entre la simulation MAR et les réanalyses ERA-15 (couleurs, $10^3 Pa.m^{-1}$) et anomalie de vent à 925 hPa (vecteurs).

Ainsi il apparaît que la surestimation du vent zonal dans le MAR semble être la conséquence d'un creusement trop important de la dépression thermique saharienne, notamment au-dessus de la zone sahélienne. La dépression thermique saharienne est la réponse dynamique à la présence d'un maximum local de température dans les basses couches de l'atmosphère au-dessus du Sahara (à la différence de ce qui se passe aux moyennes latitudes où un maximum de température est souvent associé à de hautes pressions). Le mécanisme de creusement d'une dépression thermique peut être décrit de la manière suivante : l'augmentation de température entraîne un épaissement de la colonne d'air. Cet épaissement a pour conséquence la création d'une circulation divergente au sommet de la colonne, ce qui entraîne globalement une perte de masse au sein de la colonne et donc une diminution de la pression en surface.

Cela nous indique donc que la transition entre les zones climatiques soudanienne et saharienne semble trop abrupte. Cela est confirmé par la figure 3.26 qui montre la différence de gradient de température à 925 hPa entre le MAR et les réanalyses ERA-15. Nous constatons que l'anomalie négative de gradient de pression est liée à une anomalie positive de gradient de température, ce qui laisse supposer que les températures augmentent de manière trop importante en zone sahélienne. Une explication à cette surestimation du gradient méridien de température peut se trouver dans l'analyse des conditions de surface. En effet un des principaux défauts du régime pluviométrique simulé par le MAR est une sous-estimation des pluies en zone sahélienne (cf. section 3.3) et cela se traduit par un gradient nord-sud des précipitations plus accentué que dans la réalité (voir figure 3.27). D'autre part l'humidité du sol est naturellement liée à la pluviométrie et cela nous laisse supposer que le gradient méridien d'humidité du sol simulé par le MAR est lui aussi surestimé, avec notamment des sols trop secs au Sahel. L'humidité du sol joue un rôle important dans la formation des gradients de températures en Afrique de l'Ouest, via le partitionnement de l'énergie radiative reçu par le sol en flux de chaleur sensible ou latent. De manière schématique un sol humide est plus froid qu'un sol sec et maintient une température de l'air plus froide par une augmentation du flux de chaleur latent au détriment du flux de chaleur sensible. Ainsi il est raisonnable de penser qu'une exagération du gradient méridien d'humidité peut entraîner une surestimation du gradient de température. Cette hypothèse est confirmée par l'examen de la figure 3.28 qui montre l'humidité de surface simulé par le MAR pour le mois d'août 1992 ainsi que les gradients de températures. Nous constatons effectivement que au-dessus des zones humides (depuis les côtes du Golfe de Guinée jusque vers 11°N), les gradients de températures sont globalement plus faibles. Nous voyons également que la transition entre zone sèche et humide est assez brutale, et que les gradients de températures sont maximaux juste au nord de la zone humide (soit au début de la zone sèche).

En résumé, l'hypothèse que nous avançons est que la surestimation du vent zonal dans la simulation MAR pourrait être due à une sous-estimation de la pluviométrie en zone

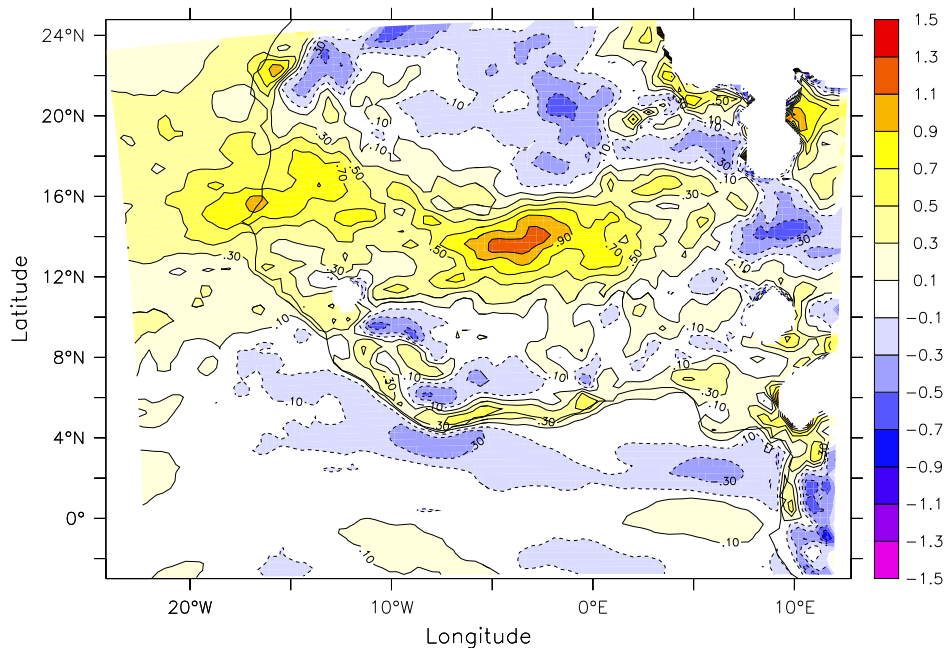


FIG. 3.26 – Différence de gradient de température à 925 hPa entre la simulation MAR et les réanalyses ERA-15 ($10^5 K.m^{-1}$).

sahélienne, ce qui aurait tendance à accentuer les gradients méridiens de température et donc aboutirait à un creusement méridien trop accentué de la dépression thermique saharienne.

Nous pouvons également formuler une autre hypothèse quant à la différence de circulation dans les basses couches entre le MAR et les réanalyses ERA-15. En effet si nous analysons les figures 3.23 et 3.24 nous pouvons voir que l'angle entre les isobares et le vent est beaucoup plus faible dans le MAR que dans les réanalyses ERA-15. La théorie d'Ekman pour la couche limite planétaire indique que le vent dans les basses couches est le résultat de l'action combinée de trois forces (Holton 2004) : la force de pression, la force de Coriolis et la force de frottement (voir figure 3.29). Il peut être montré que, à proximité de la surface, lorsque la force de frottement augmente, l'angle entre les lignes isobares et le vent augmente également (i.e. le vent est dévié vers les basses pressions). Le fait que le vent dans le MAR soit presque parallèle aux lignes isobares peut alors faire penser à une sous-estimation de la force de frottement par rapport aux réanalyses ERA-15. Une explication pourrait alors se trouver dans la paramétrisation de la topographie sous-maille (i.e. les variations de topographie à l'intérieur d'une maille). En effet celle-ci n'est pas prise en compte dans le MAR (à la différence des réanalyses ERA-15 qui utilisent le schéma d'orographie sous-maille de Lott et Miller (1995)) et cela peut conduire à une sous-estimation de la longueur de rugosité et donc de la force de frottement. Cela peut avoir plusieurs conséquences, notamment une sous-estimation de la composante méridienne du flux de mousson en zone sahélienne (le vent étant alors principalement zonal) et donc une sous-estimation de la pluviométrie (par un apport et une convergence d'humidité réduits). Il est même possible d'envisager une rétroaction positive, un déficit pluviométrique en zone sahélienne favorisant un positionnement plus

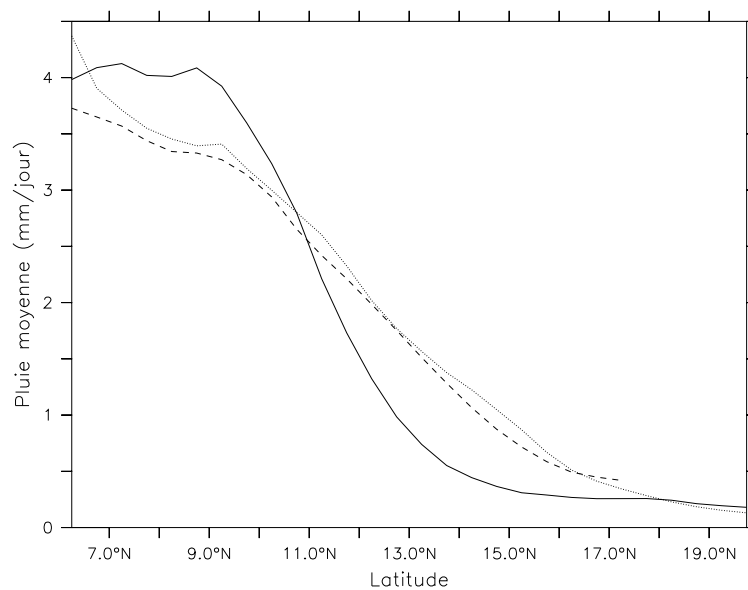


FIG. 3.27 – Pluie moyenne (mm/jour) de 1983 à 1992 (moyenne entre 10°O et 10°E) pour la simulation MAR (trait continu), la climatologie UDEL (trait tiré) et la base de données IRD (pointillés).

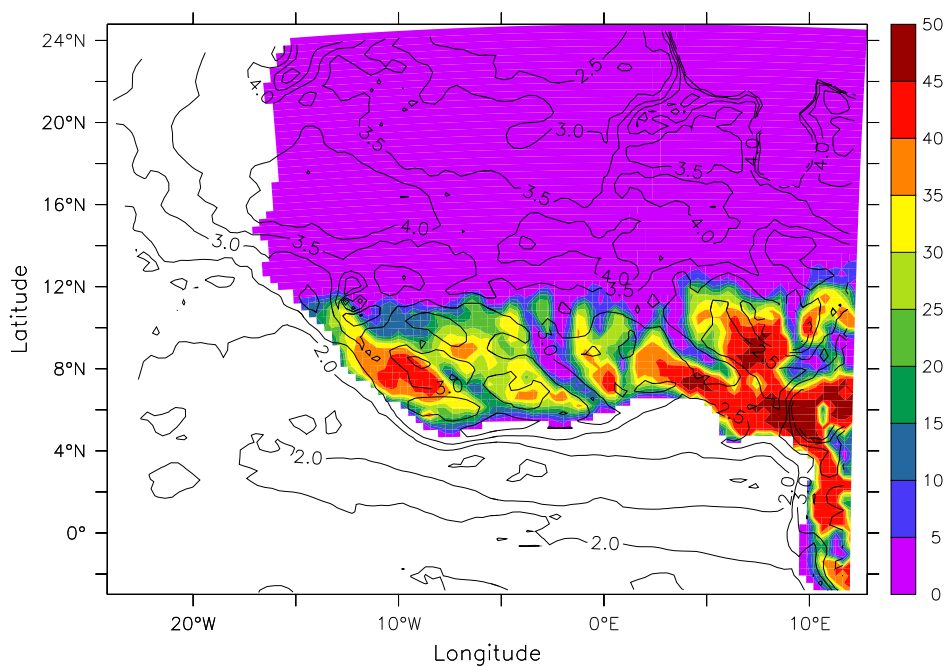


FIG. 3.28 – Humidité de surface (% volumique, couleurs) et gradient de température à 925 hPa ($10^{-5} K.m^{-1}$, contours). Simulation MAR, période du 01/08/1992 au 10/08/1992.

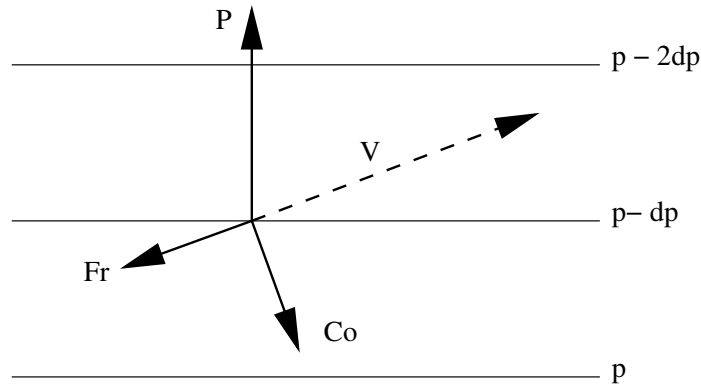


FIG. 3.29 – Bilan de forces dans la couche limite planétaire d'Ekman. P désigne la force de pression, Co la force de Coriolis, Fr la force de frottement et V le vent. Nous sommes dans un plan horizontal où la pression varie entre p et $p - 2dp$.

méridien de la dépression thermique saharienne via une augmentation des températures de surface.

3.4.4 Variabilité interannuelle

Nous souhaitons dans cette section voir si le MAR reproduit bien la variabilité interannuelle de la dynamique atmosphérique en Afrique de l'Ouest. Pour cela nous comparons deux années bien contrastées en terme de pluviométrie, à savoir 1984 (année très sèche) et 1988 (année relativement humide, notamment en zone sahélienne).

Tout d'abord nous cherchons à voir si cette différence de pluviométrie se retrouve bien entre ces années dans la simulation MAR. Nous montrons sur la figure 3.30 la différence de cumul de pluie entre les années 88 et 84 pour la simulation MAR et la climatologie UDEL. Une des caractéristiques principales de ces figures est qu'on a une anomalie en forme de dipôle avec une augmentation de pluviométrie en zone soudanienne et sahélienne (au nord de $10^{\circ}N$) et une baisse sur la zone guinéenne. Cela est en partie dû au fait que la zone de fortes pluies est restée confinée à des latitudes relativement méridionales en 1984 (avec un Sahel sec et une région guinéenne relativement humide). Ce dipôle est assez bien simulé par le modèle MAR, même si l'augmentation de pluviométrie sur le Sahel est globalement plus faible.

Nous présentons sur les figures 3.31 et 3.32 la différence des champs dynamiques et thermodynamiques (moyennés entre $10^{\circ}O$ et $10^{\circ}E$) entre 1988 et 1984 pour les réanalyses ERA-15 et le MAR. Nous constatons que le MAR reproduit assez fidèlement les principales caractéristiques de la variabilité interannuelle des circulations atmosphériques. Au niveau du vent zonal, l'année 1988 est marqué par deux éléments principaux : d'une part une accélération assez forte du TEJ (avec un gain de 8 m/s à la fois pour le MAR et ERA-15) et un déplacement vers le nord ainsi qu'un affaiblissement de l'AEJ. Au niveau du vent méridien,

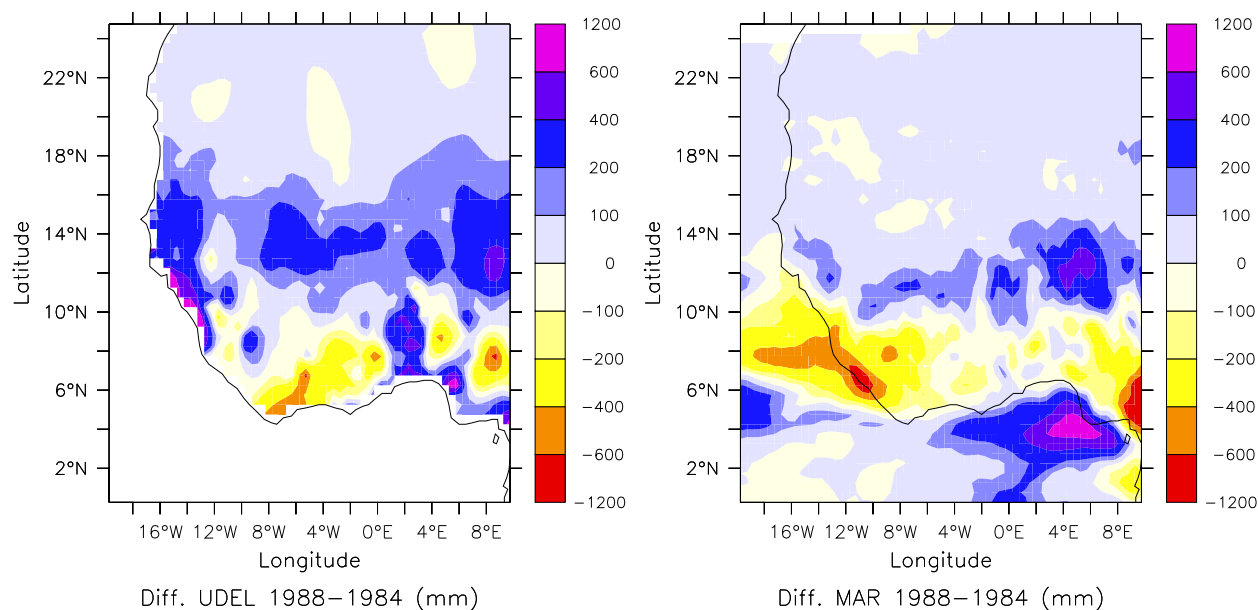


FIG. 3.30 – Différence de cumul annuel de précipitations (mm) entre les années 1988 et 1984. Gauche : climatologie UDEL. Droite : simulation MAR

nous constatons que le MAR simule bien une amplification de la circulation de Hadley, avec une divergence du vent à 200 hPa plus importante autour de 12°N. Ceci est cohérent avec l'augmentation des précipitations en 1988 et donc de la convection profonde. De plus nous constatons également une augmentation du flux de mousson dans les basses couches vers 4°N, la hausse reproduite par le MAR étant toutefois plus forte que celle présente dans les réanalyses (+4 m/s contre +2m/s). Ces résultats sont en accord avec ceux de la littérature sur la variabilité interannuelle de la dynamique atmosphérique sur l'Afrique de l'Ouest (Fontaine et Janicot 1992; Fontaine *et al.* 1995; Grist et Nicholson 2001).

Si l'on s'intéresse maintenant aux aspects thermodynamiques, nous voyons de même que le MAR restitue bien la différence entre ces deux années. En effet nous retrouvons bien des températures de basses couches plus froides sur le Sahel, qui traduisent l'augmentation du flux de chaleur latente via une plus grande disponibilité d'humidité dans les sols. Les températures sont plus chaudes au-dessus du Sahara et ce sur une grande partie de l'atmosphère avec notamment un maximum de réchauffement vers 300 hPa, ce qui peut traduire le renforcement de la subsidence due à la circulation de Hadley. Le MAR retrouve bien l'augmentation globale d'humidité en 1988 et notamment le maximum dans les basses couches entre 14 et 20°N.

Ainsi il apparaît que le MAR reproduit bien les principales différences dynamiques entre une année sèche et une année humide. Cela permet d'envisager l'utilisation des champs dynamiques du MAR comme prédicteurs de la variabilité pluviométrique en Afrique de l'Ouest, ce qui permettrait de s'affranchir des déficiences liés à la représentation des phénomènes convectifs notamment en zone sahélienne.

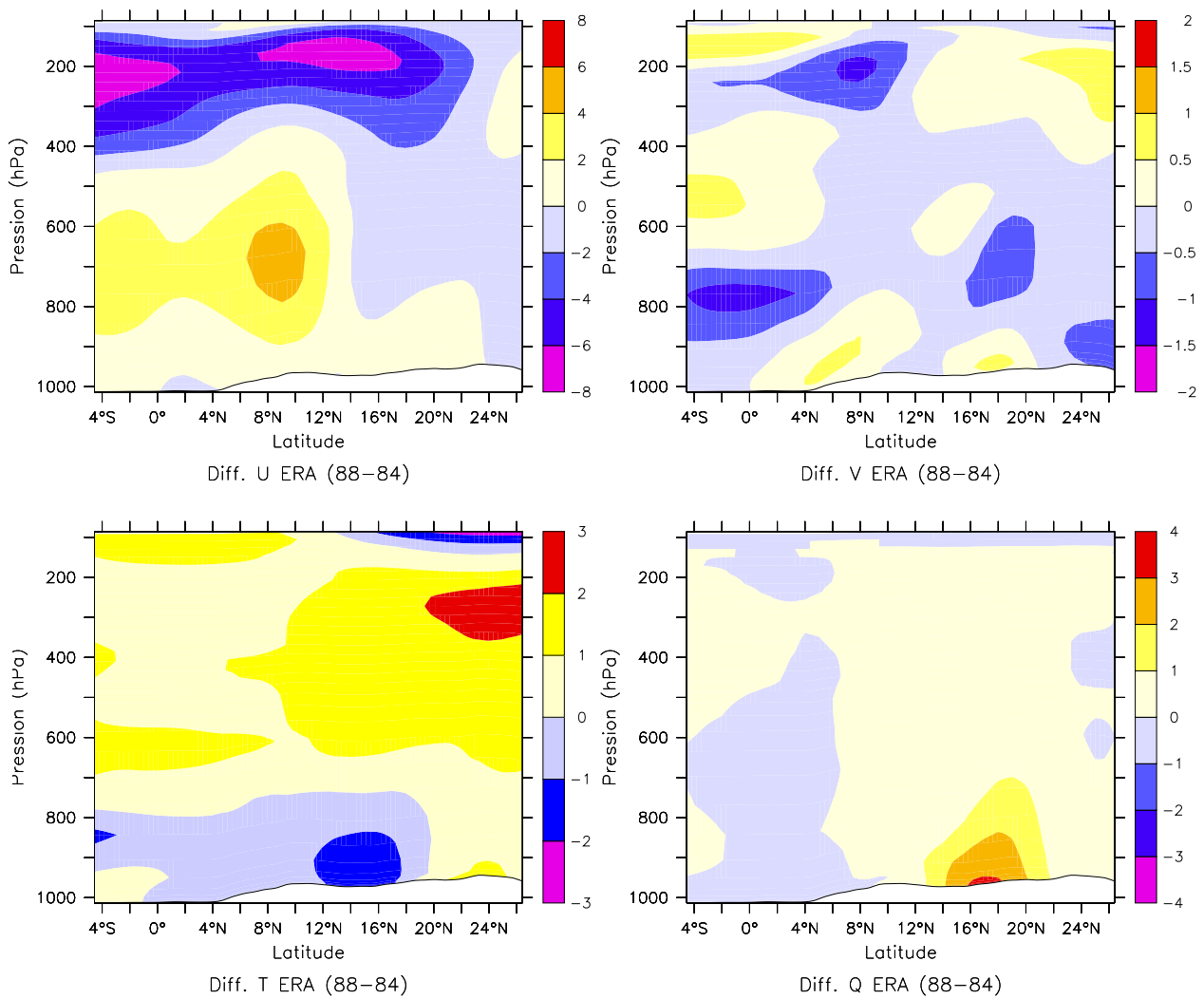


FIG. 3.31 – Différence dynamique ERA JAS 88 - JAS 84

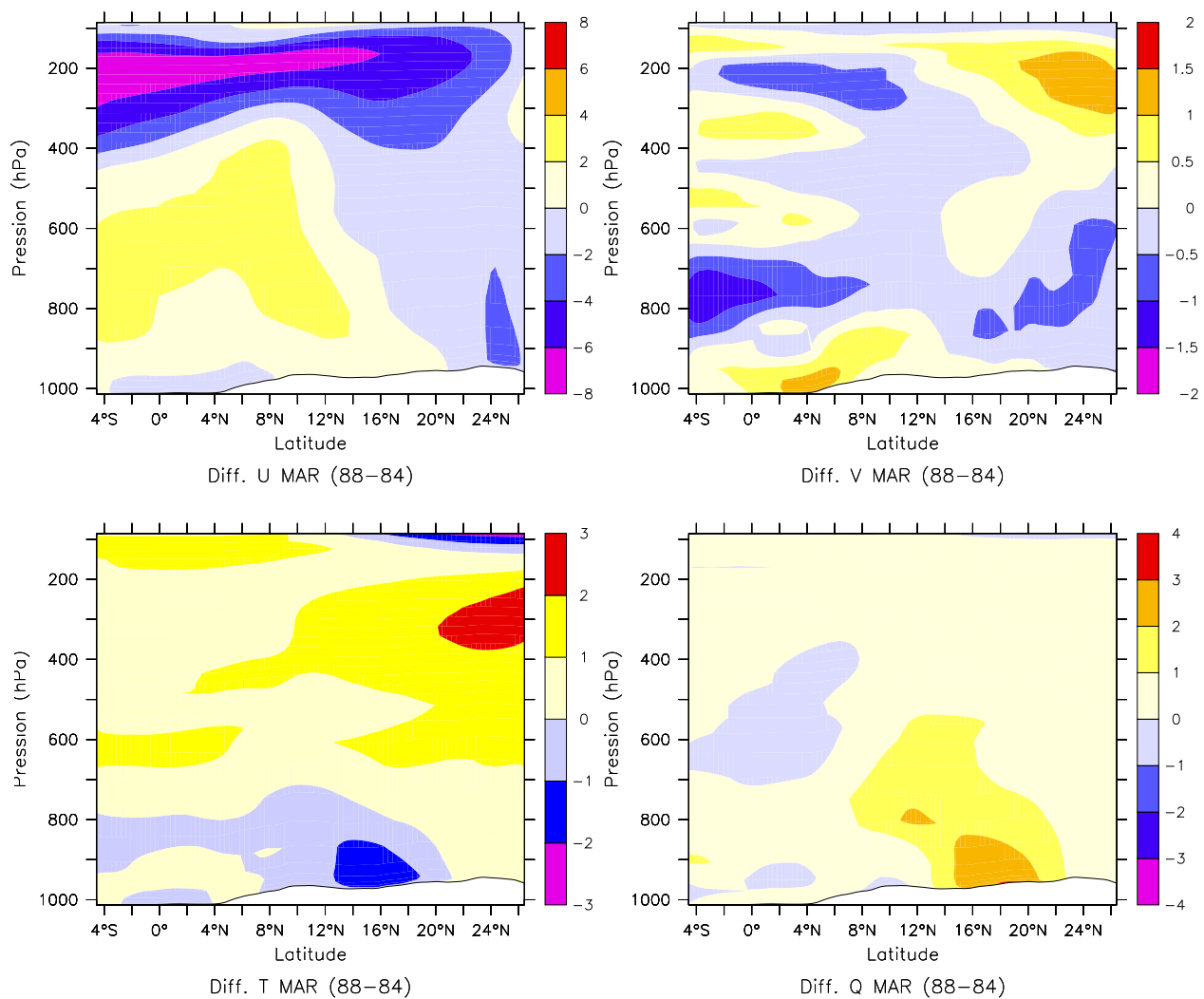


FIG. 3.32 – Différence dynamique MAR JAS 88 - JAS 84

3.5 Conclusion

Nous avons présenté dans ce chapitre la mise en oeuvre d'une simulation de 10 ans du climat ouest-africain par le MCR MAR piloté par les réanalyses ERA-15. Le régime pluviométrique simulé par le modèle a été comparé aux différentes données d'observations existantes et ce pour une large gamme d'échelle.

Au niveau du climat moyen (i.e. moyenné sur 10 ans) nous avons vu que le MAR reproduit de façon assez satisfaisante les grandes caractéristiques du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest (positionnement des maxima de pluie, distribution zonale des précipitations, progression saisonnière de la mousson). Un des défauts majeurs révélé par cette étude est la sous-estimation systématique des précipitations en zone sahélienne.

L'analyse des pluies journalières simulées et observées a permis de mettre en évidence le fait que cette sous-estimation des pluies en zone sahélienne est principalement due à une sous-estimation de l'intensité des événements convectifs (le nombre de jours de pluie ainsi que la durée de la saison des pluies étant globalement assez bien reproduit par le MAR). Par ailleurs, l'étude des pluies journalières sur les zones guinéenne et soudanienne a révélé deux comportements assez distincts du MAR. En effet dans ces deux régions la pluie moyenne annuelle simulée est tout à fait réaliste. Par contre, si la structure journalière des précipitations est relativement proche de celle observée en zone soudanienne (avec cependant une tendance à la simulation d'événements de plus faible intensité), ce n'est pas du tout le cas en zone guinéenne où le MAR capture mal les très forts événements pluvieux. Nous pensons que cela a une grande importance sur la capacité du modèle à capturer la variabilité interannuelle du régime pluviométrique, avec des résultats assez satisfaisant en zone soudanienne mais relativement médiocres en zone guinéenne.

Au niveau de la dynamique atmosphérique, le MAR reproduit de façon satisfaisante les principales circulations sur l'Afrique de l'Ouest, notamment le TEJ et le JEA. Le positionnement du flux de mousson dans les basses couches est satisfaisant mais son intensité est exagérée. Nous pensons que cela est dû à creusement trop important et une localisation plus méridionale de la dépression thermique saharienne. Nous avons proposé plusieurs hypothèses pouvant expliquer ce phénomène, notamment l'influence d'un déficit de pluviométrie en zone sahélienne et une sous-estimation de la longueur de rugosité (via l'absence de représentation de la topographie sous-maille). Enfin nous avons également montré que le MAR simule de façon réaliste la variabilité de la dynamique entre année sèche et année humide, avec un renforcement du TEJ et du flux de mousson et un affaiblissement et un déplacement vers le nord du JEA, et ce en accord avec les résultats de la littérature.

Chapitre 4

Mise en évidence des limites de validité du modèle MAR

Dans ce chapitre nous essayons de mettre en évidence les limites de validité du modèle MAR. Pour cela nous utilisons les résultats de la simulation de 10 ans vue précédemment, que nous comparons avec les données de pluies journalières IRD. Nous montrons l'importance de l'échelle temporelle, avec une limite (optimale) de validité des sorties du MAR pour des échelles temporelles de l'ordre de 3 à 4 jours.

4.1 Contexte de l'étude

La validation des sorties pluviométriques des modèles climatiques se fait souvent à des échelles de temps et d'espace relativement grande. Typiquement dans les études du climat ouest-africain faites avec un MCGA¹ ou un MCR², la validation des sorties pluviométriques des modèles est faite à l'échelle du cumul saisonnier (le plus souvent le cumul de Juin à Septembre) et sur des zones climatologiques relativement étendues, pouvant couvrir des zones de plusieurs dizaines de milliers de km². Hors si l'on souhaite utiliser des sorties de modèle atmosphériques pour étudier l'impact d'un éventuel changement climatique sur le régime hydrologique d'une région spécifique, il est nécessaire de travailler à des pas de temps beaucoup plus fins (de l'ordre de la journée voire de la durée de l'évènement pluvieux) et sur des zones de plus petite dimension spatiale.

Afin de combler cette différence d'échelles caractéristiques entre les sorties de MCGA et les besoins de l'hydrologie, différents modèles de désagrégation spatio-temporelles des champs de pluies ont été proposés, notamment en zone sahélienne (Guillot 1999; Guillot et Lebel 1999). Néanmoins afin que ces derniers puissent reproduire des champs de pluie

¹Modèle de Circulation Générale Atmosphérique

²Modèle Climatique Régional

satisfaisants, il est nécessaire que les sorties du modèle atmosphérique ne soient pas trop erronées aux échelles spatio-temporelles caractéristiques de la désagrégation. Par exemple, le modèle de désagrégation de (Guillot 1999) utilise en entrée les cumuls événementiels sur la zone Hapex-Sahel, ce qui implique une échelle temporelle de l'ordre de la dizaine d'heures et une échelle spatiale de l'ordre de 10 000 km². Cette dimension spatiale peut être atteinte à l'aide des MCGA et des MCR à haute résolution. Par contre une telle résolution temporelle semble pour l'heure inaccessible aux modèles actuels. En effet plusieurs études ont montré que les MCGA et les MCR ne reproduisaient pas correctement le régime pluviométrique à petite échelle temporelle. Lebel *et al.* (2000) ont notamment montré que le MCGA LMD-6 simulaient des cumuls journaliers de pluie bien trop importants. Ces défaillances ont plusieurs causes, mauvaise représentation des phénomènes sous-mailles (notamment la paramétrisation de la convection profonde et peu profonde) ou bien même des erreurs dans la simulation de la circulation de grande échelle (avec un déclenchement trop précoce de la mousson ouest-africaine).

De manière générale, il est admis que les modèles climatiques sont capable de reproduire à peu près correctement la variabilité basse fréquence du système climatique ouest-africain (cycle saisonnier de la mousson) mais présentent des déficiences quant à la simulation de la variabilité haute-fréquence du régime pluviométrique (avec des pluies journalières souvent peu réalistes). Nous sommes donc confrontés à un paradoxe : à petite échelle temporelle les sorties pluviométriques des modèles sont souvent erronées et pourtant à grande échelle ils fournissent des informations relativement satisfaisantes. Il semble donc qu'il existe une échelle spatio-temporelle limite quant à la validité des sorties pluviométriques d'un modèle atmosphérique.

Il faut cependant garder à l'esprit qu'un modèle climatique n'a pas à vocation à faire de la prévision météorologique, i.e à simuler à l'heure ou au jour près les événements pluvieux. Cependant on est en droit d'attendre qu'il reproduise correctement la structure statistique des précipitations à plus ou moins fine échelle temporelle, par exemple simuler de manière satisfaisante le nombre de jours de pluie au cours d'un mois.

Des analyses à fines échelles temporelles des sorties pluviométriques des MCR ont déjà été réalisées, mais sur d'autres zones du globe : Alpes européennes (Frei *et al.* 2003), centre des Etats-Unis (Mearns *et al.* 1995; Gutowski *et al.* 2003) ou Amérique du Sud (Seth *et al.* 2004). Il est évident que nous avons là une grande variabilité de régime pluviométrique qui ne sont pas forcément ceux que l'on observe en Afrique de l'Ouest. Une conclusion générale à toutes ces études est que les MCR ont tendance à exagérer le nombre de faibles événements pluvieux aux détriment des forts événements. Gutowski *et al.* (2003) notent également une amélioration des performances du MCR lorsque l'on considère des pluies accumulées sur des périodes supérieures à 1 jour. De plus Mearns *et al.* (1995) montrent que la meilleure

description de la topographie dans les MCR leur permet d'obtenir de meilleurs résultats sur la pluie journalières que ceux fournis par un MCGA.

Il nous ainsi semblé intéressant d'entreprendre le même genre d'étude sur les pluies simulées par le MAR sur l'Afrique de l'Ouest, et ce afin de voir jusqu'à quelle échelle spatio-temporelle l'information pluviométrique fournie par le modèle est pertinente. Des études des pluies journalières issues de MCGA sur l'Afrique de l'Ouest ont déjà été effectuées (Douville *et al.* 2000; Lebel *et al.* 2000), mais celles-ci ne mettaient pas en évidence les échelles caractéristiques à partir desquelles les résultats des modèles se dégradaient. De plus le MAR utilise une résolution bien plus importante (40 km contre $1.6^\circ \times 3.75^\circ$ dans l'étude de Lebel *et al.* (2000) et 3.8° dans celle de Douville *et al.* (2000)) ce qui peut grandement influencer sur les caractéristiques à fine échelle du régime pluviométrique simulé.

Nous présentons donc dans ce chapitre une méthodologie visant à déterminer quelles sont les échelles de validité des sorties pluviométriques du MAR. En effet si on souhaite éventuellement utiliser ces sorties pour forcer un modèle hydrologique, il faut d'abord se préoccuper de savoir à quelle échelle de temps et d'espace l'information fournie par le modèle climatique est pertinente.

4.2 Les données de validation

Étant donné le fait que nous souhaitons valider le régime pluviométrique issu de la simulation MAR à petite échelle spatio-temporelle, les données de validation utilisées sont les données de pluies journalières IRD. Cependant, afin que la comparaison entre ces deux jeux de données soit valide, il est nécessaire de spatialiser les pluies IRD afin de les ramener à une grille commune avec celle de la simulation MAR. En effet une différence importante entre les sorties du modèle et les observations est que, dans le cas du modèle nous avons une quantité définie à l'échelle de la surface de la maille, alors que les observations sont des données ponctuelles. Cette spatialisation des pluies IRD a été faite par une technique de krigeage (Matheron 1970). Le krigeage est une méthode d'interpolation optimale, au sens statistique, qui permet d'estimer une valeur spatialisée de la pluie sur une surface donnée à partir d'une moyenne pondérée des mesures des stations les plus proches.

Les données journalières IRD ont été ainsi spatialisées sur une grille de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Les données issues de la simulation MAR ont été également ramenées sur cette même grille. Une première analyse nous a permis de voir que, d'un point de vue statistique, les données MAR à 0.5° de résolution sont très proches de celles à 40 km de résolution. Ce sont ces données à 0.5° de résolution que nous utiliserons par la suite.

Il est évident que l'estimation d'une valeur spatialisée de la pluie à partir d'observations n'est pas un problème trivial. Lebel et Amani (1999) ont notamment souligné l'importance

que la densité du réseau d'observations et sa configuration ont sur l'erreur d'estimation de la pluie spatialisée en zone sahélienne. Même si les données IRD spatialisées peuvent présenter (et présentent certainement) une grande incertitude, nous considérons qu'elle nous permettent d'avoir tout de même une première approximation (même grossière) de la structure journalière des pluies dans cette région du monde et de mettre ainsi en évidence les principales différences entre le régime pluviométrique simulé par le MAR et celui observé.

4.3 Limites temporelles du MAR

4.3.1 Influence de l'échelle temporelle sur la corrélation

Le but de cette étude est de pouvoir déterminer les limites intrinsèques du modèle. Du fait des paramétrisations physiques utilisées, de la résolution et des nombreuses non-linéarités présentes dans les processus atmosphériques, il est peu probable qu'un modèle climatique soit à même de reproduire la bonne quantité de pluie dans une même maille au même jour (Lorenz 1963). Cependant pour de nombreuses études climatiques, le but recherché est plutôt de pouvoir restituer correctement un certain nombre de paramètres statistiques du régime pluviométrique (par exemple la moyenne et l'écart-type des précipitations journalières) tout en reproduisant de manière à peu près correcte le cycle saisonnier.

Afin de mieux cerner les limites du MAR nous avons donc tout d'abord recherché un point de grille remplissant le mieux ces critères. Pour cela nous avons calculé pour chaque année et chaque point de grille commun aux données MAR et IRD l'erreur quadratique moyenne normalisée entre les séries temporelles filtrées sur 30 jours. L'erreur quadratique moyenne normalisée (notée ci après NRMSE) est définie comme l'erreur quadratique moyenne divisée par la pluie moyenne IRD. Une valeur faible de NRMSE nous assure que le signal saisonnier simulé par le MAR est proche de celui issu des données IRD, à la fois en corrélation et en écart absolu. Nous avons ainsi choisi le point de grille situé à 6°E-13°N pour l'année 1989. Ce point est caractérisé par une valeur de NRMSE égale à 0.15. Nous montrons sur la figure la répartition du nombre de points de grille en fonction du coefficient NRMSE pour l'année 1989. Nous constatons que la majorité des points est caractérisée par des valeurs de NRMSE comprises entre 0.33 et 1.00. Cela s'explique en grande partie par le biais sec systématique du modèle MAR en zone sahélienne. Cependant nous voyons également que la classe de NRMSE* 0-0.33 compte à peu près 50 individus, ce qui nous indique que si le point que nous avons choisi comme référence est évidemment un cas favorable, celui-ci n'est pas une exception fortuite.

La période d'étude va du 01/04/1989 au 31/10/1989, ce qui couvre la grande partie de la saison des pluies en ce point (le cumul de pluie sur cette période vaut quasiment 100 % du cumul annuel à la fois pour les données IRD et la simulation MAR). Nous montrons

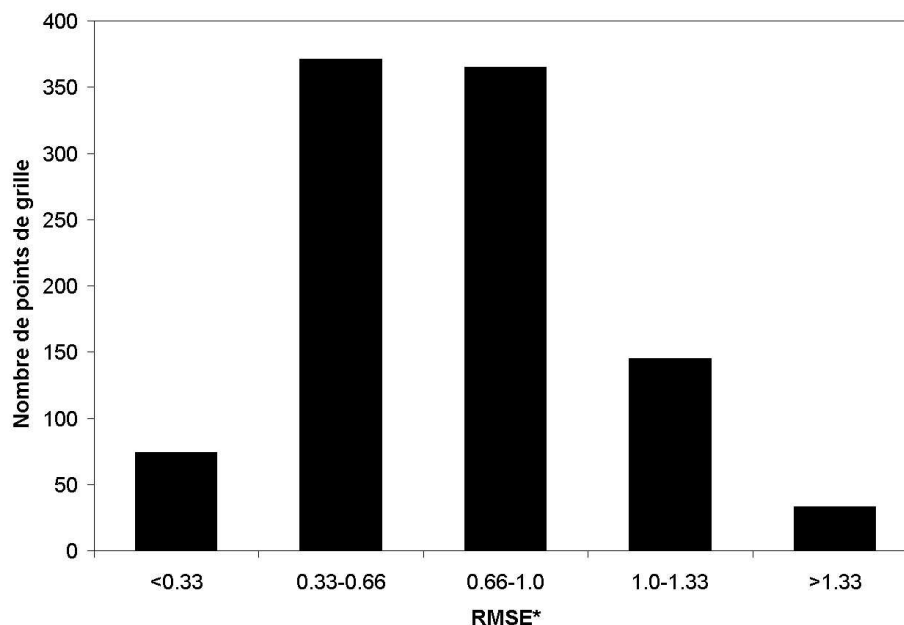


FIG. 4.1 – Répartition du nombre de points de grille communs aux données MAR et IRD en fonction de l'erreur quadratique moyenne normalisée. Période du 01/04/1989 au 31/10/1989.

sur la figure 4.2 la pluie filtrée sur 30 jours en ce point pour la simulation MAR et les observations IRD. Le cumul annuel de pluie est bien reproduit par le modèle MAR avec 596 mm simulé contre 587 mm observé (soit un écart relatif de l'ordre de 2 %). A l'échelle saisonnière le MAR se comporte également de manière très satisfaisante, avec juste une légère surestimation des pluies en juillet. La chronologie du régime pluviométrique est très bien reproduite avec un coefficient de détermination R^2 égal à 0,99. Cette série temporelle de pluie semble donc correspondre à une sorte d'optimum de ce que l'on peut obtenir avec le MAR, du moins à l'échelle saisonnière. Il est alors intéressant de déterminer jusqu'à quelle échelle temporelle il est possible de descendre tout en gardant une bonne adéquation entre le régime pluviométrique simulé et celui observé.

Une première manière de mesurer l'adéquation entre ces deux séries temporelles se fait via le calcul du coefficient de détermination (noté R^2) et de l'erreur quadratique moyenne (notée RMSE). Nous présentons sur la figure 4.3 l'évolution du coefficient de détermination R^2 et de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre les séries MAR et IRD lorsque l'on fait varier le temps de filtrage entre 1 (séries journalières brutes) et 30 jours (cycle saisonnier). Un premier résultat est que l'on voit clairement apparaître une échelle temporelle critique située autour de 10 jours. En dessous de cet intervalle de temps, le coefficient de détermination chute brutalement pour atteindre une valeur de 0,06 pour les pluies journalières brutes alors que l'erreur quadratique moyenne augmente de manière très significative pour atteindre près de 7 mm (et ce pour une pluie moyenne de l'ordre de 1,6 mm/jour). Nous constatons également qu'au delà de 15 jours, le gain à la fois en R^2 et RMSE est relativement faible. Le fait que le modèle simule bien la chronologie du régime pluviométrique pour des

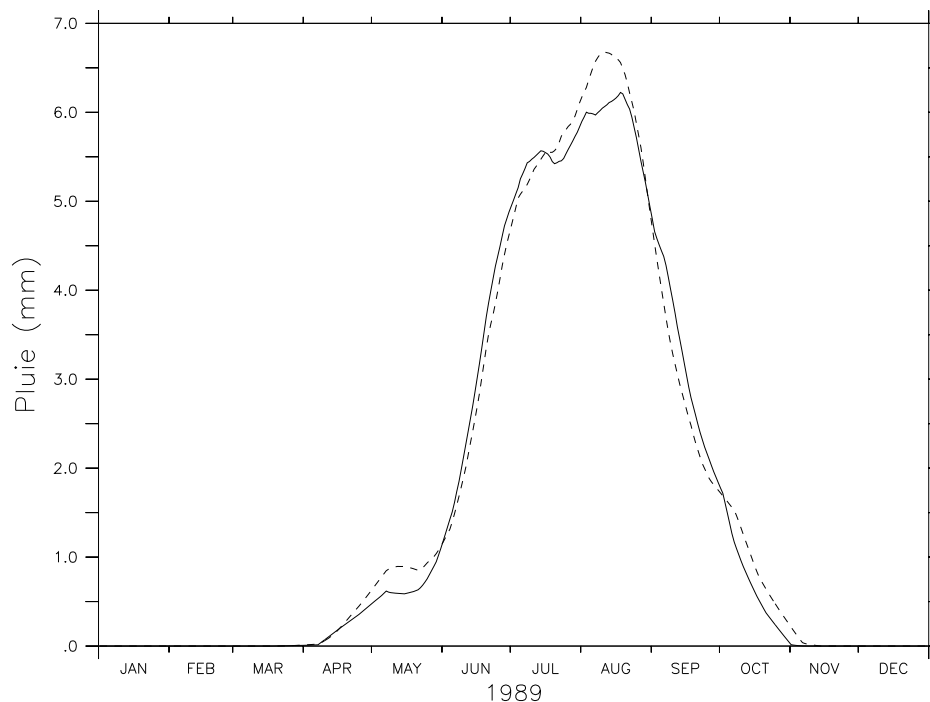


FIG. 4.2 – Pluie filtrée sur 30 jours au point 6°E-13°N pour les observations IRD (trait continu) et la simulation MAR (trait discontinu)

échelles temporelles supérieures à 15-20 jours est en accord avec les résultats de Gallée *et al.* (2004). Dans cette étude le modèle MAR est utilisé pour simuler la saison des pluies 1992 en Afrique de l'Ouest. Les auteurs montrent notamment que le MAR simule des oscillations du régime pluviométrique sur des échelles de 15-20 jours et ce en accord avec les observations (Sultan *et al.* 2003). Cela peut se comprendre par le fait qu'à ces échelles de temps un MCR se comporte comme un problème aux limites (à la différence des modèles de prévision du temps qui se comportent comme des problèmes aux conditions initiales) et que le forçage aux limites est réaliste (avec la variation des températures de surface de l'océan, la variation du rayonnement solaire au cours de la saison et les fluctuations des grandes circulations atmosphériques).

Une conclusion hâtive serait donc de dire que les sorties du MAR ne sont valables que pour des échelles de temps supérieures à 10 ou 15 jours. Cependant une telle chute de corrélation peut aussi s'expliquer par un simple décalage temporel entre les deux séries. En effet si nous calculons le coefficient de détermination entre la série de données journalières IRD et la même série mais décalée d'un jour, nous trouvons un R^2 de 0,04. Ce n'est que pour un temps de filtrage de 4 jours que nous retrouvons un R^2 proche de l'unité. Pourtant il paraît clair que si un modèle climatique était capable de simuler la bonne pluie mais seulement décalé d'un jour, celui-ci serait considéré comme quasiment parfait, même au pas de temps journalier. Si l'analyse de la corrélation est un bon indicateur de la capacité du modèle à reproduire la chronologie du régime pluviométrique, elle semble donc toutefois peu adaptée pour déterminer quelles sont les limites de validité du modèle à fine échelle.

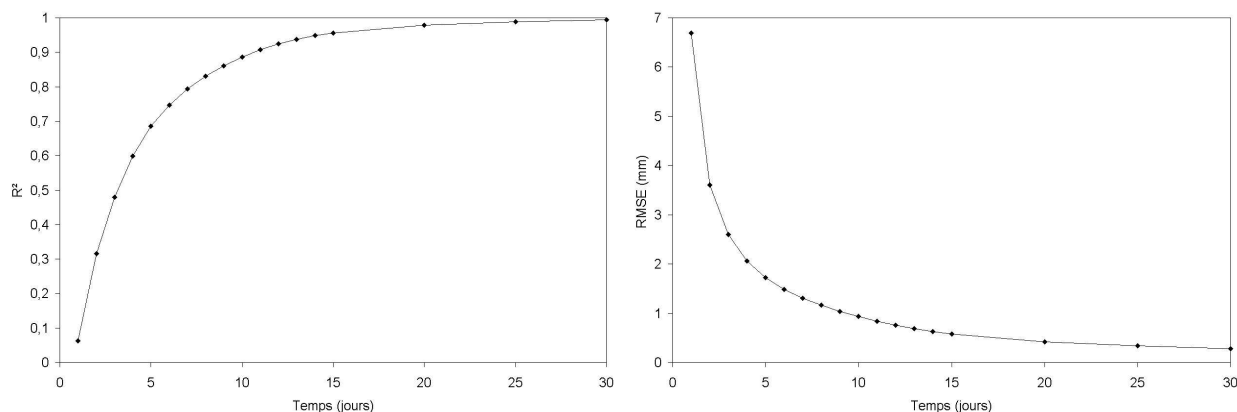


FIG. 4.3 – Évolution du coefficient de détermination (R^2 , à gauche) et de l'erreur quadratique moyenne (RMSE, à droite) entre les séries temporelles MAR et IRD pour différentes valeurs de temps de filtrage. Point $6^\circ\text{E}-13^\circ\text{N}$, du 01/04/1989 au 31/10/1989.

4.3.2 Influence de l'échelle temporelle sur la structure statistique du régime pluviométrique simulé

Comme nous l'avons écrit précédemment, le but d'un modèle climatique est surtout de pouvoir reproduire la structure statistique du régime pluviométrique et non pas sa chronologie exacte. Un moyen de mesurer l'adéquation entre les sorties pluviométriques d'un modèle et des observations est de comparer leurs fonctions de répartition cumulées respectives. Par la suite nous ne considérons pas la fonction de répartition cumulée "classique", qui s'exprime en pourcentage du nombre total d'individus, mais une fonction de répartition portant sur le pourcentage du cumul annuel inférieur à un seuil de pluie. Tout d'abord cela permet de mettre en évidence les pluies qui ont le plus fort impact sur le cumul annuel. En effet Lebel *et al.* (1997) ont montré qu'en zone sahélienne il était possible d'associer près de 95 % du cumul annuel de pluie à une trentaine d'évènements pluvieux. Au pas de temps journalier, cela signifie qu'une fraction réduite de jours peut expliquer une grande partie du cumul annuel. Par exemple, sur le point de grille considéré, les données IRD indiquent que 20 % des pluies journalières comptent pour près de 90 % du cumul.

Enfin le fait de travailler en pourcentage de cumul permet aussi d'atténuer le problème inhérent aux valeurs nulles. En effet même si les données de pluie journalière IRD ont été interpolées spatialement par krigeage, la probabilité d'avoir une pluie nulle reste tout de même bien plus élevée que pour les sorties d'un modèle. En effet celui-ci calculant directement une pluie par unité de surface à l'échelle de la maille, il est possible d'obtenir des valeurs de pluie très faible. Les données d'observations sont quant à elles des données ponctuelles et, qui plus est, discontinues (à la précision de l'appareil de mesure près, ici 0,5 mm). Le fait de travailler en pourcentage de cumul de pluie permet d'associer aux faibles valeurs de pluies une valeur proche de 0 à la fois pour le modèle et les observations. Une autre possibilité

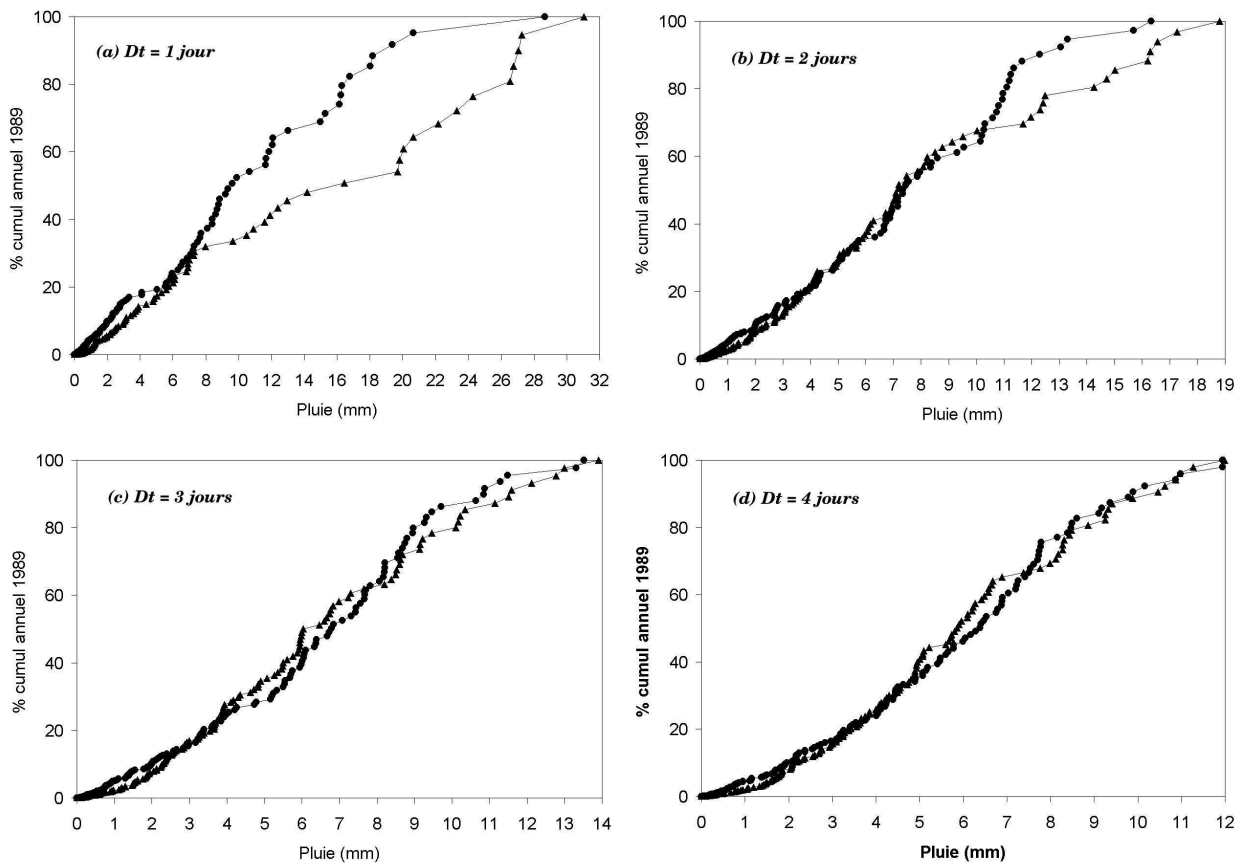


FIG. 4.4 – Fonctions de répartition cumulées pour la simulation MAR (ronds) et les observations IRD (triangles). Point 6°E-13°N, du 01-04-1989 au 31-10-1989. Ces fonctions sont calculées pour différentes valeurs de temps de filtrage : (a) 1 jour, (b) 2 jours, (c) 3 jours, (d) 4 jours

aurait été de travailler par classes de pluies, mais cela supposait un découpage en classe quelque peu arbitraire.

Nous présentons donc sur la figure 4.4 les fonctions de répartition cumulées des pluies MAR et IRD pour ce même point 6°E-13°N et pour différentes valeurs de temps de filtrage. La période considérée va du 01/04/1992 au 31/10/1992 et recouvre donc la quasi-totalité de la saison des pluies (cf. figure 4.2).

Sur la figure 4.4 (a) sont indiqués les résultats obtenus pour les pluies journalières brutes MAR et IRD. Il apparaît clairement que le modèle MAR ne reproduit pas correctement la structure statistique des pluies journalières. En comparaison avec les observations IRD, le MAR simule trop de faibles pluies. Dans les observations nous voyons que 50 % du cumul annuel est dû à des pluies supérieures à 16 mm/jour (pluies qui ne représentent que 6 % du nombre total de jours de pluies sur la période considéré), contre des pluies de l'ordre de 10 mm pour la simulation MAR. Ce décalage entre la simulation MAR et les données IRD est encore plus grand pour les fortes pluies. 20 % du cumul annuel est dû à des pluies supérieures à 26 mm/jour pour les données IRD contre 16 mm/jour pour la simulation MAR.

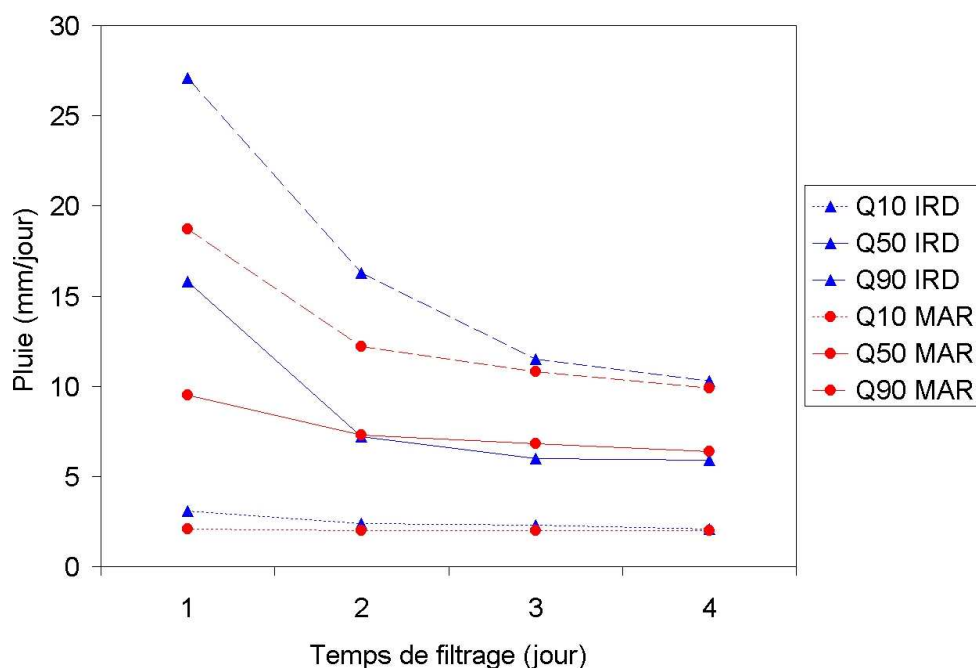


FIG. 4.5 – Évolution des quantiles 10, 50 et 90% pour la simulation MAR (ronds) et les observations IRD (triangles) en fonction du temps de filtrage. Point 6°E-13°N, du 01/04/1989 au 31/10/1989

Un point satisfaisant est que le modèle est capable de simuler de forts événements pluvieux de l'ordre de grandeur de ceux observés. En effet la pluie maximale simulée par le MAR vaut 29 mm/jour contre 31 mm/jour pour les données IRD. Cependant le modèle simule un nombre trop faible de ces forts événements.

Sur les figures 4.4 (b), (c) et (d), nous montrons comment évoluent la structure statistique du régime pluviométrique simulé lorsqu'on effectue un filtrage du signal de pluie sur 2, 3 et 4 jours respectivement. Pour un temps de filtrage de 2 jours (figure 4.4 (b)), nous constatons déjà une nette amélioration des résultats du modèle MAR. En effet jusqu'à 70 % du cumul annuel, les fonctions de répartitions cumulées MAR et IRD sont très proches. Cependant des problèmes persistent toujours pour les fortes valeurs de pluie, avec une sur-estimation des pluies comprises entre 10 et 13 mm/jour et une sous-estimation des pluies supérieures à 15 mm/jour. Lorsqu'on augmente le temps de filtrage à 3 et 4 jours (figures 4.4 (c) et (d)), les fonctions de répartition cumulées MAR et IRD sont cette fois-ci très proches pour toute la gamme de pluie. On note cependant une légère tendance du modèle MAR à sur-estimer l'impact des pluies moyennes (autour de 6 mm/jour).

Ces résultats peuvent être résumés dans la figure 4.5 qui montre l'évolution des quantiles Q_{10} , Q_{50} et Q_{90} pour la simulation MAR et les données IRD (le quantile Q_{α} étant la valeur telle que les pluies inférieures à Q_{α} représentent α % du cumul annuel). Ces trois grandeurs permettent d'avoir une assez bonne représentation de la distribution statistique des pluies.

Nous retrouvons bien l'évolution décrite précédemment, à savoir une sous-estimation des forts évènements pluvieux (visibles via les différences entre les quantiles 90% MAR et IRD) pour des temps de filtrage de 1 et 2 jours et un accord relativement correct pour des temps de filtrage de 3 et 4 jours.

4.3.3 Synthèse sur l'influence temporelle

Nous avons vu, via l'analyse de corrélation, que le modèle MAR est capable de bien simuler la chronologie du régime pluviométrique jusqu'à des échelles intra-saisonniers (de l'ordre de 10 à 15 jours). En dessous de cette gamme de temps, ce n'est plus le cas avec une chute assez brutale des valeurs de corrélation entre la pluie MAR et les observations IRD. Cette baisse de performance aux fines échelles temporelles peut s'expliquer par les nombreuses non-linéarités des processus atmosphériques impliqués dans la génération des précipitations en Afrique de l'Ouest (avec notamment la formation d'une goutte d'air froid, nécessaire à la propagation des systèmes convectifs de méso-échelles). De plus ces phénomènes non-linéaires se produisent souvent à des échelles non-résolues explicitement par le MAR, ce qui entraîne le fait que le modèle a peu de chances de pouvoir simuler la bonne quantité de pluie au bon moment dans une maille donnée.

Cependant l'étude des distributions statistiques des pluies MAR et IRD pour les fines échelles temporelles nous a permis de mettre en évidence le fait que le régime pluviométrique simulé par le MAR reste en assez bon accord (du point de vue statistique) jusqu'à des échelle de l'ordre de 3 à 4 jours. Par contre, au niveau journalier, des différences notables existent, avec notamment une exagération du nombre de petits à moyens évènements pluvieux au détriment des forts évènements.

Cela peut s'expliquer par la nature même des pluies dans cette région. Dans une étude portant sur le réseau d'observation EPSAT-Niger en zone sahélienne, Mathon *et al.* (2002) a montré que durant la saison des pluies (du 1 juillet au 15 septembre), près de 90 % de la pluie est produite par des systèmes convectifs de méso-échelle organisés. La pluie en un point donné est le résultat du passage d'un de ces systèmes (qui se déplacent avec une vitesse moyenne de l'ordre de 10 m/s et durent plus de trois heures). Compte-tenu de la résolution du modèle MAR (ici 40 km) et de la paramétrisation de la convection utilisée, il est clair que de tels phénomènes atmosphériques ne peuvent être simulés ici. Si l'on voit la convection comme un moyen possible de dissiper l'énergie disponible dans l'atmosphère, cette dissipation se fait de manière différente dans le modèle et dans la réalité. Là où naturellement, il se produit un système convectif de méso-échelle tous les trois ou quatre jours, le modèle va produire des évènements pluvieux faibles à moyens tous les jours, qui au global vont permettre de dissiper la même quantité d'énergie. Cela permet de comprendre pourquoi, même si les pluies

journalières ne sont pas représentées de manière réalistes, sur des échelles de 3 à 4 jours, le modèle fournit quand même une information pertinente.

Tous ces résultats ont été montrés pour un seul point de grille et pour une année particulière. Cela est dû à notre choix de cerner les limites intrinsèques de la modélisation. Nous voulions voir, là où le modèle est le plus proche possible des observations au niveau saisonnier, jusqu'à quelle échelle temporelle il était possible de raffiner. Ces valeurs de 3-4 jours comme limites de validité du modèle sont en quelque sorte un optimum. Là où le modèle est moins performant à grande échelle (présence de biais systématiques, cycle saisonnier peu réaliste ...) les résultats sont naturellement moins bons. Nous avons mené le même type d'étude pour des mailles où le modèle MAR simulait de manière à peu près satisfaisante le cumul annuel avec un cycle saisonnier réaliste. Cela a permis de confirmer les résultats obtenus, à savoir une baisse de la corrélation pluie observée et simulée pour des périodes de filtrage inférieures à 15 jours, une structure journalière souvent peu réaliste (avec une exagération du nombre de faibles événements pluvieux) mais une structure statistique plus conforme pour des échelles temporelles supérieures à 3-5 jours.

4.4 Influence des échelles spatiales

Nous souhaitons maintenant voir quelle est l'influence de l'échelle spatiale sur la qualité de la simulation MAR. La question à laquelle nous souhaitons répondre est la suivante : est-ce que la pluie moyennée sur plusieurs mailles fournit une information plus pertinente qu'au niveau d'une seule maille ? En effet l'étude menée précédemment ne portait que sur un seul point de grille, il est donc possible que la déficience constatée au pas de temps journalier soit moins marquée lorsque l'on considère une échelle spatiale plus importante.

4.4.1 Influence de l'échelle spatiale sur la corrélation

Afin de voir l'influence de l'échelle spatiale sur les résultats de la simulation MAR, nous regardons l'évolution de la corrélation entre les séries temporelles MAR et IRD lorsque nous faisons varier à la fois le pas de temps et d'espace (voir figure 4.6). Par la suite nous noterons N_t l'échelle temporelle et N_x l'échelle spatiale. Le coefficient de détermination calculé ici est une moyenne des coefficients de détermination de toutes les séries temporelles MAR et IRD possibles pour les différents pas de temps et d'espace impliqués (la période d'étude va du 1^{er} janvier 1989 au 31 décembre 1989).

Nous retrouvons bien le fait qu'à l'échelle élémentaire (ici 0.5°), la corrélation aux fines échelles temporelles est très faible. Par contre en considérant des données moyennées sur plusieurs mailles, la chronologie du régime de pluie simulée s'améliore de façon significative :

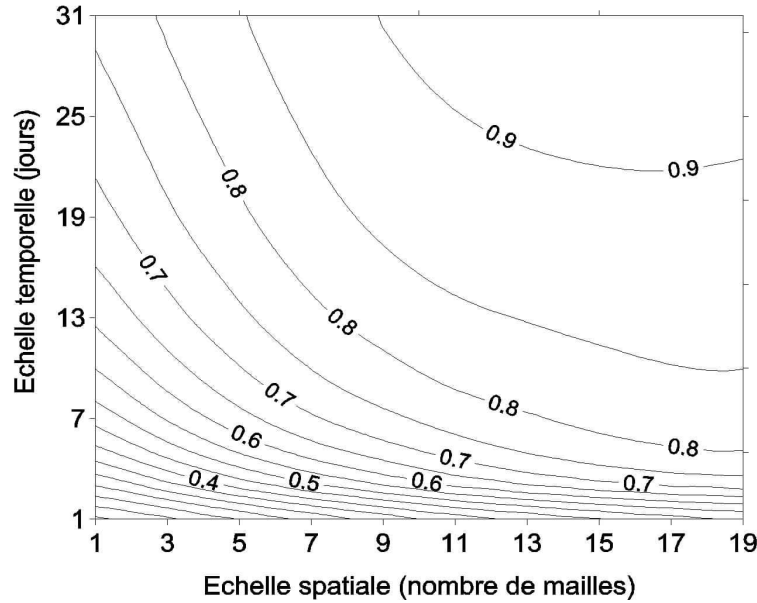


FIG. 4.6 – Évolution de la corrélation entre les séries temporelles MAR et IRD en fonction de l'échelle spatio-temporelle. L'échelle spatiale est indiquée en nombre de mailles de $0,5^\circ$ de résolution. La comparaison s'effectue en effet sur la grille commune aux sorties MAR et aux données IRD. Une échelle spatiale de N correspond à une moyenne des pluies sur une zone comprenant N^2 mailles de $0,5^\circ$ de résolution.

nous passons d'une valeur de r^2 inférieure à 0.1 pour $N_t = 1$ jour et $N_x = 1$ maille à une valeur proche de 0.5 pour $N_t = 1$ jour et $N_x = 19$. En moyenne, nous constatons que le fait d'augmenter le pas d'espace permet d'augmenter la précision de la chronologie du régime de pluie simulé. Pour exemple la corrélation est la même entre les séries MAR et IRD lorsque l'on travaille à $N_t = 31$ jours et $N_x = 3$ mailles que lorsque l'on utilise $N_t = 10$ jours et $N_x = 10$ mailles. Nous constatons également qu'à l'échelle saisonnière ($N_t = 31$ jours), le modèle MAR est capable de reproduire la bonne chronologie du régime de pluie à l'échelle régionale ($N_x = 19$ mailles soit une zone de $8^\circ \times 8^\circ$) avec un coefficient de détermination moyen proche de 0.92.

4.4.2 Influence de l'échelle spatiale sur la structure statistique du régime pluviométrique

Nous souhaitons voir si cette amélioration des performances du MAR (par rapport à la chronologie des pluies) avec l'échelle spatiale se retrouve également dans une meilleure simulation de la structure statistique du régime pluviométrique à petite échelle temporelle. En effet nous avons vu (cf. section 4.3.2 page 69) qu'il s'agit là d'une des principales déficiences du MAR.

Pour cela nous comparons l'évolution des fonctions de répartitions cumulées des pluies journalières MAR et IRD lorsque l'on fait varier l'échelle spatiale. Nous regardons les résul-

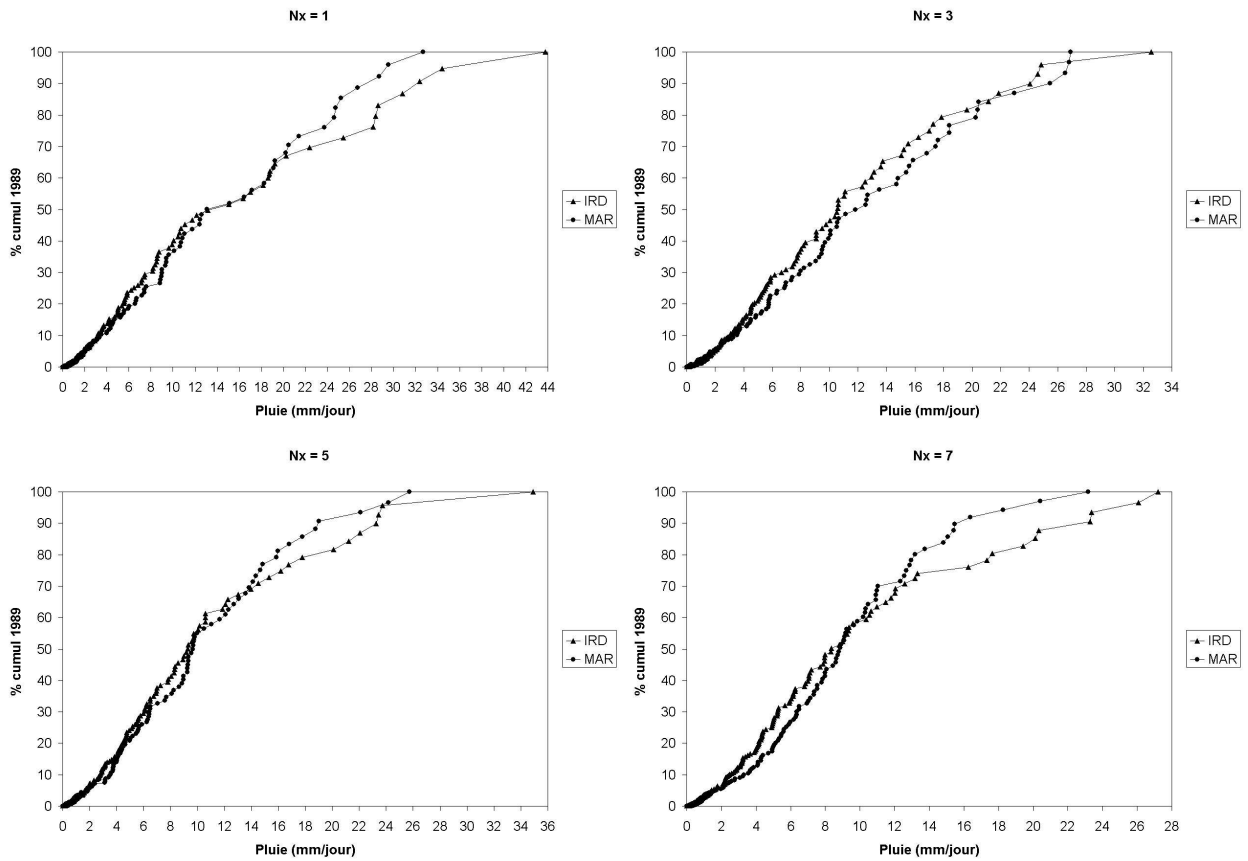


FIG. 4.7 – Évolutions des fonctions de répartition cumulées MAR et IRD pour des échelles spatiales de 1, 3, 5 et 7 mailles de 0.5° . Zone 6°O - 12°N , période du 01/04/1989 au 31/10/1989.

tats en un point situé à 6°O - 12°N pour l'année 1989, d'abord au niveau de la maille, puis sur des moyennes faites sur 3, 5 et 7 mailles autour de ce point. Nous avons choisi ce point particulier car les cumuls simulés par le modèle MAR y sont en assez bon accord avec les observations IRD pour toutes ces échelles spatiales (l'erreur relative maximale ne dépasse pas les 7 %).

Une première constatation au vu de la figure 4.7 est que nous ne voyons pas apparaître une amélioration significative des performances du modèle MAR avec l'utilisation d'une plus grande échelle spatiale. A l'échelle d'une maille ($N_x = 1$), nous retrouvons le même résultat que celui obtenu dans la section 4.3.2, à savoir un moindre impact des fortes pluies dans la simulation MAR que dans les observations IRD (même si cela est moins marqué que dans le cas précédent). Pour des échelles spatiales plus importantes, il ne semble pas y avoir de tendance nette à une amélioration des performances du modèle. Par exemple la structure statistique simulé par le modèle MAR semble plus conforme à celle des observations IRD pour une valeur de N_x égale à 3 que pour 5 et 7 mailles. La même analyse effectuée en d'autres points (où les cumuls MAR étaient proches de ceux issus des observations IRD à ces différentes échelles spatiales) a abouti à la même conclusion, à savoir une relative indépendance des performances du modèle avec l'échelle spatiale.

Ce résultat peut sembler paradoxal. En effet nous pouvions nous attendre à ce que le fait de travailler sur plusieurs mailles au lieu d'une seule aboutisse à une plus grande adéquation entre la pluie journalière IRD et celle simulée par le MAR (et ce via un effet de compensation d'erreurs). Nous montrons sur les figures 4.8 et 4.9 les pluies journalières IRD et MAR pour les journées du 15 au 17 août 1989. Nous constatons que les structures spatiales des pluies journalières MAR et IRD sont assez différentes. En ce qui concerne les données IRD (cf figure 4.8) nous pouvons voir plusieurs centres de fortes pluviométries séparées par des zones de pluies faibles à nulles. De plus d'une journée sur l'autre la localisation de ces zones fortement pluvieuses semble relativement indépendante. Par exemple sur la zone 6°O - 4°E et 10°N - 12°N , les pluies sont modérées le 15 août, très faibles le 16 et fortes le 17. Cela s'explique par le fait que les précipitations en Afrique de l'Ouest est le résultat de systèmes convectifs de méso-échelle dynamiques (Mathon *et al.* 2002), ce qui entraîne une grande variabilité spatio-temporelle des champs de pluie. L'examen des pluies MAR sur la figure 4.9 nous montre un comportement assez distinct. D'abord nous voyons que les champs de pluies MAR semblent plus lisses et plus étendus, avec des pluviométries maximales plus faibles (de l'ordre de 40 mm/jour contre 80 mm/jour pour les données IRD). De plus nous retrouvons une cohérence temporelle bien développée dans les données MAR, avec une zone de forte pluie centrée sur 6°O , 10°N présente tout au long des 3 jours. Les différences de structures spatiales entre les champs de pluie journalière MAR et IRD sont telles que le fait de travailler sur une ou plusieurs mailles n'apporte pas de réelles améliorations.

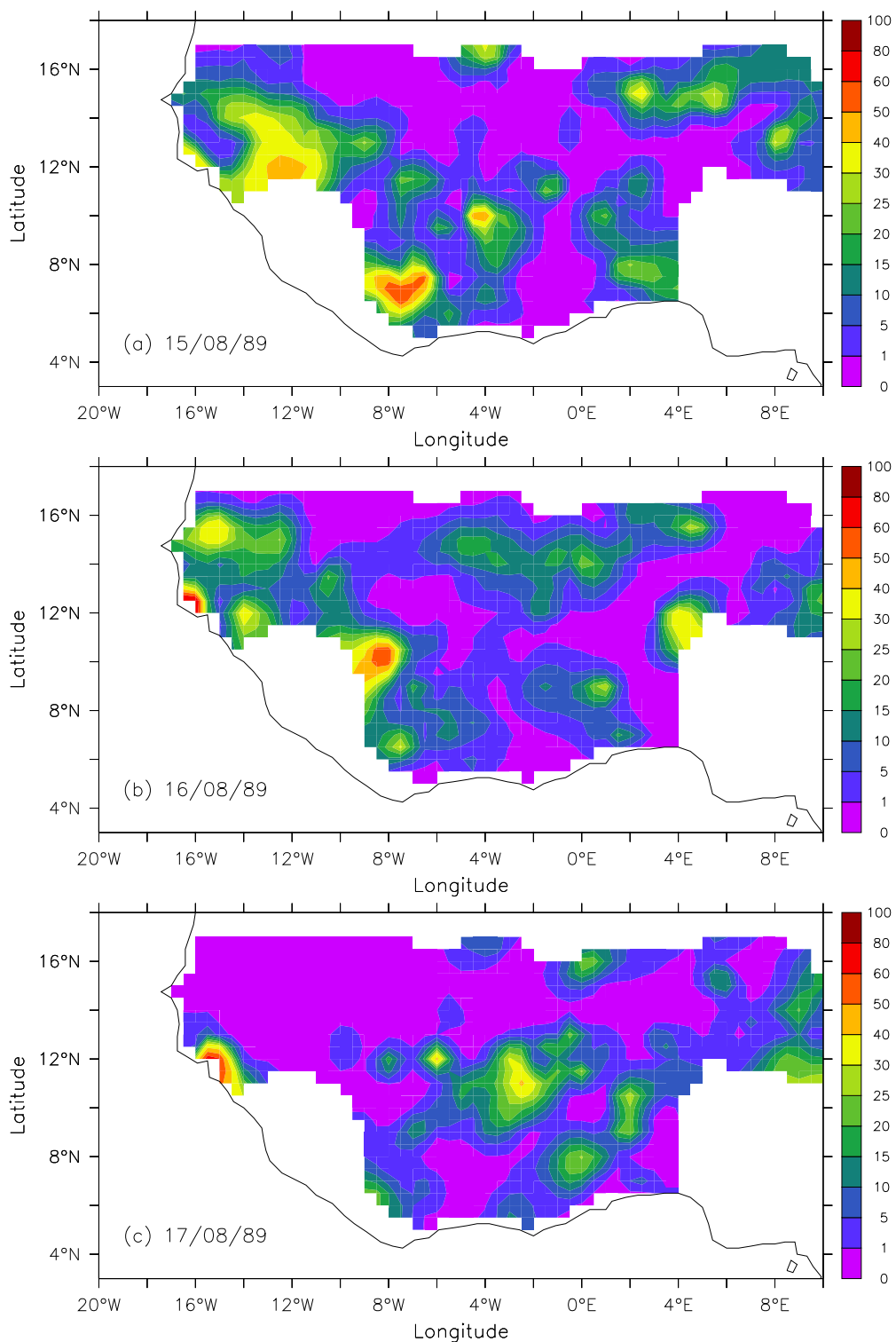


FIG. 4.8 – Pluie journalières IRD (en mm) : (a) 15 août 1989, (b) 16 août 1989, (c) 17 août 1989. Les zones blanches sont des zones où les données IRD sont absentes.

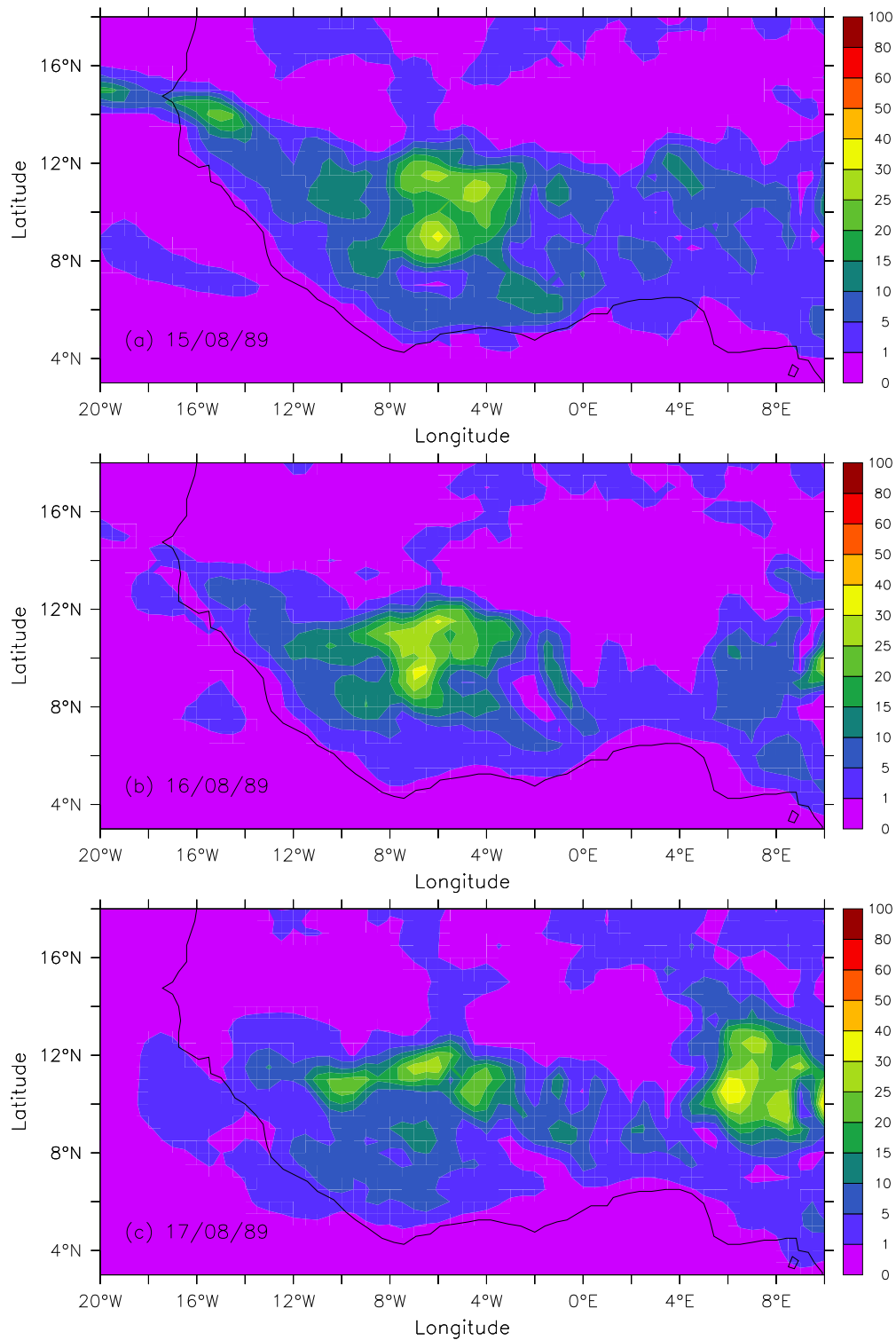


FIG. 4.9 – Pluie journalières MAR (en mm) : (a) 15 août 1989, (b) 16 août 1989, (c) 17 août 1989.

4.5 Synthèse sur les limites spatio-temporelles de validité du modèle MAR

Dans cette étude nous avons souhaité mettre en évidence les limites spatio-temporelles de validité du modèle MAR. En effet nous avons vu que le fait qu'un modèle reproduise correctement le signal saisonnier à une échelle régionale n'implique pas que le régime pluviométrique simulé soit satisfaisant aux plus petites échelles.

Nous avons montré qu'à l'échelle de la maille, le MAR est capable de restituer la chronologie du régime pluviométrique jusqu'à des échelles de 10-15 jours (ceci est une limite optimale, il existe des cas où même le signal saisonnier simulé est peu corrélé avec celui observé). Une analyse des fonctions de répartition simulées et observées a permis de montrer que, pour peu que le signal saisonnier soit reproduit de manière satisfaisante, la structure statistique du régime pluviométrique simulé reste conforme jusqu'à des échelles temporelles de l'ordre de 3 à 4 jours.

L'analyse des échelles spatiales n'a pas permis de mettre en évidence une amélioration (ou une dégradation) significative de la qualité des résultats du MAR, du point de vue de la distribution statistique, lorsque l'on considère la pluie moyennée sur plusieurs mailles. Nous avons vu que cela pouvait s'expliquer en grande partie par une nette différence entre les structures spatiales des champs de pluie simulés et observés. Néanmoins le fait de travailler sur plusieurs mailles permet une meilleure restitution de la chronologie du régime pluviométrique (avec une amélioration de la corrélation entre les séries temporelles observées et simulées).

Ainsi, si dans le cadre d'un forçage d'un modèle hydrologique, on souhaitait utiliser les sorties du modèle MAR en entrée d'un désagrégateur spatio-temporel, nous préconiserions la démarche suivante :

1. Vérifier que le cumul de pluie sur la zone et la période considérées est satisfaisant.
2. S'assurer que le cycle saisonnier est réaliste.
3. Filtrer les pluies issues de la simulation MAR à 3-5 jours et à partir des données filtrées reconstruire une chronique de pluies journalières (ou événementielles) plus réalistes. Une première méthode grossière peut consister à considérer les cumuls de pluie sur trois jours et à les ramener de manière aléatoire sur une seule journée.

Cette étude à fine échelle spatio-temporelle des sorties pluviométriques d'un modèle (que ce soit un MCR ou un MCGA) est quelque chose d'assez peu courant dans la communauté de la modélisation climatique en Afrique de l'Ouest. En effet cela revient souvent à pousser un modèle dans ses derniers retranchements et met en lumière les effets des différentes paramétrisations utilisées. Cependant cela permet d'appréhender le comportement du modèle de

manière plus précise que le simple examen de valeurs moyennes saisonnières ou mensuelles. Enfin cela permet également d'utiliser de manière plus "intelligente" les sorties pluviométriques simulées. Dans notre cas, nous avons vu qu'il semblait peu indiqué de travailler avec des valeurs de pluies journalières mais plutôt sur des cumuls supérieurs à 4 jours. Cela peut avoir un impact important sur les stratégies de forçage et de couplage des modèles hydrologiques par les sorties pluviométriques des modèles climatiques atmosphériques.

Chapitre 5

Sensibilité du modèle MAR à la représentation des états de de surface

Le problème traité dans ce chapitre est celui de la sensibilité du modèle MAR à la représentation des conditions de surface. Nous présentons les modifications que nous avons apportées à la prescription des propriétés de surface dans le MAR, ainsi que la sensibilité du régime pluviométrique simulé par le modèle à ces modifications. Ces études portent sur l'année 1992 qui nous a servi de référence. Les impacts sur le bilan radiatif ainsi que sur les pluies sont examinés.

5.1 L'importance des états de surface sur le climat en Afrique de l'Ouest

De nombreux auteurs ont souligné l'importance de l'interaction entre l'atmosphère et les surfaces continentales pour la détermination du climat ouest-africain. Un travail pionnier a été celui de Charney (1975) qui, en utilisant un modèle linéaire sec sur l'Afrique de l'Ouest, a montré qu'une augmentation de l'albédo du sol résultait en une diminution des précipitations en zone sahélienne. Par la suite de nombreuses études ont été menées pour quantifier les effets de l'interaction sol-atmosphère et pour évaluer les impacts d'une dégradation du sol et de la végétation sur le régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest (Xue et Shukla 1993; Xue 1997; Zheng et Eltahir 1998; Clark *et al.* 2001; Taylor *et al.* 2002). L'idée sous-jacente à ces études est que la longue période de sécheresse qui a touché le Sahel depuis la fin des années 60 serait un effet d'une modification anthropique des propriétés des surfaces continentales (via le déboisement et la dégradation des sols dus à une surexploitation agricole). Plus récemment un certain consensus s'est fait pour dire que la variabilité décennale du climat n'est pas due à une modification des états de surface continentaux, mais que celle-ci tend à moduler de manière significative un signal climatique piloté par des variations de températures de

surface de l'océan (Zeng *et al.* 1999). Il apparaît donc qu'une bonne représentation des états de surface continentaux est nécessaire si l'on souhaite modéliser de manière satisfaisante le climat ouest-africain ainsi que sa variabilité.

5.2 Représentation des propriétés de la surface dans le modèle MAR

Nous avons vu au chapitre 3 les résultats d'une simulation de 10 ans faites avec le modèle MAR. Celle-ci avait été faite dans la même configuration que celle utilisée par Moufouma-Okia (2003) dans son étude de validation du MAR sur l'Afrique de l'Ouest. Or après analyse des résultats de cette simulation, il est apparu que la prescription des différentes propriétés du sol n'était pas entièrement satisfaisante, avec notamment des fractions de végétation en zone désertique anormalement élevées. C'est pourquoi nous avons cherché à reprendre cette prescription des propriétés du sol et à le faire de manière plus réaliste. Ces modifications ont principalement porté sur quatre facteurs : les types de sol, la prescription de l'albédo de sol nu (i.e. l'albédo du sol situé sous la végétation), la fraction de végétation et le calcul de l'index foliaire (LAI). Une description détaillée du module de surface du MAR, appelé SISVAT, se trouve dans les papiers de De Ridder et Schayes (1997). Un point important à souligner est que nous n'avons pas cherché à caler ces différents paramètres de surface pour améliorer la qualité de la simulation MAR, mais que nous avons surtout souhaité avoir une prescription des propriétés des états de surface qui soit la plus proche possible de la réalité.

5.2.1 Types de sol et albédo de sol nu

Dans la version de la simulation de 10 ans (notée ci-après S10), trois types de sol étaient utilisés (sur les 12 permis par le modèle de sol SISVAT, basés sur la classification USDA¹, cf. tableau 5.1). Ceux-ci étaient déterminées via la classification des sols de la FAO et notamment des teneurs en sable, limon et argile. Cela était principalement dû au fait qu'à chaque type de sol était attaché une valeur d'albédo de sol sec et qu'historiquement, lors de la phase initiale de mise en oeuvre du MAR sur l'Afrique de l'Ouest, seuls les valeurs d'albédo pour les trois principales classes de sols étaient disponibles. En effet dans le module SISVAT, l'albédo de la surface comporte deux composantes : une est liée à la réflectivité du sol située en dessous de la végétation et l'autre est due à l'interception radiative par la végétation. Si la composante due à la végétation est calculée à partir des valeurs de LAI et du type de végétation, la composante due au sol est prescrite (De Ridder 1997). Cela pose néanmoins deux problèmes majeurs :

¹United States Department of Agriculture

0	water
1	sand
2	loamy sand
3	sandy loam
4	silt loam
5	loam
6	sandy clay loam
7	silty clay loam
8	clay loam
9	sandy clay
10	silty clay
11	clay

TAB. 5.1 – Classification des sols USDA

1. D'une part une sous-représentation de l'hétérogénéité des sols en Afrique de l'Ouest.
2. D'autre part, l'albédo de sol est ainsi basé sur la texture du sol, alors qu'il est en principe fonction de sa couleur (un sable sombre a un albédo beaucoup plus faible qu'un sable clair).

Récemment des projets s'inscrivant dans le cadre du programme GEWEX² ont rendu disponible de nombreuses données portant sur les propriétés des sols (notamment les projets GSWP-2³ (Dirmeyer *et al.* 2002) et ISLSCP-2⁴ (Hall *et al.* 2004)). Les données GSWP nous ont ainsi permis d'obtenir une carte des types de sol basés sur la classification USDA qui était donc totalement consistante avec le SVAT, nous permettant ainsi de prendre en compte non plus 3 mais 12 types de sols. L'interpolation sur la grille du MAR des valeurs de classes de sol a été effectuée en assignant à chaque point continental de la grille MAR la valeur du point de grille le plus proche dans les données GSWP. Nous montrons sur la figure 5.1 la distribution géographique des types de sol ainsi obtenue sur l'Afrique de l'Ouest.

Nous avons choisi de découpler la prescription de l'albédo de sol nu du type de sol. Pour ce faire nous avons utilisé une carte d'albédo du sol estimé à partir de données satellites à la résolution de $1^\circ \times 1^\circ$, également disponible via le projet GSWP. De nombreuses études ayant souligné l'importance de l'albédo sur le climat ouest-africain (Charney 1975; Lofgren 1995), nous avons également souhaité utiliser une distribution alternative de l'albédo de sol afin d'étudier la sensibilité du modèle MAR à ce paramètre. Pour cela nous avons utilisé les données d'albédo de surface de la NOAA disponibles à $0,25^\circ$ de résolution via le projet ISLSCP-2. Contrairement aux données GSWP ces données d'albédo comprennent également l'effet de la végétation sur l'albédo de surface. Afin de limiter au maximum cette influence de la végétation, nous avons donc considéré le maximum annuel d'albédo de ces données

²Global Energy and Water Cycle Experiment

³Global Soil Wetness Project -2 (<http://grads.iges.org/gswp2/>)

⁴International Satellite Land-Surface Climatology Project, Initiative II (http://islscp2.sesda.com/ISLSCP2_1/html_pages/islscp2_home.html)

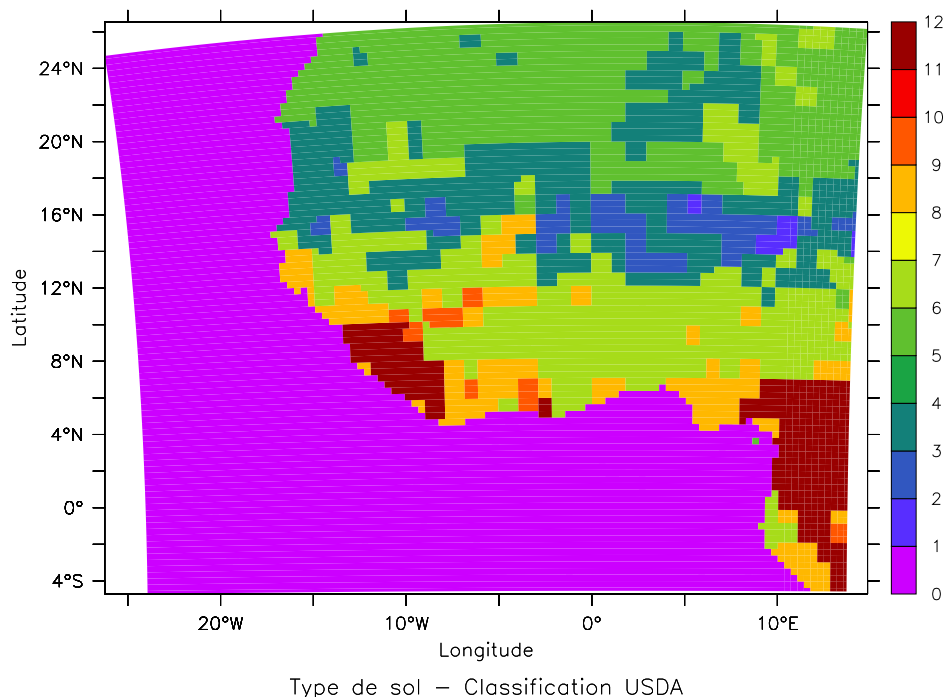


FIG. 5.1 – Distribution des types de sol en Afrique de l’Ouest, basée sur la classification USDA (voir tableau 5.1)

comme un assez bon indicateur de l’albédo de sol nu. En effet l’analyse de données NDVI⁵ nous a indiqué que, au moins pour la partie sahélienne, la fraction de végétation se réduisait considérablement lors de la saison sèche. Les valeurs d’albédo sont alors les plus élevées et il est raisonnable de penser qu’elles sont assez proches de l’albédo de sol nu. Plus au sud ce raisonnement est moins valable du fait d’une persistance plus grande de la végétation tout au long de l’année, et pour cette même raison nous pensons que l’influence de l’albédo du sol nu sur l’albédo global de la surface y est moindre qu’en zone sahélienne.

Nous montrons sur la figure 5.2 les deux jeux de valeurs d’albédo de sol nu obtenues à partir des données GSWP et NOAA. Nous pouvons constater que même en zone saharienne, il existe une assez grande variabilité spatiale de l’albédo avec des valeurs variant entre 0,25 et 0,45. Plus au sud la distribution d’albédo semble beaucoup plus uniforme et de symétrie zonale. Globalement nous retrouvons bien les mêmes caractéristiques principales sur les deux cartes, à savoir la présence de deux zones de très fort albédo (entre 0,45 et 0,5) sur le Sahara et un gradient méridien assez prononcé entre les côtes du Golfe de Guinée et le Sahel. Toutefois il apparaît des différences, dues notamment à la résolution, mais également en intensité avec des valeurs d’albédo de sol légèrement plus faibles sur le Sahel dans les données NOAA que dans les données GSWP. Nous constatons également la présence de zones de très faible albédo

⁵Normalized Difference Vegetation Index : Index calculé à partir des réflectances mesurés dans les canaux visible et infra-rouge à partir de mesures satellites. Il est lié à la fraction de radiation due à l’activité photosynthétique des plantes et permet ainsi une estimation de la quantité de biomasse végétale.

(inférieur à 0.15) dans les données NOAA sur l’Afrique Équatoriale, qui sont sûrement dues à l’impact de la végétation quasi-permanente dans cette région.

5.2.2 Fraction de végétation

Le module SISVAT permet la prise en compte des hétérogénéités de surface par une approche en mosaïque (Koster et Suarez 1992), c’est à dire que chaque maille du MAR est divisée en trois sous-maillles qui diffèrent par le type de végétation présente. Les flux de chaleur et de quantité de mouvement sont calculés sur chaque sous-maille puis moyennés suivant les proportions respectives par rapport à la maille globale. Parmi ces trois sous-maillles, une est systématiquement réservée à la classe de sol nu. La fraction de végétation dans le MAR (notée ci-après $Vfrc$) est alors définie comme :

$$Vfrc = 1 - fr_0$$

où fr_0 désigne la fraction de sol nu.

Cette fraction de végétation est un facteur important car elle va conditionner le partitionnement de l’énergie radiative reçue par le sol en flux de chaleur sensible ou latent ainsi que l’intensité du terme de transpiration dans le bilan en eau au niveau du sol.

Dans la configuration initiale du MAR sur l’Afrique de l’Ouest cette fraction de végétation était calculée directement à partir des valeurs des maxima de NDVI des données AVHRR à 8 km de résolution de la manière suivante :

$$Vfrc = \frac{NDVI_{max} - NDVI_0}{NDVI_{\infty} - NDVI_0}$$

avec $NDVI_{max}$ le maximum temporel local de NDVI, $NDVI_{\infty}$ le maximum temporel global de NDVI (donc proche de 1) et $NDVI_0$ le minimum temporel global de NDVI. Il faut noter qu’avec cette définition, la fraction de végétation est un paramètre indépendant du temps. En effet les maxima et minima sont calculés sur la période de 10 ans de 1983 à 1992, il n’y a donc pas de variabilité saisonnière ou interannuelle de la fraction de végétation. Cette variabilité est faite via la prescription d’un LAI variable dans le temps.

Cependant l’analyse de la fraction de végétation utilisée dans la simulation S10 a fait apparaître des défauts. Tout d’abord nous avons pu constater une sous-estimation de la valeur de $NDVI_0$ et une surestimation de celle de $NDVI_{\infty}$, dues au fait que le calcul de ces paramètres était fait directement à partir du fichier de NDVI à 8 km de résolution alors que la valeur du maximum local $NDVI_{max}$ se faisait à partir des données ramenées à la résolution du MAR, soit 40 km. Ceci a pour conséquence une sur-estimation des valeurs de $Vfrc$ en zone désertique et une sous-estimation en zone équatoriale. D’autre part l’utilisation d’une

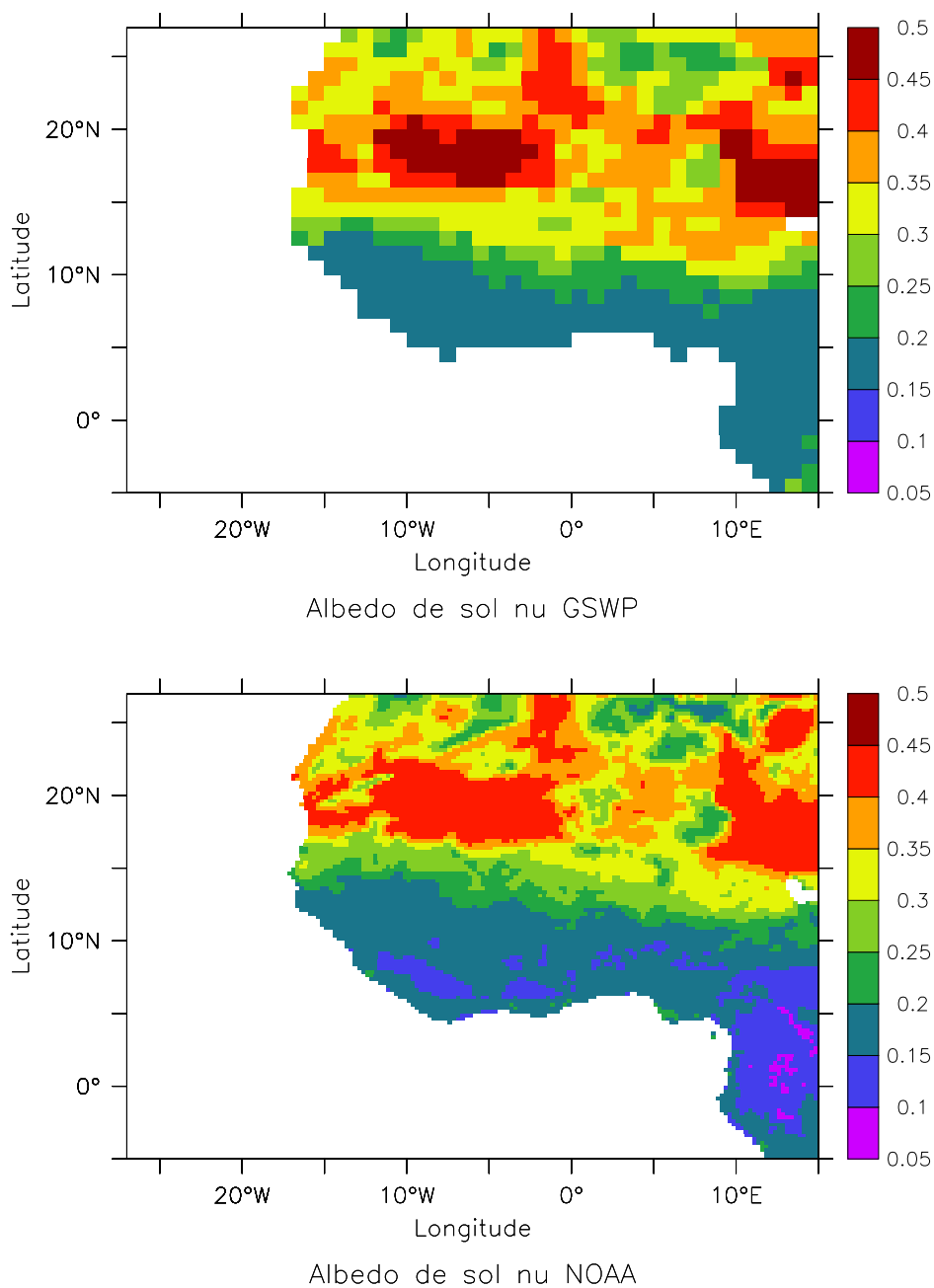


FIG. 5.2 – Albédo de sol nu utilisé pour les simulations MAR. Haut : données GSWP (résolution 1°); Bas : Données NOAA (résolution 0.25°)

relation linéaire entre le NDVI et la fraction de végétation semble peu adaptée. En effet une prairie bien développée et une forêt équatoriale ont des valeurs de NDVI différentes, et pourtant dans les deux cas nous avons une fraction de végétation qui doit être assez proche de l'unité.

Afin de corriger ces défauts nous avons donc modifier la manière d'estimer la fraction de végétation de la manière suivante :

$$Vfrc = VEG \times (2 - VEG - e^{-2.5VEG})$$

avec $VEG = \frac{NDVI_{max} - NDVI_0}{NDVI_{\infty} - NDVI_0}$ un indice auxiliaire de végétation, basé uniquement sur les grandeurs à 40 km de résolution. Cette définition permet d'avoir une fraction de végétation qui augmente linéairement avec le NDVI pour les faibles valeurs et un comportement de type exponentiel inverse lorsque VEG tend vers 1 (i.e. la fraction de végétation atteint un seuil lorsque le NDVI est suffisamment important). Nous présentons sur la figure 5.3 la fraction de végétation avant et après modification. Nous constatons que les valeurs sont fortement diminuées sur la zone saharienne et que le gradient de végétation est plus accentué en zone sahélienne, ce qui semble plus en accord avec les observations de NDVI. Le coefficient $-2,5$ a été calé afin de retrouver une valeur de $Vfrc$ proche de celle observée en zone sahélienne (Taylor et Clark 2001).

5.2.3 Indice foliaire et fraction de feuilles vertes

Dans le SISVAT l'évolution temporelle des propriétés de la végétation se fait suivant deux grandeurs :

- L'indice foliaire (LAI) mesure la surface de feuilles ramenée à la surface de sol (il s'exprime en m^2/m^2). Il comprend à priori des feuilles mortes et des feuilles vertes.
- La fraction de feuilles vertes (GLF) indique quant à elle la proportion de feuilles vertes par-rapport au nombre total de feuilles, il influe donc sur l'activité photo-synthétique et sur les valeurs de transpiration.

Dans la configuration S10, le paramètre GLF est calculé à partir du NDVI :

$$GLF(t) = \frac{NDVI(t) - NDVI_0}{NDVI_{max} - NDVI_0}$$

ce qui assure d'avoir un GLF de 1 lorsque la végétation atteint son développement maximal et une valeur de GLF égale à 0 uniquement lorsque la valeur de NDVI est égale au minimum global de NDVI. Le LAI est quant à lui fonction du GLF via une relation de type exponentiel inverse de telle sorte à ce que le LAI atteigne une valeur maximale (tabulée en fonction du type de végétation) lorsque le GLF est proche de 1.

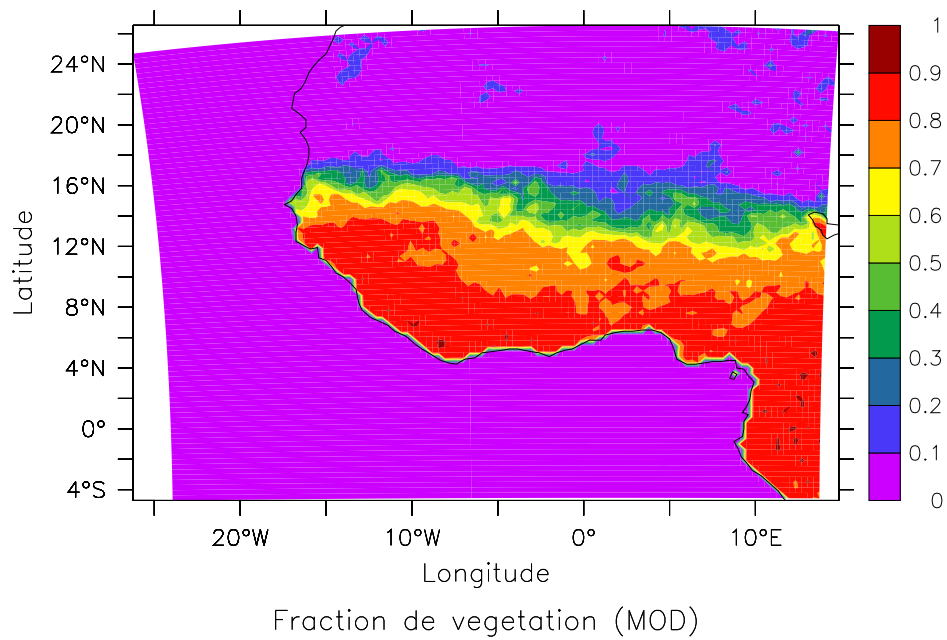
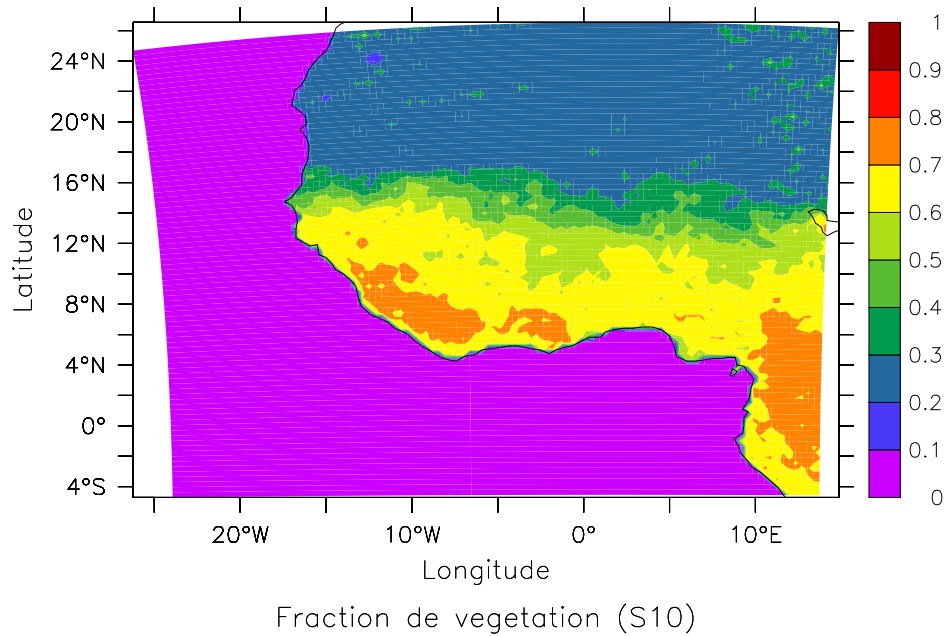


FIG. 5.3 – Modification de la fraction de végétation dans le MAR. Haut : ancienne prescription ; Bas : nouvelle prescription.

Cette description de l'évolution de la végétation n'est pas totalement satisfaisante. En effet il est difficile de lier par une telle relation univoque le GLF et le NDVI. Par exemple, en phase de croissance de la végétation le NDVI est inférieur au maximum local de NDVI et pourtant le GLF est constamment égal à 1 (il n'y a pas de feuilles mortes). De plus en suivant cette description les variations de LAI ne suivent pas celles de NDVI, or il a été montré qu'il était possible de relier directement ces deux grandeurs (via une relation empirique du type $NDVI = exp(-k LAI)$ (Baret et Guyot 1991)). Enfin nous avons constaté que cette méthode tendait à sous-estimer les valeurs de LAI, notamment en zones guinéenne et équatoriales.

Nous avons donc décidé d'adopter une autre approche pour la détermination de ces paramètres. Tout d'abord le GLF est fixé à 1 et toute la variation temporelle passe donc via le LAI. Cela revient en fait à supposer que les feuilles mortes disparaissent instantanément de la végétation. D'autre part le LAI est calculé directement à partir des valeurs de NDVI, via une inversion de la relation $NDVI = exp(-0.15 LAI)$. La valeur de 0,15 a été fixée de manière à obtenir des valeurs de LAI sur les forêts tropicales de l'ordre de 7-8, ce qui est en accord avec les valeurs observées. Cette valeur de LAI étant fournie au niveau de la maille, nous la répartissons donc ensuite entre les deux sous-maillages végétalisés en fonction de leur surface respective et du type de végétation présente.

Nous montrons sur la figure 5.4 les valeurs de LAI pour les mois de janvier et août 1992 avant et après modification. Bien que relativement simple notre formulation du LAI donne des résultats satisfaisants et qui permet de représenter correctement les principales variations temporelles et géographiques du couvert végétal en Afrique de l'Ouest. Un point satisfaisant est que les valeurs de LAI en zone sahélienne (entre 13 et 15°N) pour le mois d'août 1992 sont assez réalistes (autour de 1) et ce sans calage autre que celui fait sur la partie équatoriale du domaine. De plus nous constatons qu'avec l'ancien mode de calcul du LAI, basé sur le GLF, la distribution spatiale de LAI présentait quelques défauts, avec notamment la présence au mois de janvier d'une bande de végétation entre 18 et 20°N qui semble peu réaliste. De même la baisse du LAI sur les côtes de Guinée au cours du mois d'août paraît exagérée. Ces défauts sont globalement bien corrigés par la nouvelle méthode d'estimation du LAI.

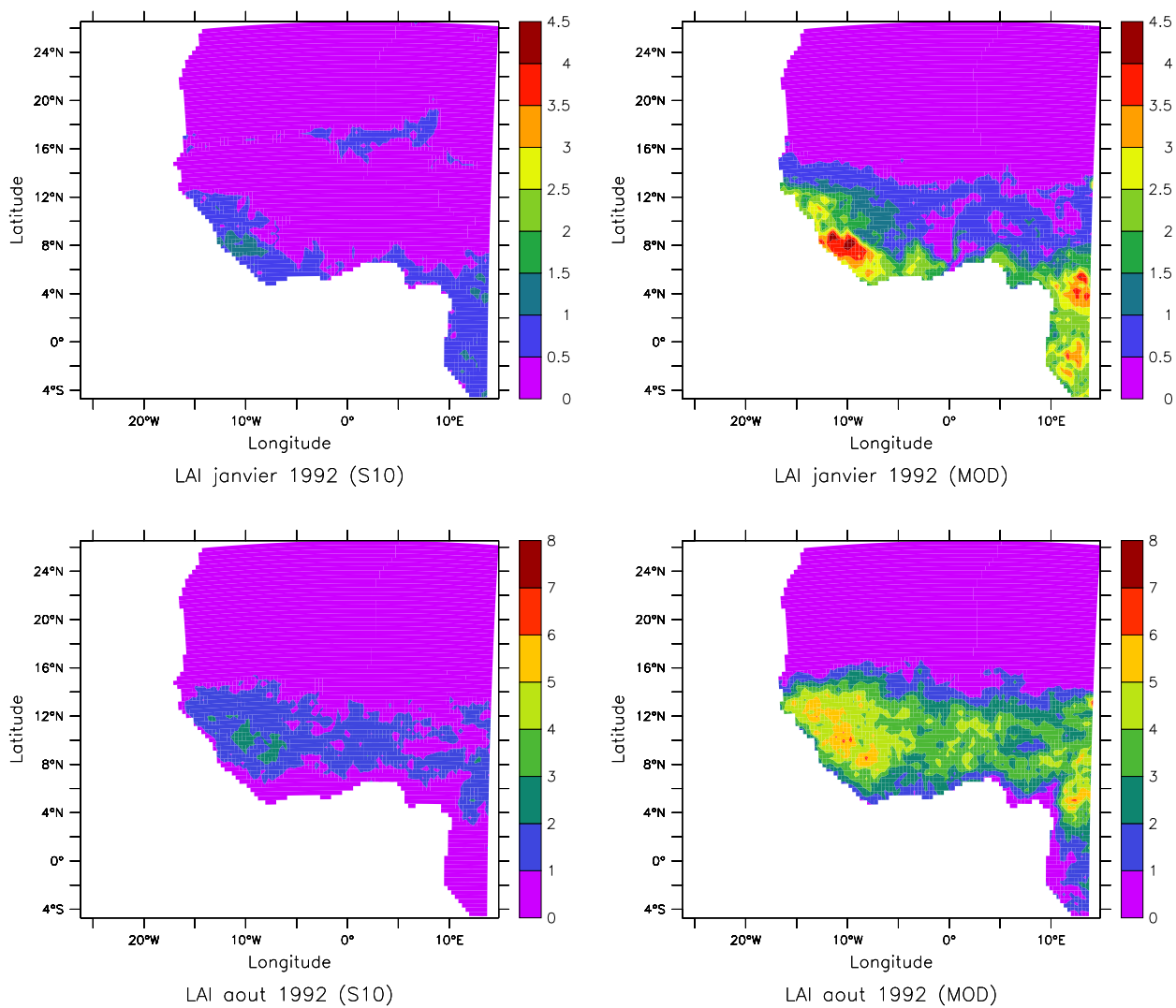


FIG. 5.4 – Modification du calcul du LAI pour les mois de janvier et août 1992. Gauche : ancienne méthode ; Droite : nouvelle méthode

5.3 Simulation de l'année 1992 avec la nouvelle prescription des états de surface

Nous présentons dans cette section les résultats d'une simulation de l'année 1992 faite avec la nouvelle prescription des états de surface. L'albédo de sol que nous avons utilisé est celui fourni par les données GSWP. Le MAR a également été modifié afin de mieux représenter les flux d'évaporation en surface. En effet une analyse de la simulation de 10 ans a montré que ceux-ci avaient tendance à être exagérés, notamment en présence de sols très secs. Un effet global de cette modification est une diminution des flux de chaleur latent sur le continent (et une légère augmentation sur la surface océanique). A part cela, la configuration du modèle (conditions de forçage, domaine) est la même que celle de la simulation de 10 ans.

5.3.1 Impact sur le régime pluviométrique

Tout d'abord nous analysons l'impact de la modification de prescription des états de surface sur le régime pluviométrique simulé par le MAR.

Cumul annuel

Nous présentons sur la figure 5.5 les cumuls annuels de pluie pour l'année 1992 dans la simulation S10 et la simulation modifiée (notée GSWP) ainsi que la différence entre ces deux champs. Nous constatons un impact assez fort des modifications effectuées notamment au niveau de la zone sahélienne. Par rapport à la simulation S10 l'isohyète 200 mm/an remonte de 13°N à 15°N, ce qui constitue une nette amélioration. Nous voyons que la hausse de pluviométrie est généralisée à une bande comprise entre 12 et 16°N, avec une hausse moyenne de près de 100 mm/an. Cependant le modèle reste tout de même plus sec que dans la réalité. En zone soudanienne (entre 8 et 12°N), nous constatons une baisse des précipitations assez marquée. Ainsi il semble que la zone de forte activité convective soit légèrement moins intense (baisse des précipitations en zone soudanienne) mais plus étendue vers le nord (hausse en zone sahélienne). Certains défauts de la simulation S10 sont atténués comme la zone de fortes pluies sur le plateau de Joss (8°E-10°N). La pluviométrie apparaît également être plus homogène sur les zones guinéenne et soudanienne, la bande sèche située à 2°O et entre 6 et 8°N étant considérablement amoindrie. Globalement, nous voyons qu'au nord de 12°N, la répartition des pluies est beaucoup plus zonale ce qui semble plus proche de la réalité.

Nous pouvons également voir que le gradient méridien de pluviométrie est plus faible dans la simulation GSWP que dans la simulation S10 (voir par exemple l'écartement entre les isohyètes 200 et 400 mm/an), ce qui constitue également une amélioration. Cela est

confirmé par la figure 5.6 qui montre une moyenne zonale des précipitations simulées et observées entre 10°O et 10°E. Nous voyons que le MAR sous-estime les précipitations en zone sahélienne, mais par-contre le gradient méridien est beaucoup plus proche de celui observé dans la simulation GSWP que dans S10 (avec un gradient moyen entre 10 et 14°N de -230 mm/deg pour S10, -180 mm/deg pour GSWP et -155 mm/deg pour la climatologie UDEL).

Cycle saisonnier

Afin de mieux cerner les différences temporelles entre les simulations S10 et GSWP, nous nous intéressons au cycle saisonnier. Nous montrons sur la figure le diagramme temps-latitude des pluies journalières filtrées sur 10 jours et moyennées entre 10°O et 10°E. Une première constatation est que l'augmentation de pluviométrie sur le Sahel est généralisée à toute l'année (l'isohyète 1 mm/jour est toujours plus au nord dans GSWP que dans S10). Il apparaît également que cette hausse est due à une extension méridienne plus importante de la zone de pluies moyennes à faibles (entre 1 et 4 mm/jour).

Au niveau des fortes pluies nous constatons qu'elles sont du même ordre de grandeur dans les deux simulations, mais par contre avec la modification des propriétés de surface, le pic de précipitation lors de la phase de retrait est considérablement amoindri. Un point intéressant à souligner est que dans les deux simulations, nous retrouvons bien la présence du saut de mousson à la fin du mois de juin, marqué par une diminution de la pluviométrie sur toutes les bandes de latitude puis suivi d'une montée assez rapide de la zone de fortes pluies depuis 6°N jusqu'à 10°N. Les conditions dynamiques et thermodynamiques entourant ce saut de mousson seront étudiées plus en détail au chapitre suivant.

Structures journalières

Nous analysons maintenant comment se traduisent ces différences à plus fine échelle. Pour cela nous regardons comment se différencient les structures journalières entre les deux simulations. Nous nous focalisons particulièrement sur la bande sahélienne, car c'est là que la sensibilité du modèle est la plus grande (avec une augmentation de pluviométrie entre les simulations S10 et GSWP de 366 à 476 mm/an soit une hausse relative de près de 23 %). Nous considérons donc les pluies journalières de 1992 pour la zone située entre 12 et 14°N et entre 10°O et 10°E. Une première analyse nous indique que, en moyenne, le nombre de jours pluvieux est le même dans les deux simulations (avec une proportion de jours sans pluie égale à 0.55 dans les deux cas, cf. tableau 5.2). Cela implique donc que la pluie moyenne par jour de pluies est plus élevée dans GSWP que dans S10, mais que globalement la durée de la saison des pluies est la même. Cela est confirmé par la figure 5.8 qui montre la pluie journalière moyennée sur la zone sahélienne pour les deux simulations. Les premières pluies

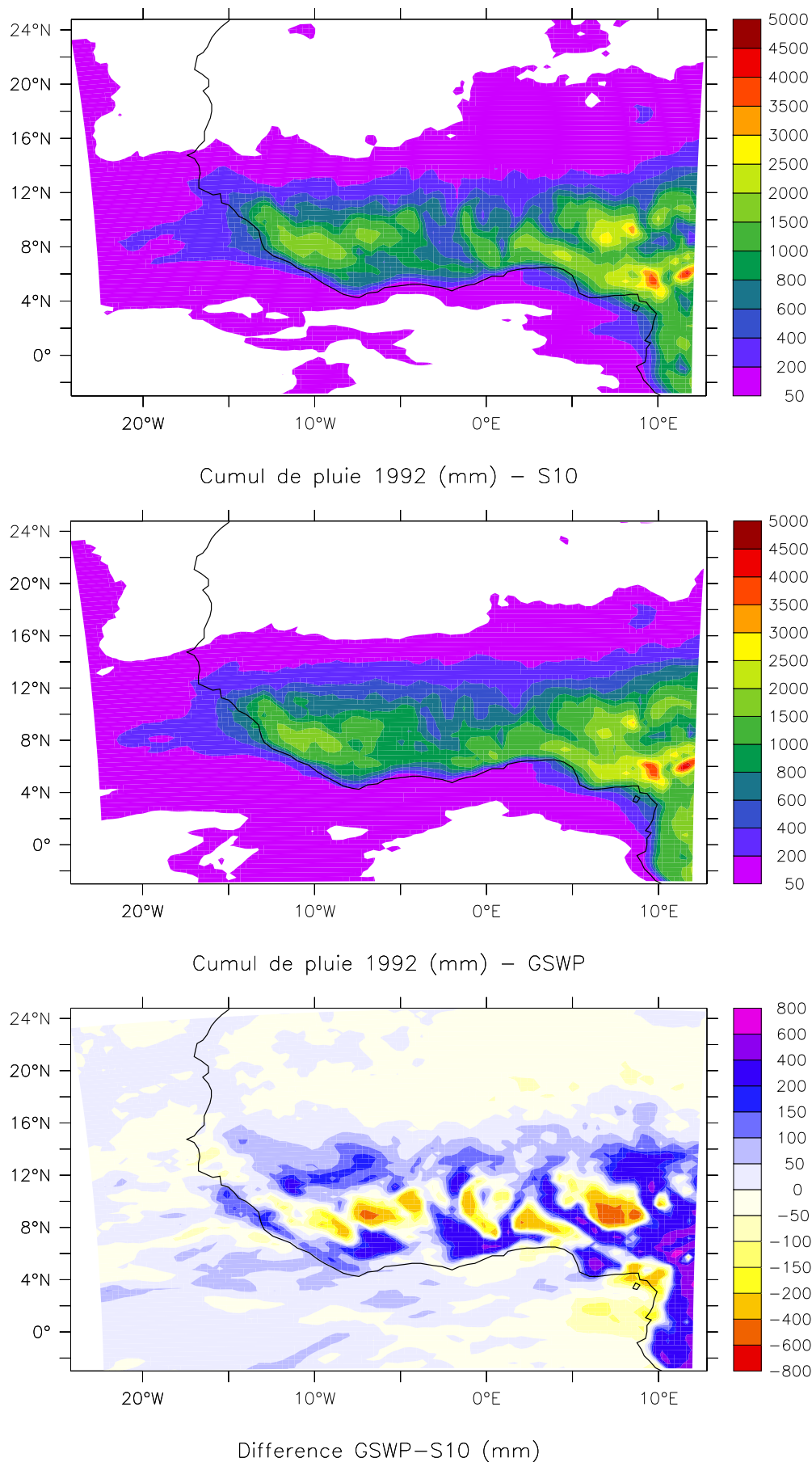


FIG. 5.5 – Cumul annuel de pluie en 1992 (mm). Haut : simulation S10 ; Milieu : Simulation GSWP ; Bas : Différence GSWP-S10.

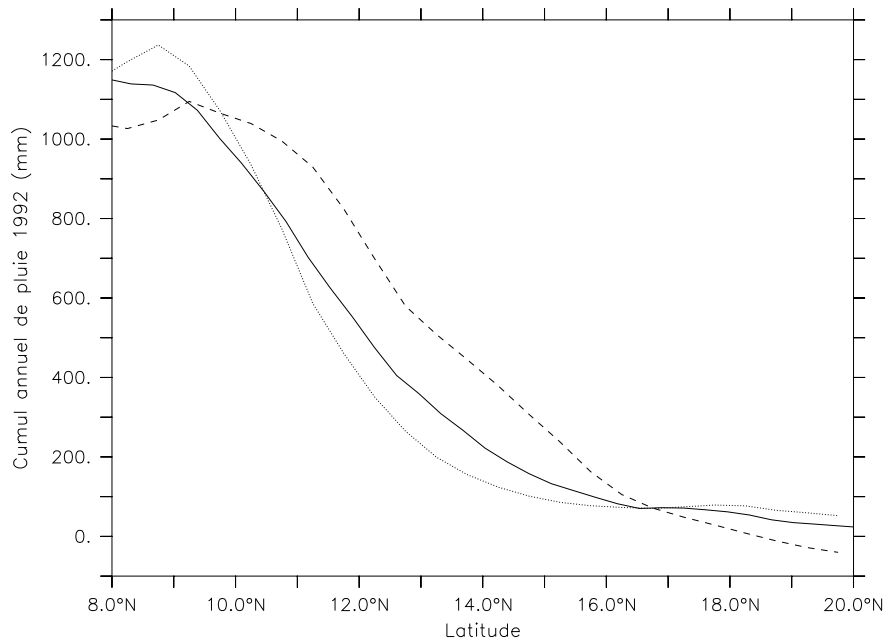


FIG. 5.6 – Moyenne zonale (10°O-10°E) du cumul annuel de précipitations en 1992 pour la simulation GSWP (trait continu), la simulation S10 (pointillés) et la climatologie UDEL (traits tirés)

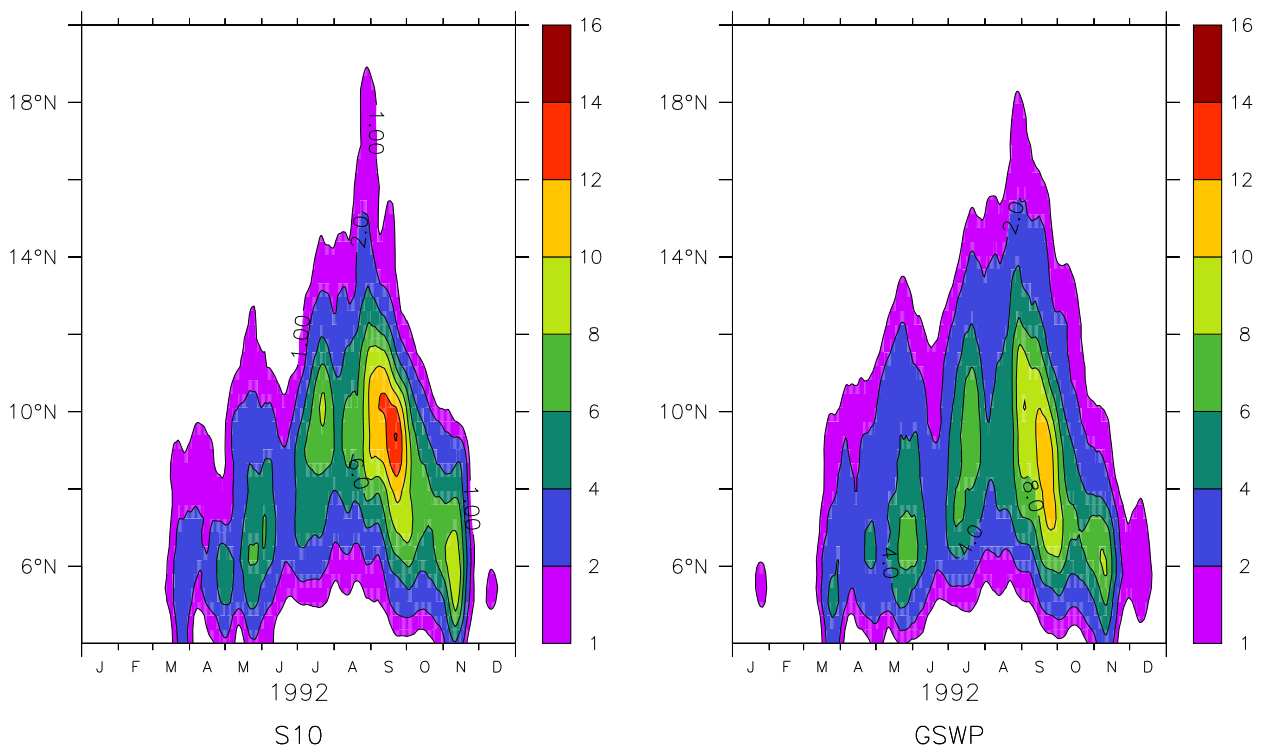


FIG. 5.7 – Diagramme temps-latitude des pluies journalières filtrées sur 10 jours et moyennées entre 10°O et 10°E. Gauche : S10; Droite : GSWP

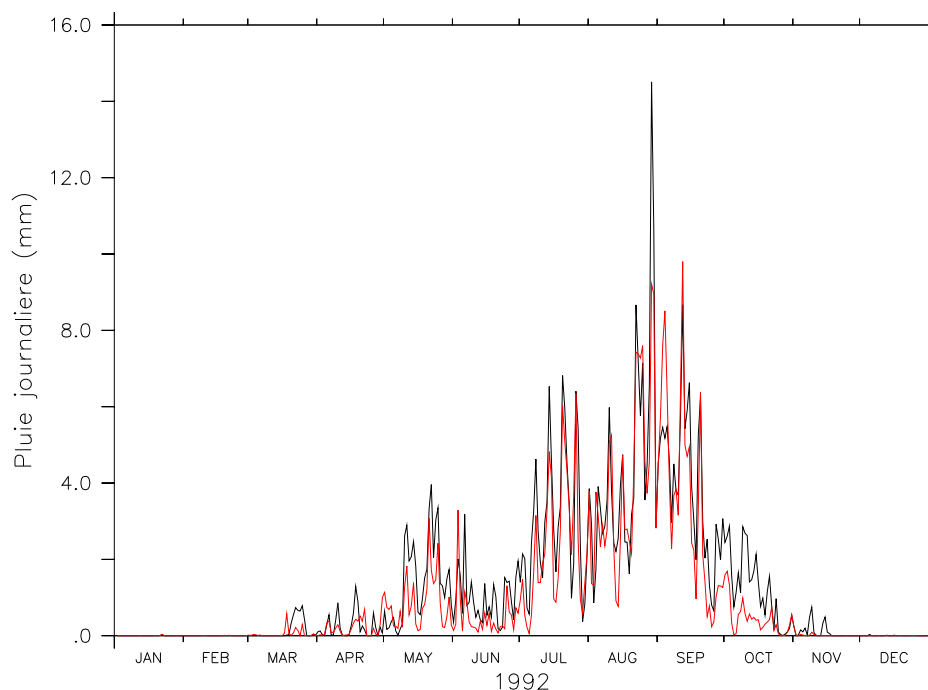


FIG. 5.8 – Pluie journalière moyenne sur la zone sahélienne ($10^{\circ}\text{O}-10^{\circ}\text{E}/12^{\circ}\text{N}-14^{\circ}\text{N}$) pour les simulations S10 (rouge) et GSWP (noir)

se font sentir en mars dans les deux cas et restent faibles à modérées jusqu'à fin juin (avec des valeurs inférieures à 4 mm/jour). A partir de juillet la pluviométrie augmente de façon significative, avec des jours pluvieux dépassant les 6 mm/jours. A partir de mi-septembre les pluies diminuent progressivement jusqu'à disparaître en novembre. Nous constatons que les pluies sont quasiment toutes supérieures pour la simulation GSWP et ce tout au long de la saison des pluies, même si cela est plus prononcé en fin de saison des pluies.

Nous montrons dans le tableau 5.2 les principales caractéristiques de la structure statistique des pluies journalières dans les deux simulations. Il faut souligner que dans le tableau nous avons indiqué la moyenne spatiale des valeurs par classe de pluies journalière et non pas les valeurs pour la pluie journalière moyennée spatialement. Cela explique pourquoi nous trouvons une influence des pluies supérieures à 20 mm/jour alors que dans la figure 5.8 la pluie maximale ne dépasse pas 16 mm/jour. Nous constatons que la principale différence entre les deux simulations vient d'un nombre plus élevés de jours de pluies compris entre 1 et 10 mm/jour dans la simulation GSWP avec un excédent de pluie de près de 130 mm. De même nous voyons que le nombre de très faibles pluies (inférieures à 1 mm/jour) est considérablement réduit passant de 27 % à 17 %. Ainsi il apparaît que l'augmentation des précipitations en zone sahélienne dans la simulation GSWP est principalement due à un nombre plus élevée de pluies comprises entre 1 et 10 mm/jour et ce au détriment des très faibles pluies. Avec la modification des états de surface le modèle simule donc une activité convective moyenne plus fréquemment.

Classe de pluie (mm/jour)	0	<1	1-5	5-10	10-20	>20
Nombre de jours - S10(% par an)	55.2	26.9	11.4	4.1	2	0.4
Cumul de pluie associé - S10 (mm/an)	0	20.4	104.1	104.7	98.4	38.7
Cumul de pluie associé - S10 (%)	0	5.6	28.4	28.6	26.9	11.5
Nombre de jours - GSWP (% par an)	55.3	16.5	20	6.1	1.8	0.3
Cumul de pluie associé - GSWP (mm/an)	0	19.4	187.2	154.9	87.8	26.2
Cumul de pluie associé - GSWP (%)	0	4.1	39.4	32.6	18.5	5.4
Différence GSWP-S10 (mm/an)	0	-1.0	+83.1	+50.2	-8.4	-12.5

TAB. 5.2 – Distribution des pluies journalières S10 et GSWP de 1992 pour la zone sahélienne (10°O-10°E/12°N-14°N) . La première classe correspond aux pluies nulles et la seconde aux pluie non nulles inférieures à 1 mm/jour.

5.3.2 Bilan en eau atmosphérique

Afin de mieux comprendre les causes de cette augmentation de la pluviométrie en zone sahélienne, nous nous intéressons à l'impact des modifications des propriétés de surface sur le bilan en eau atmosphérique. Nous nous concentrons surtout sur l'analyse du mois d'août car nous avons vu que la hausse des pluies est généralisée sur toute l'année et que ce mois est le le plus pluvieux de l'année.

Si l'on néglige le stockage d'eau dans une colonne atmosphérique, le bilan en eau peut alors s'écrire :

$$P = E + CH$$

avec P la précipitation, E l'évaporation au niveau du sol et CH la convergence d'humidité.

Dans cette relation, E peut être vu comme la réponse locale et CH comme la réponse dynamique aux modifications que nous avons effectuées. Nous montrons sur la figure 5.9 les différences entre les simulations GSWP et S10 pour les différents termes du bilan en eau pour le mois d'août 1992. Nous retrouvons bien l'augmentation de pluviométrie en zone sahélienne et la diminution en zone soudanienne. Un point intéressant est que, malgré une augmentation globale du LAI, nous constatons une diminution assez généralisée des valeurs d'évaporation, due en grande partie à la modification du calcul des flux de vapeur d'eau dans le MAR. Nous voyons en fait que l'essentiel de la hausse de pluviométrie en zone sahélienne est due à une augmentation de la convergence d'humidité dans la simulation GSWP. La structure spatiale de la différence de convergence d'humidité nous indique bien que la convergence d'humidité est moins intense dans la simulation GSWP (avec une baisse en zone soudanienne) mais plus étendue vers le nord. En ce qui concerne la zone côtière nous voyons que l'intégralité de la différence d'évaporation est compensée par une augmentation de la convergence d'humidité. En fait, les pluies étant très faibles dans cette région pour les

deux simulations, cette augmentation de la convergence d'humidité traduit une diminution du transport d'humidité depuis les côtes vers l'intérieur des terres⁶.

Ainsi il apparaît que les modifications apportées au MAR ont un impact local (via notamment une diminution des valeurs d'évaporation) mais que l'essentiel du changement pluviométrique est dû à la réponse dynamique du système.

5.3.3 Impact sur la dynamique atmosphérique

Nous montrons sur la figure 5.10 la différence des champs de vents à 925 hPa entre les simulations GSWP et S10. Nous pouvons voir que la simulation GSWP est caractérisée par une assez forte augmentation de la composante méridienne du flux de mousson. Nous constatons également la présence d'un renforcement de la circulation cyclonique centrée autour de 5°0-14°N. Cela a pour conséquence une augmentation de la convergence des vents en zone sahélienne (entre 12 et 16°N, cf. figure 5.11), ce qui est cohérent avec les résultats trouvés pour l'analyse du bilan en eau atmosphérique.

Nous pouvons également voir que la zone de fort vent zonal dans les basses couches est toujours présente, et même légèrement amplifiée près des côtes de Mauritanie (une diminution du vent zonal se serait en effet traduite par des vents d'est au niveau de la zone sahélienne sur la figure 5.10). Cela peut s'expliquer par le fait que dans la simulation GSWP l'anomalie positive de gradient de température dans les basses couches (par rapport aux réanalyses ERA-15) est toujours présente (cf. l'étude de la dynamique atmosphérique au chapitre 3). Cela aussi favorise aussi l'hypothèse concernant l'absence de prise en compte d'une rugosité orographique sous-maille.

⁶Lorsque $P = 0$, nous avons $CH = -E$ qui représente donc un terme de divergence d'humidité (négatif). L'augmentation de CH doit plutôt être vue comme une diminution de la divergence et est donc directement liée à une baisse de l'évaporation

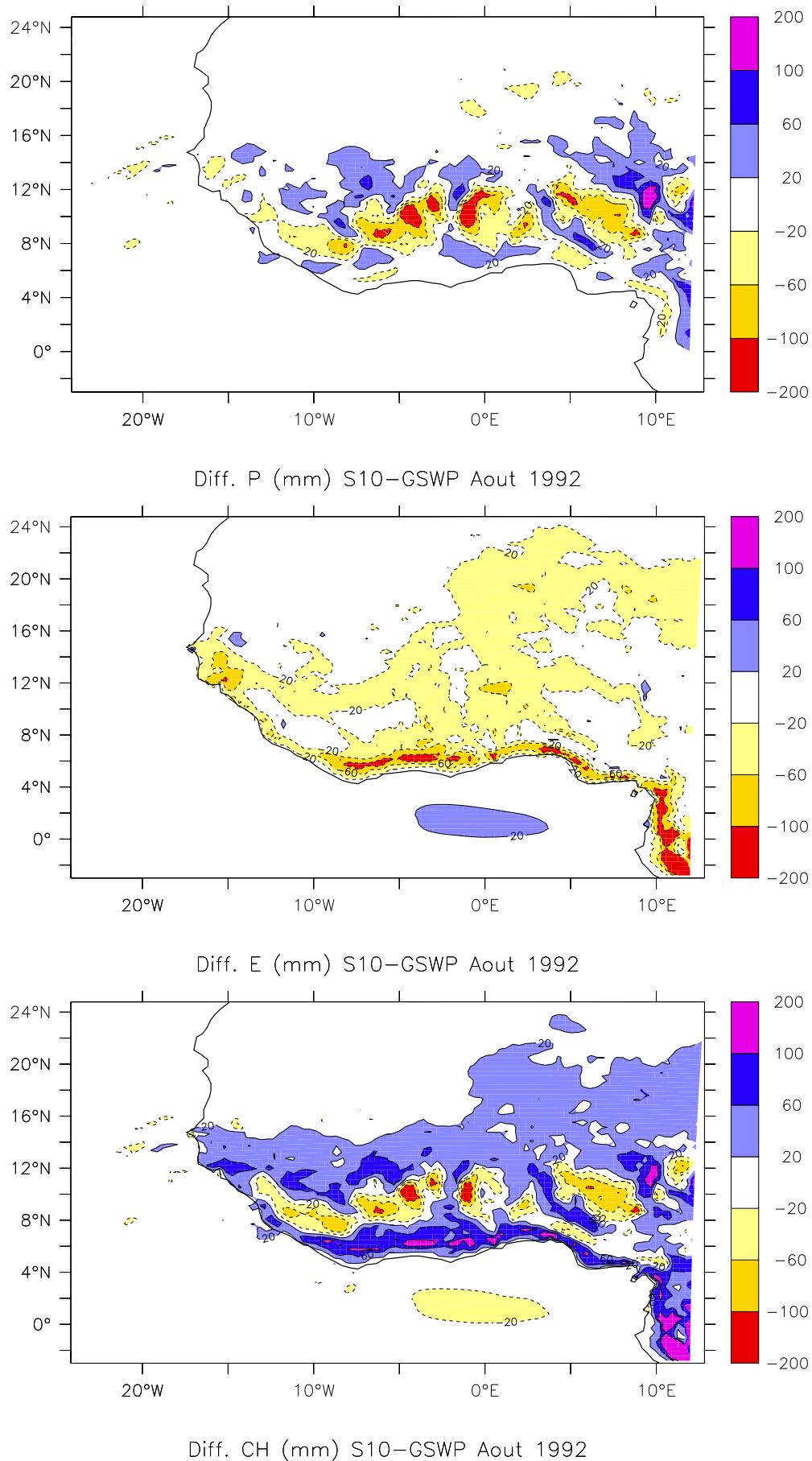


FIG. 5.9 – Impact sur le bilan en eau atmosphérique pour le mois d’août 1992 GSWP-S10. Haut : Différence de précipitation (mm) ; Milieu : Différence d’évaporation (mm) ; Bas : Différence de convergence d’humidité (mm).

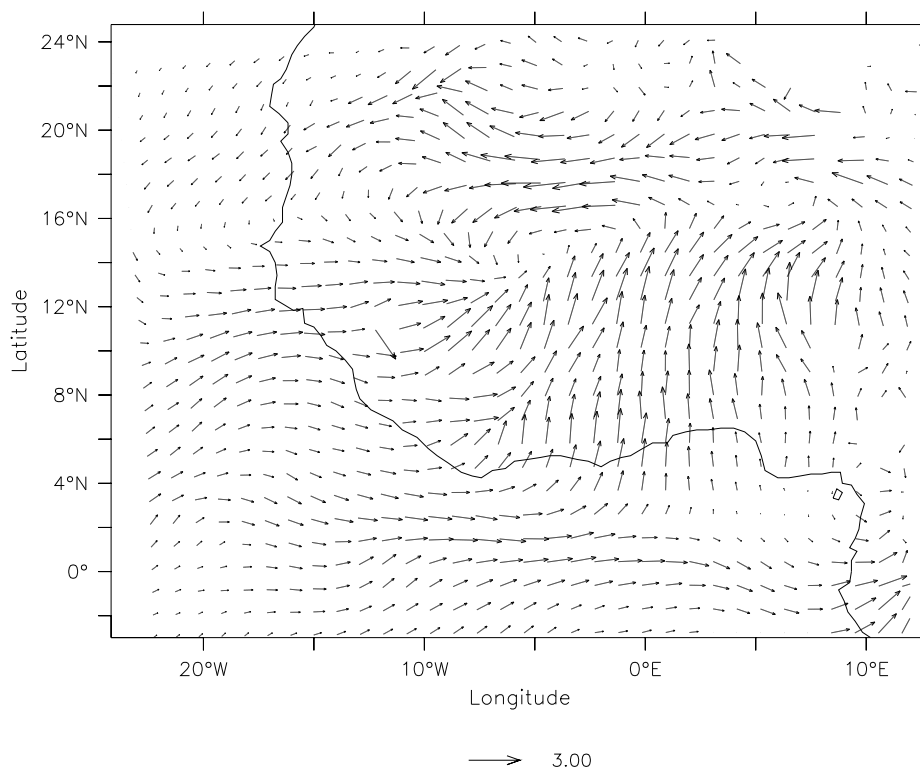


FIG. 5.10 – Différence de vents à 925 hPa entre les simulations GSWP et S10 pour le mois d'août 1992.

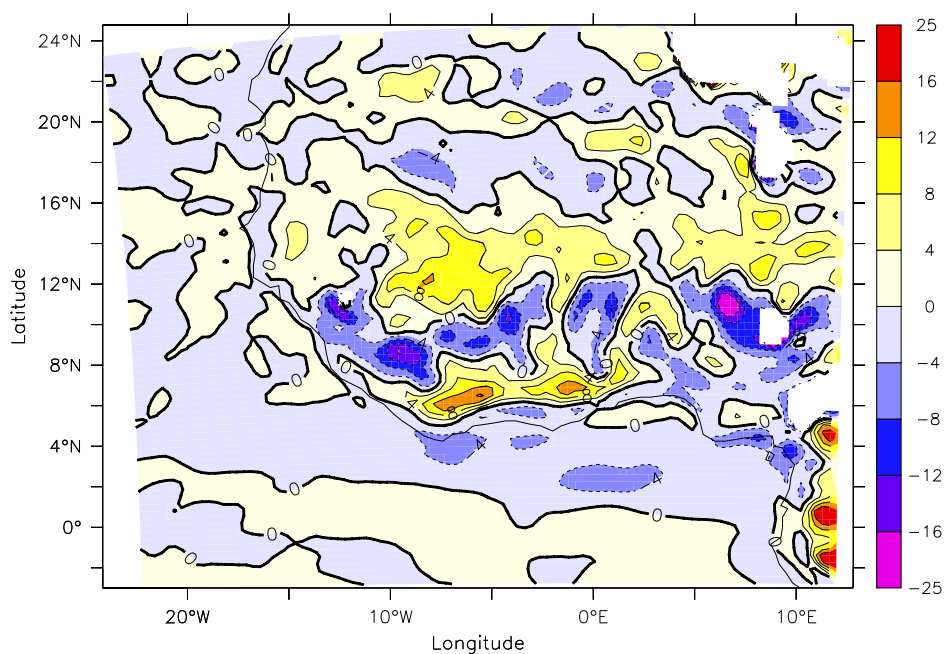


FIG. 5.11 – Différence de convergence d'humidité à 925 hPa entre les simulations GSWP et S10 pour le mois d'août 1992

5.4 Sensibilité du MAR à la prescription de l'albédo de sol

Dans cette section nous cherchons à évaluer la sensibilité du MAR à un paramètre de surface important : l'albédo de sol nu. En effet de nombreuses études ont montré que des modifications dans les valeurs d'albédo de surface pouvaient avoir de grands impacts sur le climat, notamment en zone semi-aride comme le Sahel (Charney 1975; Xue et Shukla 1993; Taylor *et al.* 2002; Laval et Picon 1986). Dans le cas du MAR, l'albédo de surface a deux composantes : l'une est due au sol et l'autre à l'interception radiative par la végétation. Si la part due à la végétation est calculée à partir des valeurs de LAI et du type de végétation, l'albédo du sol est quant à lui prescrit. Une démarche classique d'étude des impacts de la désertification sur le climat ouest-africain à l'aide de MCGA ou de MCR consiste à modifier les propriétés de la végétation dans la zone d'intérêt. Or dans le cas de la zone sahélienne, étant donnée que la fraction de sol nu est du même ordre de grandeur que la fraction végétalisée (et même supérieure dans sa partie septentrionale), nous pouvons penser que la prescription de l'albédo de sol peut avoir un impact notable sur le climat simulé.

C'est pour répondre à cette question que nous avons souhaité utiliser une distribution alternative de l'albédo du sol. Pour cela nous avons utilisé des valeurs d'albédo calculées à partir des mesures satellites de la NOAA (cf. section 5.2.1 page 82) pour une simulation de l'année 1992.

5.4.1 Impact sur l'albédo de surface

Dans un premier temps nous cherchons à voir quels sont les impact sur la distribution moyenne d'albédo de surface, c'est à dire celui qui prend également en compte l'effet de la végétation.

Nous montrons sur la figure 5.12 la différence moyenne d'albédo de surface sur la période Juillet-Août-Septembre 1992 entre la simulation utilisant les données d'albédo de sol GSWP (notée ci-après simulation GSWP) et celle utilisant les données NOAA (notée ci-après simulation NOAA). Conformément à nos hypothèses, nous constatons que l'impact est très réduit pour les zones situées au sud de 12°N, car c'est l'influence de la végétation qui prédomine dans la détermination de l'albédo de surface. Pour les zones où la végétation est plus clairsemée (au nord de 12°N), nous voyons apparaître des différences assez notables avec notamment une baisse de l'albédo de l'ordre de 0.03 pour la zone sahélienne (entre 12 et 16°N, passant de 0.25 dans la simulation GSWP à 0.22 dans la simulation NOAA). Sur la zone saharienne, les différences sont encore plus marquées mais nous pensons qu'elles proviennent essentiellement d'une différence de résolution entre les deux jeux de données (1° pour GSWP et 0.25° pour NOAA).

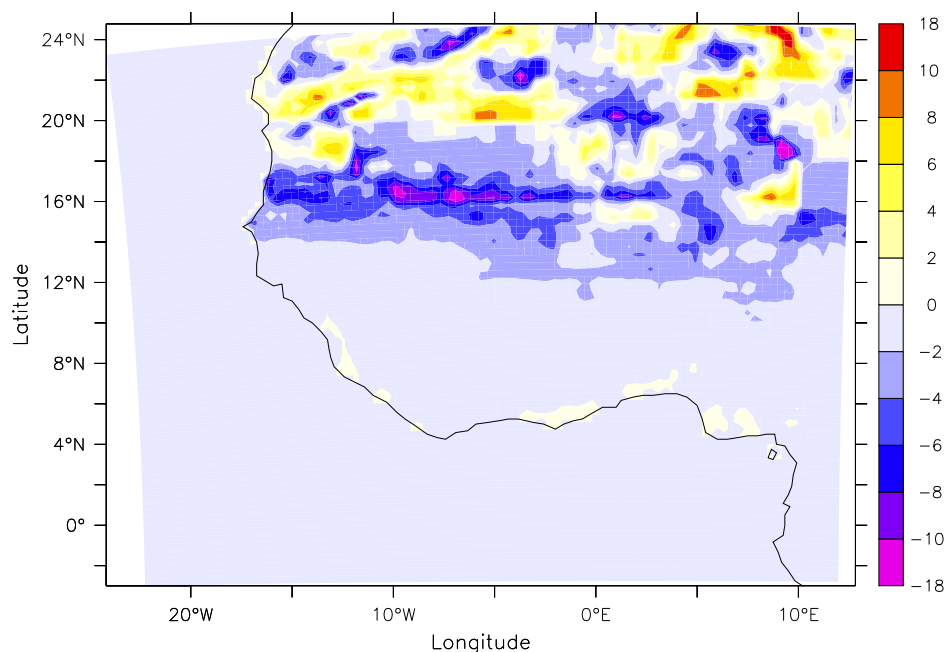


FIG. 5.12 – Différence d'albédo de surface moyen ($\times 100$) sur la période JAS 1992 entre les simulations GSWP et NOAA.

La différence d'albédo que nous avons trouvé pour la zone sahélienne est relativement modeste. En effet dans de nombreux scénarios de désertification fait avec des MCGA, les changement d'albédo étaient bien plus importants, atteignant des diminutions de l'ordre de 0.1 et plus (Xue et Shukla 1993; Taylor *et al.* 2002; Laval et Picon 1986). Si une telle différence d'albédo peut être concevable entre la période humide (1950-1969) et la période sèche (1970-1990), au sein d'une même période climatique la variabilité interannuelle de l'albédo est plus faible, de l'ordre de 0.02 à 0.04 (Nicholson *et al.* 1998). Nous ne cherchons pas dans cette étude à effectuer une expérience de désertification, mais à voir quelle est la réponse du MAR lorsqu'on utilise deux jeux de paramètres de sols qui nous semble aussi pertinent l'un que l'autre. Ainsi il semble donc que la modification d'albédo que nous avons effectuée est assez réaliste et située dans la gamme de mesure de la variabilité observée.

5.4.2 Impact sur le régime pluviométrique

Nous montrons dans cette partie l'influence de l'albédo de sol nu sur le régime pluviométrique simulée par le MAR pour l'année 1992. Nous indiquons sur la figure 5.13 la différence de cumul annuel de précipitations entre les simulations NOAA et GSWP. Nous constatons que la différence la plus importante consiste en une augmentation des pluies en zone sahélienne (entre 12°N et 16°N). En moyenne sur la zone sahélienne, cette différence vaut 44 mm ce qui représente une augmentation de près de 19 % par rapport à la simulation GSWP. Plus au sud les différences sont moins significatives, mais nous pouvons voir un impact no-

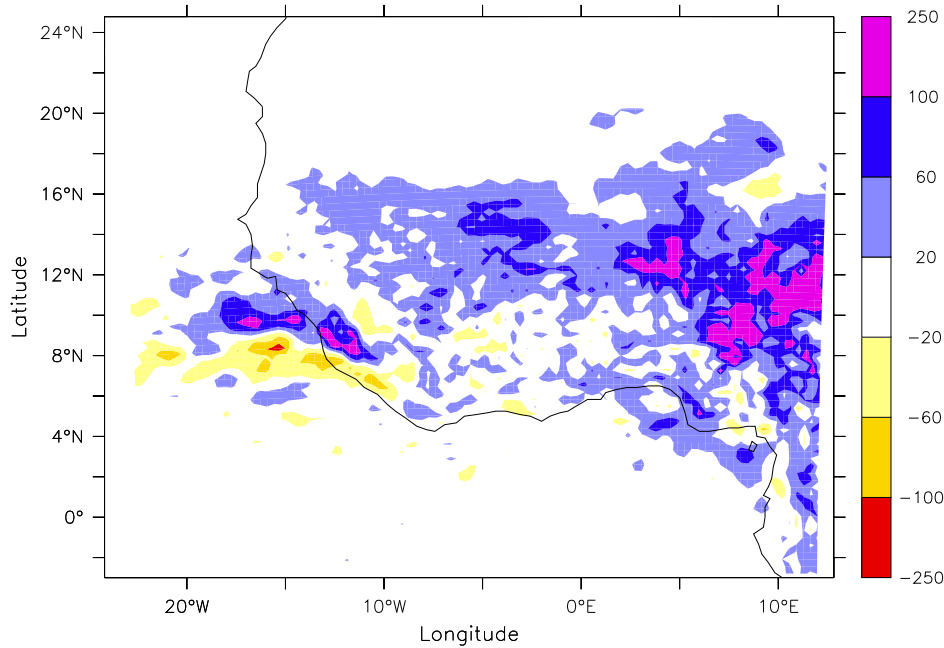


FIG. 5.13 – Différence de cumul annuel de pluie entre les simulations NOAA et GSWP (mm) pour l'année 1992.

tamment près des côtes du Liberia (vers 15°O-10°N) avec une progression vers le nord de la zone de pluie.

Lien albédo-pluie

Il peut être intéressant de comparer ces résultats dans le cadre du modèle élaboré par Charney (1975), qui proposait qu'une augmentation d'albédo de surface pouvait entraîner une diminution des précipitations via une augmentation de la subsidence atmosphérique. Pour ce faire nous attribuons aux points de grille où les différences d'albédo et de pluviométrie sont de signe opposé la valeur de 1 et 0 autrement. Nous ne considérons que les points où la variation d'albédo est significative, i.e. supérieure à 0.01. Nous trouvons que, sur la période JAS, près de 85 % des points de grille ont effectivement des variations d'albédo et de pluviométrie de signes opposées. Nous montrons sur la figure 5.14 la répartition spatiale de cet indice. Sur le Sahara (au delà de 20°N) la répartition de l'indice est assez aléatoire, mais ce résultat est assez difficile à interpréter car les précipitations sur cette zone sont extrêmement faibles. Par contre nous pouvons voir que la réponse pluviométrique à une modification d'albédo de surface est très homogène pour la zone sahélienne (grosso modo entre 12 et 18°N). Cela met en évidence la grande sensibilité potentielle de la zone sahélienne à une modification des propriétés de surface, car nous voyons qu'une hausse de l'albédo est presque systématiquement associée à une diminution des précipitations (et inversement). Ce résultat est en accord avec ceux de Clark *et al.* (2001) qui, dans une étude portant sur la

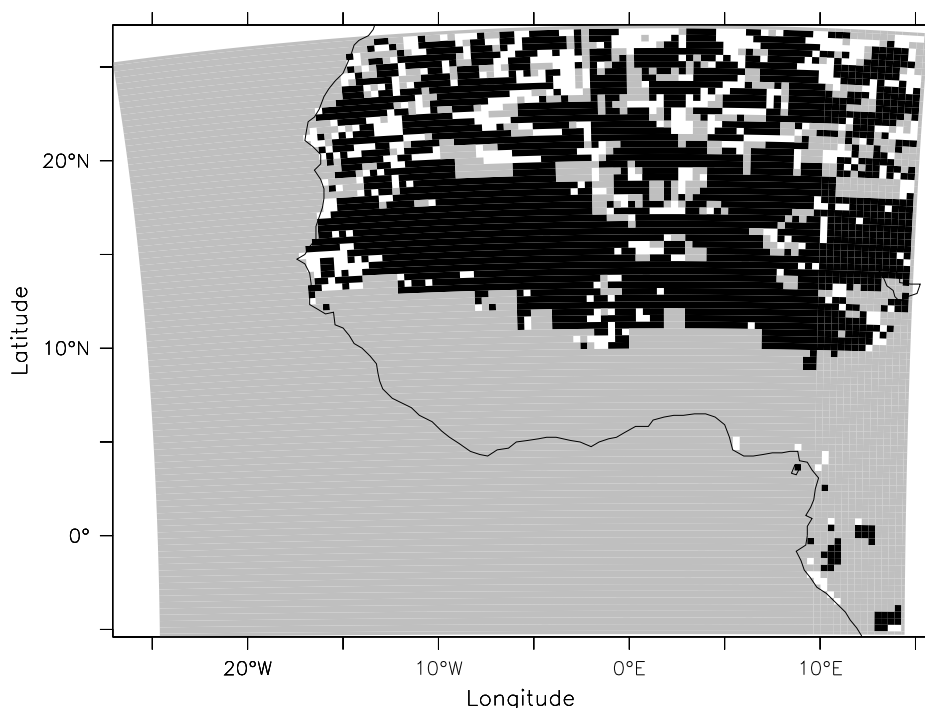


FIG. 5.14 – Indice de compatibilité avec l'hypothèse de Charney. Celui-ci vaut 1 si l'évolution de la pluviométrie entre les simulations NOAA et GSWP est de signe opposé à celle de l'albédo de surface, et 0 autrement. La période considérée est JAS 1992.

Noir : indice = 1 ; Blanc : indice = 0 ; Gris : pas de variation significative d'albédo

dégradation des états de surface en Afrique de l'Ouest, ont identifié la zone sahélienne comme étant celle la plus profondément affectée.

Il peut être également intéressant de voir quel est le rapport entre la variation d'albédo et la variation de précipitation. Pour ce faire nous représentons sur la figure 5.15 l'évolution de la différence relative de précipitation (définie comme $d_{pre} = \frac{P_{NOAA} - P_{GSWP}}{P_{GSWP}}$, avec P_α la pluie de la simulation α) en fonction de la différence relative d'albédo (définie comme $d_{alb} = \frac{A_{NOAA} - A_{GSWP}}{A_{GSWP}}$, avec A_α l'albédo de la simulation α). Nous nous focalisons particulièrement sur la zone sahélienne (située entre 12 et 16°N) et sur la période JAS, car c'est là que les impacts sont le plus prononcés. Encore une fois nous constatons l'homogénéité de la réponse du MAR à la variation d'albédo, la quasi-totalité des points étant situés dans les quadrants supérieur gauche et inférieur droit, ce qui traduit des variations de signe opposé entre la précipitation et l'albédo. Les points sont relativement dispersés, mais on voit qu'il est tout de même possible de dégager une tendance assez nette. Une régression linéaire (la droite sur la figure 5.15) nous indique une loi de variation du type :

$$d_{pre} = -2 \times d_{alb}$$

(avec un coefficient de détermination r^2 de 0,47). Cela nous montre encore une fois la grande sensibilité du régime pluviométrique à l'albédo de surface en zone sahélienne (les effets d'une

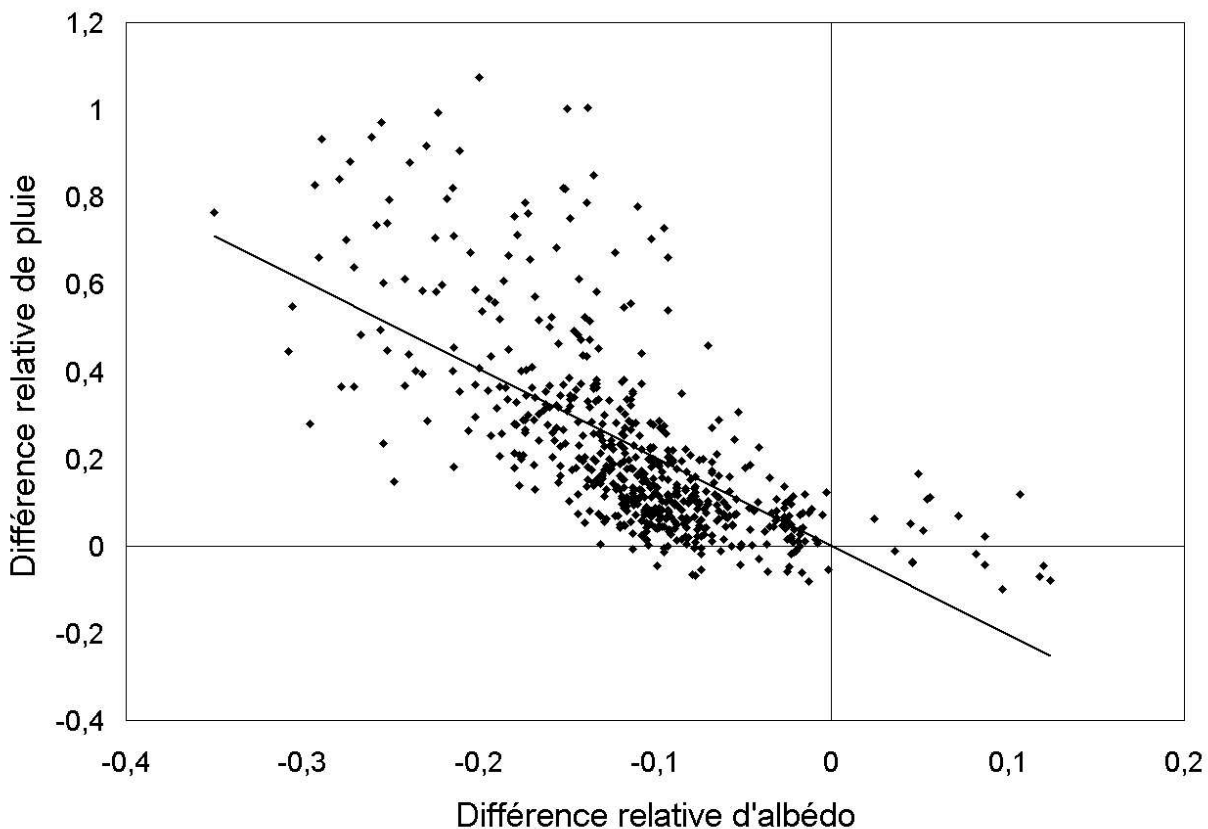


FIG. 5.15 – Différence relative de précipitation en fonction de la différence relative d'albédo. Zone sahélienne (10°O - 10°E , 12°N - 16°N), période JAS 1992. La droite représente la droite de régression linéaire ($r^2 = 0.47$).

variation d'albédo étant amplifiés de près d'un facteur 2). Cependant il faut noter que ce résultat pourrait être la conséquence du fait que nous travaillons sur des pluies relativement faibles, et donc une petite variation absolue du cumul pluviométrique peut entraîner une grande variation relative. De plus notre manière d'imposer la variation d'albédo fait que celle-ci a tendance à augmenter lorsque l'on progresse vers le nord. Tout cela indique que pour les points les plus au nord de la zone sahélienne, il y a une tendance "naturelle" à un plus grand effet de la variation d'albédo sur la variation de pluie. Mais même en ne considérant que les points de la zone sahélienne les plus méridionaux (i.e. entre 12° et 14°N), nous trouvons toujours un rapport $\frac{d_{pre}}{d_{alb}}$ de l'ordre de -1.

Ainsi il apparaît au vu de ces résultats que le régime pluviométrique simulé par le MAR en zone sahélienne est significativement sensible à la prescription de l'albédo de sol nu. Avec une telle sensibilité on peut se poser la question de savoir si le biais sec du MAR en zone sahélienne ne serait pas dû à une mauvaise représentation de l'albédo de surface. Le biais sec moyen en zone sahélienne (10°O - 10°E , 12°N - 16°N) est de l'ordre de 240 mm par rapport à la climatologie UDEL, soit près de 90 % du cumul annuel simulé par le MAR. Si l'on prend en compte une sensibilité maximale à une variation d'albédo de l'ordre de -2, il faudrait

alors pour compenser le biais du MAR diminuer l'albédo de surface du MAR de près de 45 %. Or la comparaison avec les données NOAA indique pour la période JAS un albédo de surface moyen en zone sahélienne de l'ordre de 0.22 contre 0.23 simulé par le MAR (dans la configuration NOAA). Cela nous indique donc que notre description des propriétés de surface (albédo de sol nu, LAI et fraction de végétation) semble globalement correcte et qu'une modification aussi radicale de l'albédo de sol n'irait pas dans le sens d'un plus grand réalisme de la prescription des états de surface, même si cela permettait de corriger en partie le biais sec du modèle.

Cycle saisonnier

Nous montrons sur la figure l'évolution saisonnière de la différence de précipitations entre les simulations NOAA et GSWP. Nous voyons que les premiers impacts se font sentir en mars avec une augmentation de pluviométrie sur la partie orientale du domaine. D'avril à juin nous pouvons voir qu'il pleut légèrement plus sur toute la zone comprise entre 6°N et 12°N. Les différences les plus importantes ont lieu durant les mois de juillet, août et septembre, soit durant la phase la plus active de la mousson ouest-africaine. Un point marquant est la structure en forme de dipôle observée au mois de juillet avec un net assèchement sur la zone comprise entre les côtes du Golfe de Guinée et 12°N et une hausse de pluviométrie plus au nord (entre 12°N et 16°N). Un examen plus approfondi nous montre que cette structure est due à la simulation d'une bande de pluie centrée sur 10°N moins intense (ce qui explique la baisse en zone soudanienne) mais plus étendue vers le nord (d'où une hausse sur le Sahel).

Pluies journalières

Nous nous intéressons ici à décrire la modification de la structure journalière des pluies entre les simulation GSWP et NOAA. L'étude porte toujours sur la zone sahélienne (10°O-10°E/12°N-16°N) et sur la période de mai à octobre 1992, qui couvre la quasi-intégralité de la saison des pluies dans cette région (avec près de 97 % du cumul annuel de pluie simulé au cours de cette période).

Nous montrons dans le tableau 5.3 la distribution des pluies journalières en fonction des classes de pluie. Une première constatation est que dans la configuration NOAA, le MAR simule plus de jours de pluie, avec une diminution de la probabilité de non-pluie de 0.44 à 0.39 (soit à peu près 9 jours de pluie supplémentaires sur la période mai-octobre). Ces pluies se retrouvent majoritairement dans la classe des pluies moyennes (comprises entre 1 et 10 mm/jour) et un peu dans la classe des fortes pluies (supérieures à 10 mm/jour). La pluie moyenne par jour de pluie augmente légèrement entre les simulations GSWP et NOAA, passant de 2.2 mm/jour à 2.4 mm/jour.

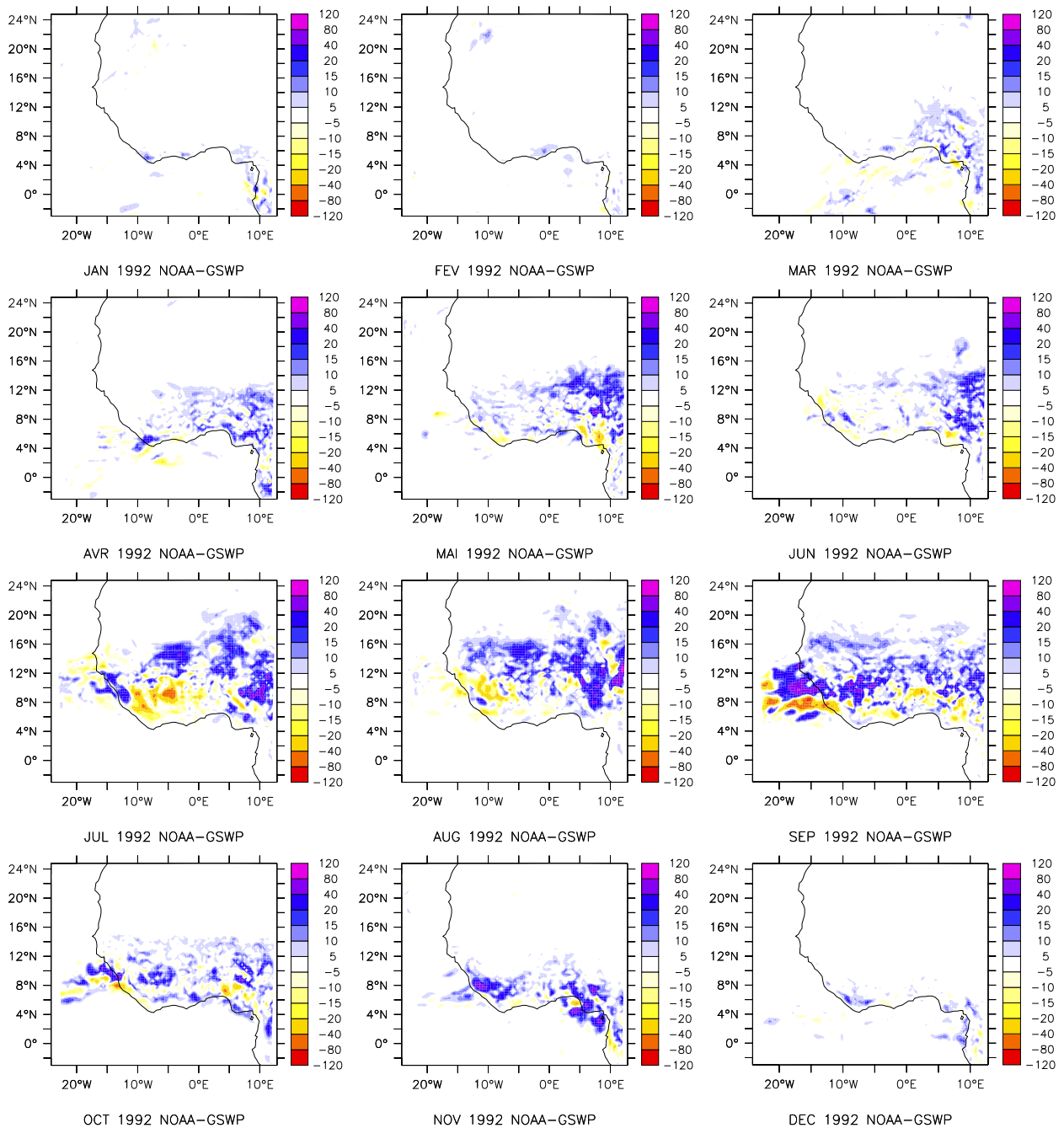


FIG. 5.16 – Différence de cumul mensuel de précipitation (mm) entre les simulations NOAA et GSWP, pour les mois de janvier à décembre 1992.

Classe de pluie (mm/jour)	0	<1	1-10	>10
Nombre de jours - GSWP (%)	44.1	24	30.7	1.2
Cumul de pluie associé - GSWP (mm)	0	13.9	179.9	31.5
Cumul de pluie associé - GSWP (%)	0	6.2	79.8	14
Nombre de jours - NOAA (%)	39	23.9	35.6	1.5
Cumul de pluie associé - NOAA (mm)	0	14.9	213.6	38.2
Cumul de pluie associé - NOAA (%)	0	5.6	80.1	14.3
Différence NOAA-GSWP (mm)	0	+1.0	+33.7	+6.7

TAB. 5.3 – Distribution des pluies journalières GSWP et NOAA de mai à octobre 1992 pour la zone sahéenne (10°O - 10°E / 12°N - 16°N) en fonction des classes de pluie. La première classe correspond aux pluies nulles et la seconde aux pluies non nulles inférieures à 1 mm/jour.

Ainsi il semble que l'augmentation de la précipitation en zone sahéenne, soit le résultat d'une activité convective plus fréquente mais aussi légèrement plus intense. Cela traduit l'augmentation des flux de chaleur latent sur la région, qui favorise l'instabilité convective (voir aussi la section 5.4.3).

5.4.3 Bilan énergétique

Nous cherchons ici à voir quelles sont les causes de l'augmentation de pluviométrie en zone sahéenne. Pour ce faire nous analysons différents termes du bilan radiatif et hydrologique pour la période allant de mai à octobre 1992 (soit l'essentiel de la saison des pluies en zone sahéenne). Les résultats sont indiqués dans le tableau 5.4.

En ce qui concerne le bilan en eau atmosphérique, nous pouvons voir que l'essentiel de la hausse de pluviométrie entre les simulations GSWP et NOAA est accompagnée par une augmentation de l'évaporation (qui compte pour près de 90 % de l'augmentation de pluviométrie). Au niveau de la convergence d'humidité les différences sont plus faibles, ce qui indique que les circulations atmosphériques sont peu modifiées entre les deux simulations. Une analyse des principaux champs de vents montre d'ailleurs que la dynamique simulée dans les configurations reste sensiblement la même. L'origine de cette hausse d'évaporation peut s'expliquer par l'analyse du bilan énergétique en surface. En effet nous voyons que dans la simulation NOAA le rayonnement solaire absorbé en surface augmente de 10 W/m^2 et ce du fait d'un albédo de surface plus faible. Cette augmentation de rayonnement solaire se partitionne ensuite entre flux de chaleur latent et sensible, avec une hausse plus prononcée du flux de chaleur latent ($+6 \text{ W/m}^2$). Au niveau des températures de surface nous constatons qu'elles sont relativement inchangées, l'effet d'une augmentation de rayonnement solaire absorbé étant à peu près totalement compensé par une augmentation des flux de chaleur sensible et latent. Un effet de cette augmentation des flux de chaleur sensible et latent est

<i>Simulation</i>	<i>GSWP</i>	<i>NOAA</i>	<i>Différence</i>
Albédo	0.27	0.24	-0.03
Précipitation (mm)	225	267	+42
Evaporation (mm)	228	266	+38
Convergence d'humidité (mm)	-3	1	+4
Rayonnement solaire absorbé (W/m^2)	247	257	+10
Flux de chaleur latent (W/m^2)	36	42	+6
Flux de chaleur sensible (W/m^2)	98	102	+3
Température de surface ($^{\circ}K$)	302.4	301.9	0

TAB. 5.4 – Bilan énergétique et hydrologique pour la zone sahélienne de mai à octobre 1992

que cela induit une augmentation de la CAPE⁷, ce qui tend à créer un environnement plus propice à la convection.

Ainsi il apparaît que la hausse de précipitation est principalement liée à une hausse de l'évaporation. Cependant cette hausse de l'évaporation ne doit pas être seulement vue en terme de recyclage locale des précipitations. En effet la précipitation dans une région est due à la fois au recyclage local de l'eau (via les processus d'évapo-transpiration) et à l'advection d'humidité par les circulations de grande et méso-échelle. L'efficacité avec laquelle l'eau atmosphérique est convertie en précipitation dépend en partie des conditions thermodynamiques locales dans les basses couches. L'évaporation peut influencer sur cette efficacité par ses effets sur les profils d'humidité dans la basse troposphère. Ainsi l'évaporation peut jouer un double rôle, à la fois en fournissant de l'humidité et en modifiant les profils thermodynamiques ce qui peut favoriser la génération de précipitations.

5.5 Conclusions sur l'impact des processus de surface

Nous avons étudié la sensibilité du MAR à diverses prescriptions des propriétés de surface. Nous avons vu d'une part que la prescription d'états de surface plus réalistes conduit à une amélioration sensible des performances du modèle, par une augmentation de la convergence d'humidité en zone sahélienne.

De plus nous avons également testé la sensibilité du modèle MAR à un paramètre important, l'albédo de sol. Nous avons montré qu'une modification, même modeste, de l'albédo pouvait avoir un impact assez prononcé sur les quantités de pluie simulées, et ce particulièrement en zone sahélienne. Nous avons souligné la grande homogénéité de la réponse du modèle à cette modification, à savoir qu'une augmentation de l'albédo est majoritairement suivi d'une augmentation des précipitations. Cela confirme en partie l'hypothèse de Charney, selon laquelle il existe une rétraction positive entre la dégradation des états de surface et une diminution des précipitations, qui peut à son tour accentuer le phénomène de dégradation

⁷Convective Available Potential Energy

par une diminution du couvert végétal. Cependant il semble que les mécanismes associés à la hausse de pluviométrie soit dans notre cas plutôt associés à un recyclage plus efficace des précipitations.

Cela nous permet également de tirer quelques conclusions sur des expériences de désertification qu'on souhaiterait mener avec le modèle MAR. En effet il semble que la réponse du modèle à une diminution de la fraction de végétation sera très fortement influencé par la prescription des albédos de sol. Au vu des résultats que nous avons obtenus il semble que la réponse sera d'autant plus forte que la différence entre albédo de surface végétalisée et albédo de sol nu sera marquée. La question de savoir comment évolue l'albédo de surface sous l'effet de la dégradation du couvert végétal n'est pas triviale. Ba *et al.* (2001) indiquent par exemple que si une diminution de la végétation entraîne une hausse de l'albédo de surface en zone sahélienne, l'effet est opposé pour les régions forestières situées plus au sud. Ce résultat va à l'encontre de la plupart des expériences de modélisation qui associent automatiquement diminution du couvert végétal et hausse de l'albédo de surface. On est en droit de se demander dans quelle mesure ces expériences de simulation de désertification ne sont pas fortement conditionnées par les hypothèses faites à priori sur l'évolution de l'albédo de surface (et du sol sous-jacent).

Chapitre 6

Mécanismes du saut de mousson en Afrique de l'Ouest

Ce chapitre traite de l'étude des mécanismes climatiques permettant d'expliquer le "saut de mousson" mis en évidence par Sultan et Janicot (2000). L'accent est mis sur le rôle prépondérant de la dépression thermique saharienne comme régulateur de la progression de la mousson ouest-africaine. Une analyse du forçage radiatif en Afrique de l'Ouest a permis de mettre en évidence deux positions privilégiées pour la dépression thermique, l'une autour de 15° N et l'autre autour de 24° N. L'hypothèse que nous avançons pour expliquer le saut de mousson est le déplacement rapide de la dépression thermique entre ces deux positions à la fin du mois de juin.

6.1 Introduction

L'installation de la mousson ouest-africaine (ci-après MOA) a longtemps été considérée comme un phénomène continu et progressif. Dans cette vision traditionnelle, la MOA est caractérisée par un cycle saisonnier piloté par la migration du soleil et des maxima associés d'énergie solaire incidente. La zone de précipitation maximale est située dans la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT). Elle se déplace graduellement du sud vers le nord suivant le déplacement latitudinal des maxima d'énergie solaire reçue. La ZCIT (et les précipitations associées) atteint alors sa position la plus septentrionale lors de l'été boréal puis se retire graduellement vers le sud à partir des mois de septembre-octobre.

Des études récentes ont remis en question ce modèle de progression continue de la MOA (Sultan et Janicot 2000; Le Barbé *et al.* 2002; Sultan et Janicot 2003; Lebel *et al.* 2003). En utilisant des données journalières de pluie observées sur l'Afrique de l'Ouest pour la période 1950-1990 (base de données IRD), ces études ont mis en évidence le comportement non-linéaire de la MOA. D'après ces études, la MOA présente deux principales phases :

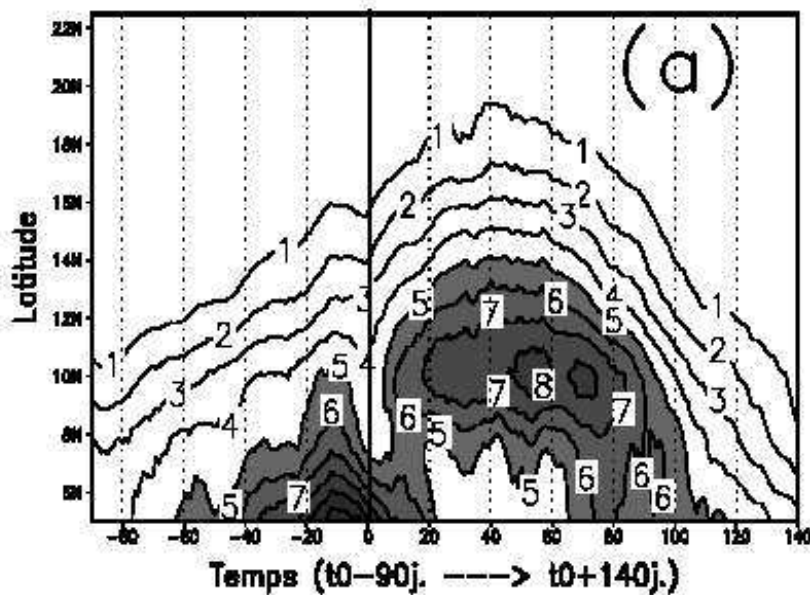


FIG. 6.1 – Diagramme temps-latitude des précipitations IRD moyennées entre 10°O et 10°E (mm/jour) et filtrées sur 10 jours. Structure composite basée sur la date moyenne du saut de mousson (t_0) entre 1968 et 1990. D'après Sultan et Janicot (2003).

1. La phase d'installation de la mousson sur le continent ouest-africain, qui a lieu durant les mois de Mars à Juin. Cette phase est caractérisée par extension progressive de la zone de pluie depuis les côtes vers l'intérieur des terres.
2. La phase active de la MOA, de juillet à septembre. Cette phase débute par un déplacement assez brutal de la ZCIT vers le nord, passant de 5°N à 10°N (c'est le "saut de mousson", qui a lieu en moyenne autour du 18 juin (Sultan et Janicot 2003)). Cette période active de la mousson contribue à près de 75 à 90 % du cumul annuel de pluie en zone sahélienne (Lebel *et al.* 2003).

Ce comportement non-linéaire est bien mis en évidence sur un diagramme temps-latitude des précipitations (cf. figure 6.1 d'après Sultan et Janicot (2003)). Cette figure a été obtenue en calculant pour chaque année (de 1968 à 1990) la date du saut de mousson puis en moyennant les précipitations IRD en prenant comme référence temporelle cette date du saut. Nous distinguons clairement les deux phases de la mousson décrites ci-dessus. Un autre aspect remarquable est que le saut de mousson est concomitant avec une diminution généralisée des précipitations sur le continent ouest-africain (voir par exemple l'évolution de l'isohyète 5 mm/jour).

Comme le soulignent Sultan et Janicot (2003), ce déplacement rapide de la ZCIT à la fin du mois de juin n'est pas seulement un bel objet d'étude de la dynamique de la MOA, il s'agit également d'un phénomène crucial pour le devenir des ressources agricoles en zone sahélienne. En effet ce saut de mousson marque le début des pluies "utiles" sur le Sahel, i.e.,

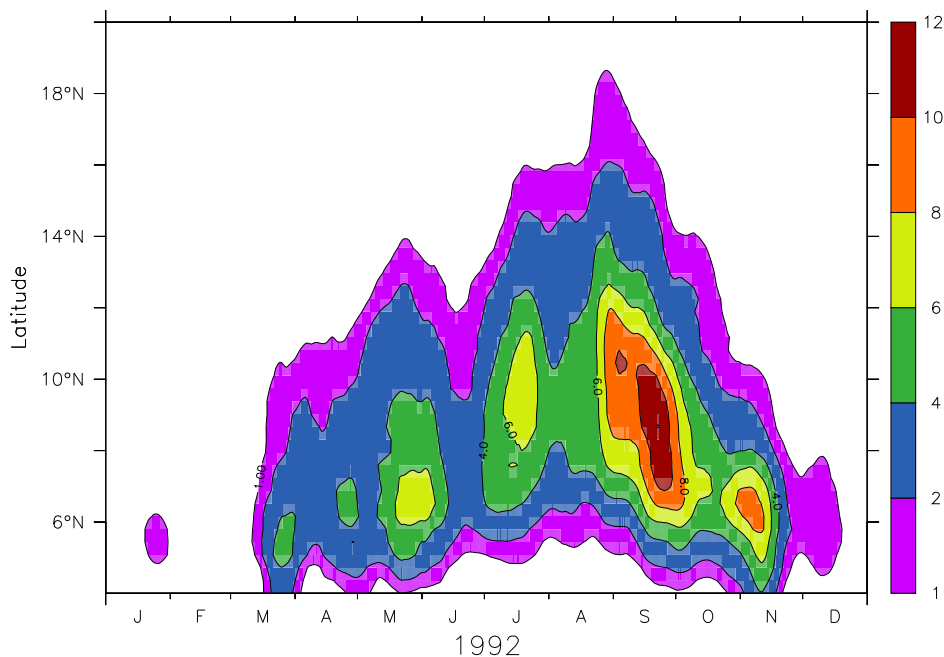


FIG. 6.2 – Diagramme temps-latitude de la pluie journalière (mm/jour) simulée par le MAR pour l'année 1992. Moyenne entre 10°O et 10°E et filtrage sur 10 jours.

des pluies qui ne sont pas suivies par des périodes sèches trop longues qui pourraient nuire au développement des cultures.

Nous avons vu au chapitre 5 que le modèle MAR arrive à simuler raisonnablement cette caractéristique de la dynamique de la mousson ouest africaine. Nous montrons sur la figure 6.2 la pluie journalière simulée par le MAR pour l'année 1992 moyennée entre 10°O et 10°E (filtrée sur 10 jours). Les résultats montrés sont ceux obtenus avec la prescription d'albédo de sol issu de la NOAA. Nous pouvons voir que le MAR reproduit un comportement de la MOA comparable à celui décrit dans Sultan et Janicot (2003) avec :

- Une phase d'installation de la mousson autour de 6°N de mars à juin.
- Une diminution de la pluviométrie à la fin du mois de juin (voir par exemple l'isohyète 2 mm/jour).
- Une zone de fortes pluies situé autour de 10°N lors des mois de juillet et août.
- Un retrait progressif des pluies vers le sud à partir de la mi-septembre.

Le fait que le MAR reproduise avec un certain degré de réalisme la dynamique de la progression de la MOA nous permet d'étudier plus en détails les mécanismes associés.

6.2 Mécanismes associés à la mise en place du saut de mousson

6.2.1 L'hypothèse de Sultan et Janicot

Dans leur étude, Sultan et Janicot (2003) ont proposé un mécanisme pouvant expliquer le déplacement abrupt de la ZCIT à la fin du mois de juin. L'hypothèse émise est que ce saut de mousson pourrait être dû à une interaction entre la dynamique associée à la dépression thermique saharienne et l'orographie des montagnes de l'Atlas et du Hogar, et ce d'après les travaux de Semazzi et Sun (1997). D'après ces auteurs, la subsidence au-dessus et au nord de cette topographie contribue à augmenter les hautes valeurs de géopotentiel dans la région, augmentant ainsi les vents de nord-est associés (en accentuant le gradient de pression avec la dépression thermique saharienne). Cette augmentation des vents de nord-est entraîne une amplification de la circulation atmosphérique dans la dépression thermique saharienne (via une advection de vorticité cyclonique) et par conséquent une augmentation du flux de mousson. La diminution temporaire des précipitations au moment du saut de mousson pourrait être le résultat d'intrusion d'air sec en provenance de la dépression thermique saharienne dans la zone de convection profonde, limitant ainsi l'activité convective au sein de la ZCIT. Au bout d'un moment (de l'ordre d'une dizaine de jours) cette inhibition convective est brisée par l'advection d'air humide via le flux de mousson, conduisant ainsi au saut abrupt de la ZCIT.

Cette hypothèse est très intéressante mais soulève plusieurs questions. Les auteurs soulignent le rôle central joué par la dépression thermique saharienne dans la mise en place de la mousson. Ils indiquent que son activité est maximale au moment du saut de mousson, avec notamment un maximum de vorticité cyclonique et de vitesse verticale. Cependant il y a là une incohérence avec le mécanisme proposé. En effet ils relient l'amplification de la vorticité cyclonique au sein de la dépression thermique saharienne aux vents de nord-est qui descendent la topographie des montagnes de l'Atlas et du Hogar. Si nous avons effectivement là une advection de vorticité cyclonique (via un étirement des colonnes d'air), les mouvements verticaux associés sont plutôt des mouvements descendants (la colonne est étirée par le bas), ce qui est en désaccord avec les maxima de vitesse verticale ascendante observés. De plus, comme son nom l'indique, la dépression thermique saharienne est principalement pilotée par des processus thermiques, qui sont relativement absents du mécanisme proposé par Sultan et Janicot (2003).

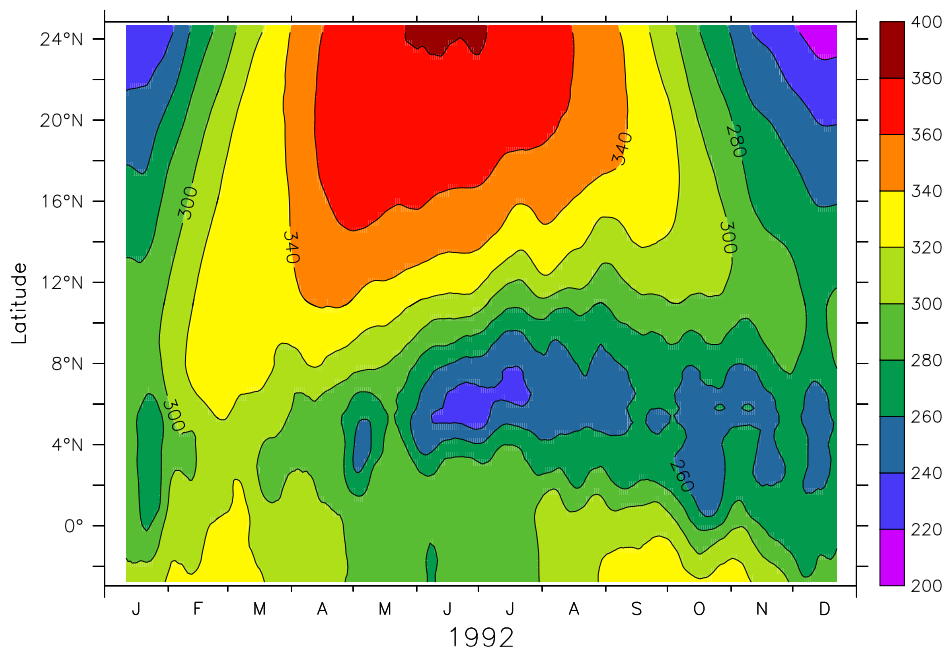


FIG. 6.3 – Diagramme temps latitude du rayonnement solaire incident en surface (W/m^2) simulé par le MAR pour l'année 1992. Moyenne entre 10°O et 10°E et filtrage sur 10 jours.

6.2.2 Une vision thermique de la progression de la MOA

Le chauffage radiatif est un forçage majeur de la circulation atmosphérique tropicale et sub-tropicale. Le déplacement méridien du soleil et des maxima associés d'énergie solaire reçue pilote la circulation de mousson en créant un gradient thermique entre des surfaces continentales "chaudes" et des surfaces océaniques "froides" (Sud *et al.* 2002).

Évolution du rayonnement solaire incident et absorbé en surface

Sur la figure 6.3 nous représentons le diagramme temps-latitude du rayonnement solaire en surface simulé par le MAR pour l'année 1992. Comme prévu, nous voyons une progression assez régulière du maximum de rayonnement solaire incident. Il est localisé autour de 10°N en mars et atteint sa position la plus septentrionale au solstice d'été à la fin du mois de juin. Nous voyons aussi l'impact de la couverture nuageuse dans la ZCIT (au sud de 14°N), conduisant à une diminution de rayonnement solaire incident durant les mois d'été. Nous pouvons aussi remarquer une certaine asymétrie dans le cycle saisonnier au sud de 20°N , due également à la présence de nuages durant la phase de retrait de la mousson.

Si nous nous intéressons maintenant à savoir comment est transmise cette radiation solaire à la surface, les choses sont légèrement plus complexes. Nous montrons sur la figure 6.4 le même type de diagramme temps-latitude mais pour le rayonnement solaire absorbé en surface. Nous constatons la présence d'une structure en forme de dipôle de maxima de rayonnement solaire absorbé. L'un est localisé entre 6 et 14°N et dure de février jusqu'au

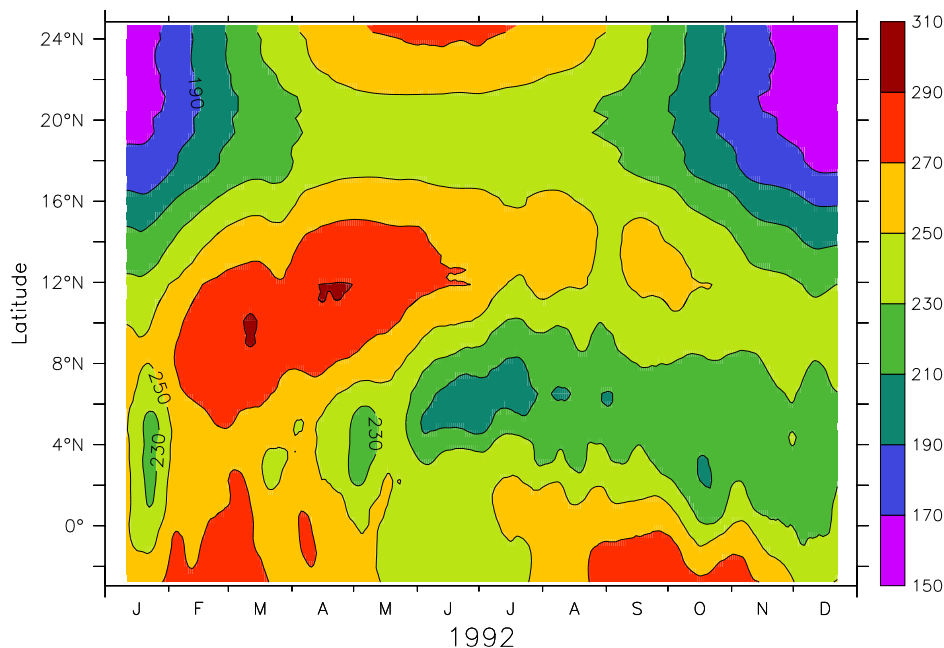


FIG. 6.4 – Idem figure 6.3 mais pour le rayonnement solaire absorbé en surface (W/m^2).

début du mois de juin. L'autre est localisé plus au nord, autour de 24°N , et atteint sa valeur maximale à la fin du mois de juin. L'existence de ce dipôle peut être facilement expliqué en considérant la distribution géographique des propriétés de surface en Afrique de l'Ouest, et particulièrement l'albédo de surface. Nous montrons sur la figure 6.5 la répartition spatiale de l'albédo de surface simulé par le MAR pour les mois de juin, juillet et août 1992. Cet albédo de surface prend en compte l'albédo du sol ainsi que l'impact du couvert végétal. Nous pouvons voir que l'Afrique de l'Ouest peut être séparée en deux zones principales. La zone située au nord (resp. au sud) de 16°N est caractérisée par des valeurs fortes (resp. faibles) d'albédo de surface. Cela est dû à l'influence du couvert végétal et de l'humidité des sols au sud de 16°N (ce qui implique des valeurs d'albédo plus faibles) et à la présence de sols relativement clairs sur le Sahara, conduisant ainsi à des valeurs relativement élevées d'albédo.

Nous montrons sur la figure 6.6, l'effet de cette distribution méridionale d'albédo de surface, en traçant pour deux zones (localisées respectivement entre 8 et 12°N et entre 20 et 24°N) l'évolution temporelle du rayonnement solaire incident et absorbé. Nous pouvons voir que les cycles saisonniers de rayonnement solaire incident (courbes noire et verte) sont décalés dans le temps (du fait des différences de latitude). Le rayonnement solaire incident est plus fort sur la zone située au nord de mars à septembre. Mais du fait d'un albédo de surface plus fort, nous voyons que le rayonnement solaire absorbé par la surface dans la zone située au nord (courbe bleue) ne dépasse celui de la zone sud (courbe rouge) que pour les mois de juin à août. Cela explique donc la présence d'un maximum de rayonnement solaire absorbé en début de saison sur la zone située entre 8 et 12°N . Il est intéressant de constater

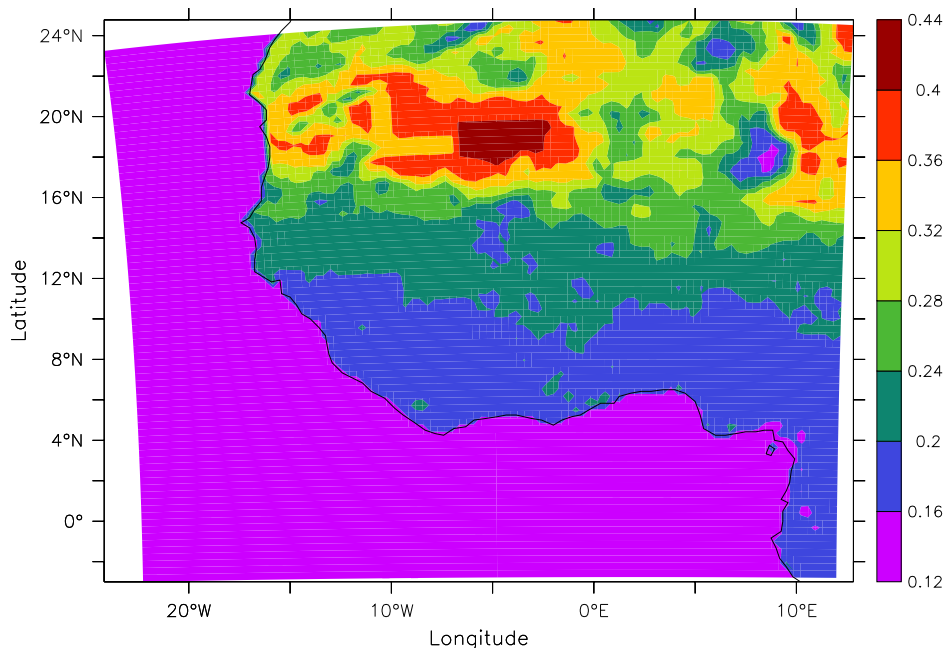


FIG. 6.5 – Albédo de surface simulé par le MAR, période JJA 1992.

que le rayonnement solaire absorbé devient plus grand au nord à partir du mois de juin, qui est le mois auquel se produit le saut de mousson.

Évolution des températures de surface continentales

Ce dipôle de chauffage radiatif a un effet sur l'évolution des températures de surface en Afrique de l'Ouest. Nous montrons sur la figure 6.7 l'évolution des températures de surface simulées par le MAR. Nous pouvons voir que la progression du maximum de température de surface est caractérisé par une rupture de pente autour du milieu de mois de juin. Avant cette date le maximum progresse assez régulièrement de 12°N en avril à 15°N en juin. puis nous observons un déplacement assez rapide du maximum de température de surface qui atteint 24°N au milieu du mois de juillet, ce qui représente un décalage méridional de près de 10° en un mois.

Cette progression des températures de surface peut être vue en partie comme la conséquence du dipôle de chauffage radiatif mis en évidence précédemment. Du fait d'un albédo de surface plus faible et d'une position plus méridionale, le maximum de température de surface autour de 14°N est atteint plus tôt au cours de la saison. Il y a aussi une hausse concomitante des températures de surface dans la zone située plus au nord, mais elle est plus lente et décalée dans le temps. Ce n'est qu'à partir du milieu du mois de juin que les températures de surface vers 24°N commencent à être supérieures à celles situées autour de 14°N.

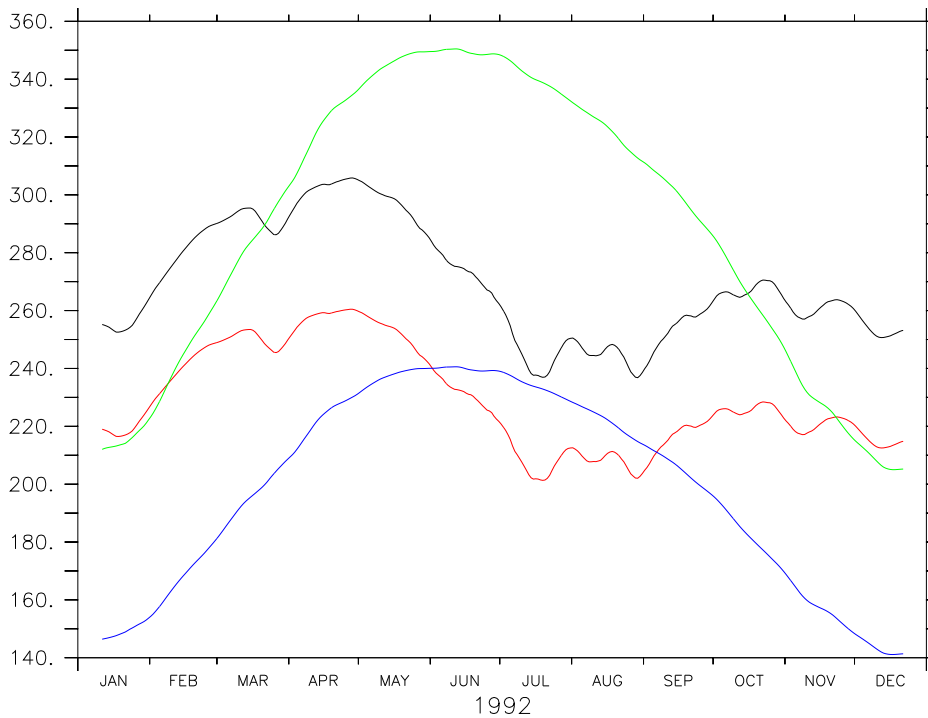


FIG. 6.6 – Évolution temporelle du rayonnement solaire incident (noir : entre 8 et 12°N ; vert : entre 20 et 24°N) et absorbé en surface (rouge : entre 8 et 12°N ; bleu : entre 20 et 24°N) simulé par le MAR. Moyenne entre 10°O et 10°E, filtrage sur 10 jours.

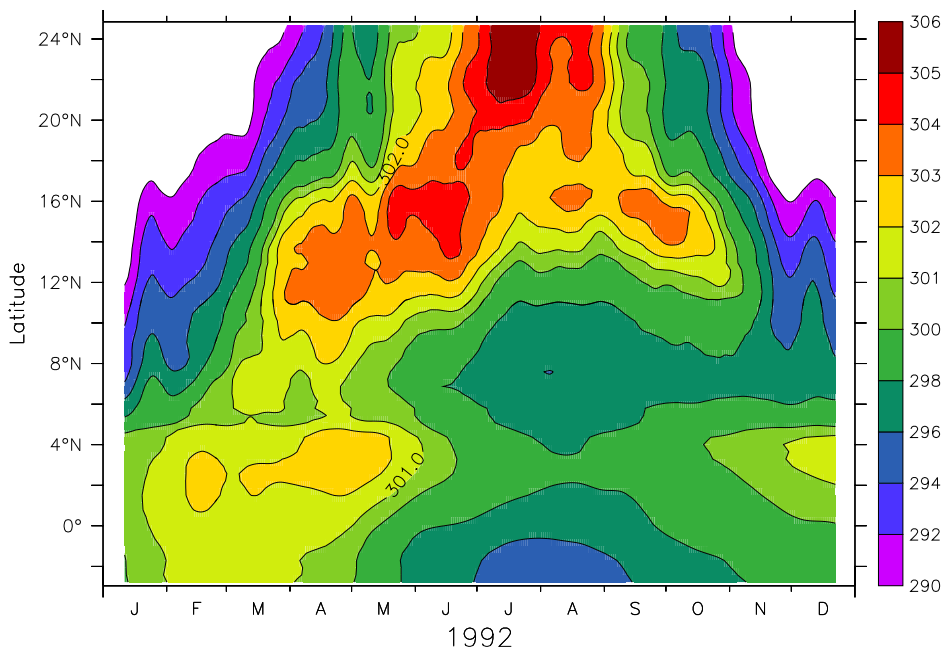


FIG. 6.7 – idem figure 6.3 mais pour les températures de surface (°K).

Dynamique associée

Le positionnement de la dépression thermique est lié à la position du maximum de températures de surface, car c'est un lieu privilégié pour les ascendances thermiques. De plus cette dépression thermique conditionne la circulation atmosphérique dans les basses couches de l'atmosphère (c'est là où la convergence du vent est maximale). Nous montrons sur la figure 6.8 la répartition des températures de surface pour 4 périodes ainsi que les champs de vent dans les basses couches associés. Nous pouvons voir que pour les dates précédant le saut de mousson (ici le 20 mai et le 19 juin), la zone de convergence des vents (i.e. la dépression thermique) est localisée en phase avec les maxima de températures de surface (autour de 14°N). Nous voyons qu'après le saut de mousson (le 20 juillet et le 20 août), l'accroissement des températures de surface au nord de 20°N s'accompagne de la mise en place d'une circulation cyclonique bien développée située autour de 20°N . Il est possible de mesurer l'extension du domaine de mousson par la position de l'isoline 0 de la composante zonale du vent (i.e. les vents d'ouest). Nous montrons la progression moyenne de la limite nord de cette isoligne sur la figure 6.9. Nous constatons que d'avril à mai la limite nord du domaine de mousson est située entre 11 et 15°N , et ce en accord avec le positionnement des maxima de températures de surface. Puis nous voyons à partir de mi-juin un déplacement rapide de la limite nord qui atteint finalement sa position la plus septentrionale au milieu du mois de juin (autour de 20°N). Ce déplacement rapide est cohérent avec le fait que durant cette période le maximum de température de surface passe de 14°N à 24°N .

Ainsi il apparaît que la progression de la MOA est fortement influencée par le positionnement de la dépression thermique saharienne. Nous avons vu que cette dépression thermique a tendance à se déplacer en phase avec les maxima de températures de surface. L'analyse du rayonnement solaire absorbé par la surface a permis de mettre en évidence deux positions privilégiées pour ces maxima de températures de surface, l'une située en zone sahélienne (entre 10 et 15°N) et l'autre au-dessus du Sahara entre 20 et 24°N . L'hypothèse que nous formulons ici est que le saut de mousson est dû au basculement de la dépression thermique saharienne entre ces deux positions privilégiées. Nous allons maintenant étudier plus en détails comment se déroule ce basculement.

6.3 Une proposition de mécanisme du saut de mousson

6.3.1 Origine de l'augmentation des températures de surface

La distribution du rayonnement solaire absorbé en Afrique de l'Ouest ne peut pas expliquer seule la progression de la dépression thermique. En effet, au regard de la figure 6.4, si seuls les phénomènes radiatifs entraient en compte, le déplacement rapide vers le nord de

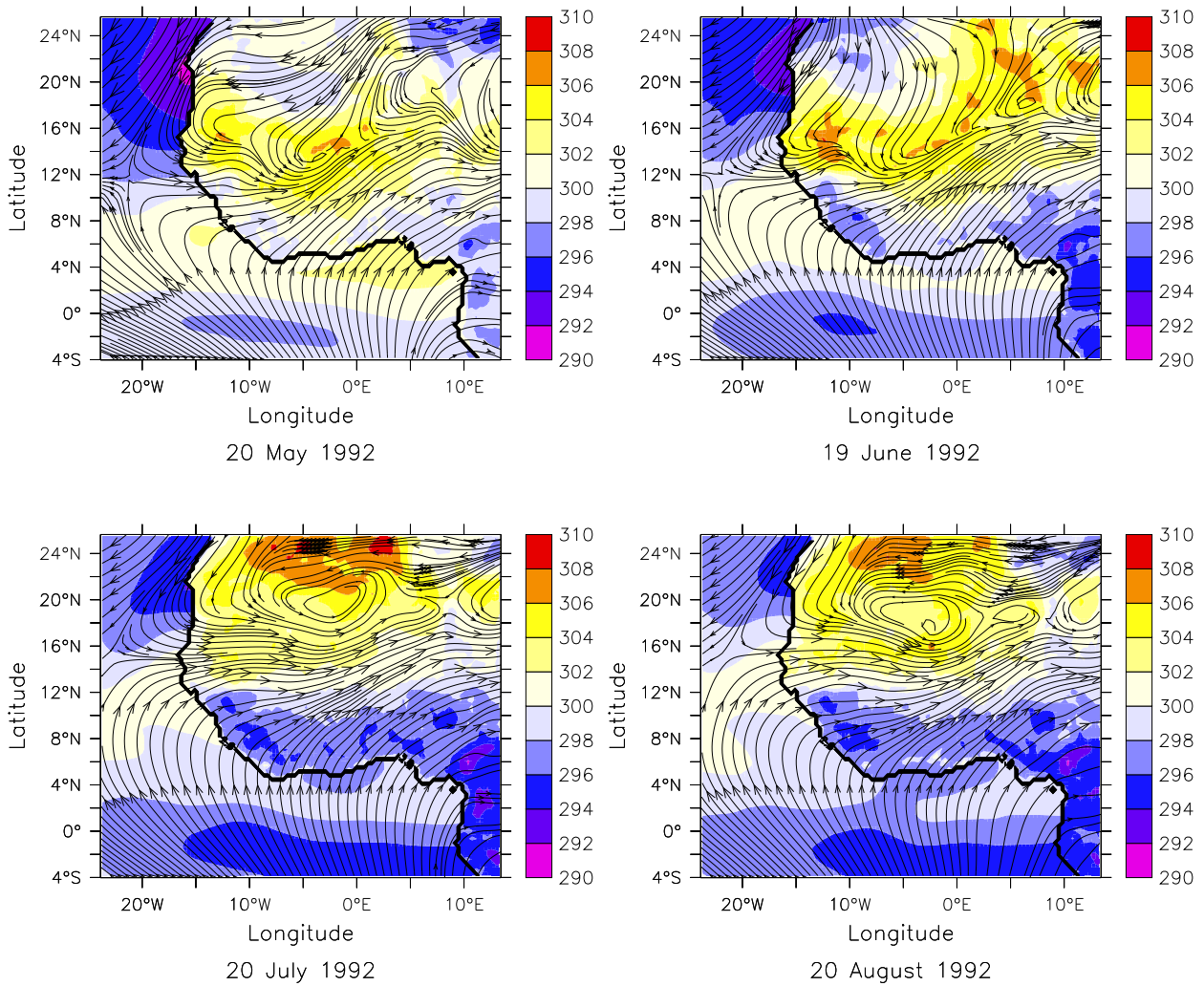


FIG. 6.8 – Températures de surface ($^{\circ}\text{K}$, couleurs) et champs de vent dans les basses couches (définies ici comme les 8 premiers niveaux du modèle, $\sigma = 1.0 \Rightarrow 0.85$) simulés par le MAR pour les périodes du 20 mai, du 19 juin, du 20 juillet et du 20 août 1992. Les valeurs ont été filtrées sur 10 jours.

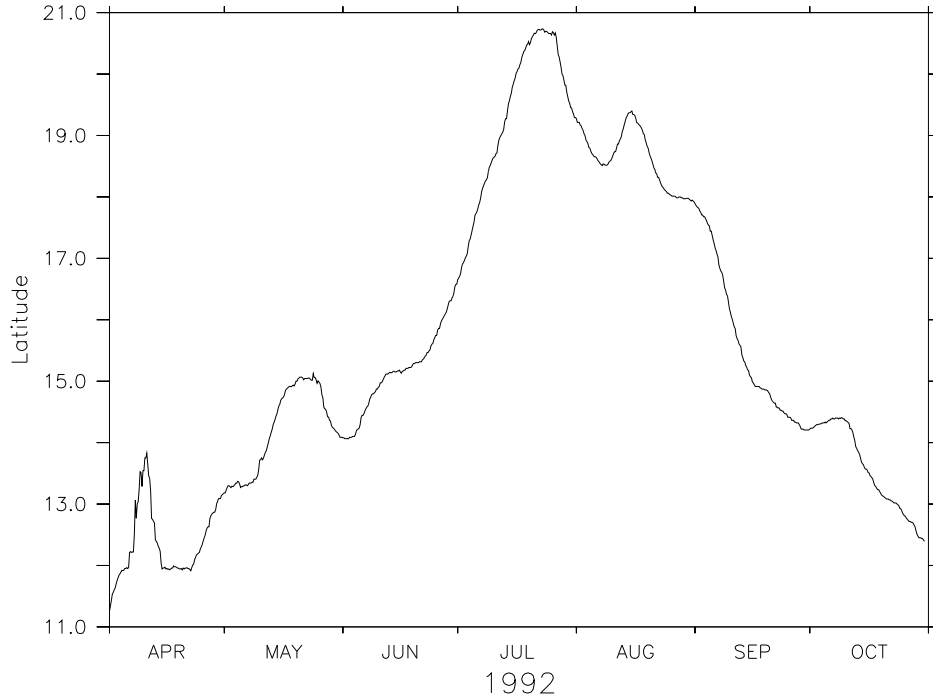


FIG. 6.9 – Évolution temporelle de la position de la limite nord du domaine de mousson (définie comme l'isoligne 0 du vent zonal) simulé par le MAR. Moyenne entre 10°O et 0°E et filtrage sur 10 jours.

la dépression thermique devrait avoir lieu autour du milieu du mois de mai. Or dans notre cas le saut de mousson semble plutôt avoir lieu à la fin du mois de juin, soit un décalage de plus d'un mois. Nous allons donc étudier plus en détails les conditions dynamiques et thermodynamiques qui accompagnent le saut de mousson.

Si on examine plus en détail les situations au 19 juin et au 20 juillet sur la figure 6.8, nous pouvons voir que la zone qui est la plus touchée par une augmentation des températures de surface est celle située entre 15°O et 0°E et entre 20 et 25°N. Il est possible de voir quels sont les facteurs déterminants dans l'évolution des températures de surface à partir de l'équation du bilan d'énergie au niveau du sol. Celle-ci s'exprime de la manière suivante :

$$SW_n + LW_n - HS - HL = G \quad (6.1)$$

où SW_n désigne le rayonnement net visible, LW_n désigne le rayonnement net infra-rouge, HS le flux de chaleur sensible, HL le flux de chaleur latent et G le flux de chaleur à travers le sol (toutes ces grandeurs s'exprimant en W/m^2).

Si nous négligeons le flux de chaleur dans le sol ($G = 0$) et que nous séparons le rayonnement net infra-rouge en partie montante et descendante, l'équation 6.1 peut alors s'écrire :

$$\epsilon\sigma T^4 \approx SW_n + LW_d - HS - HL \quad (6.2)$$

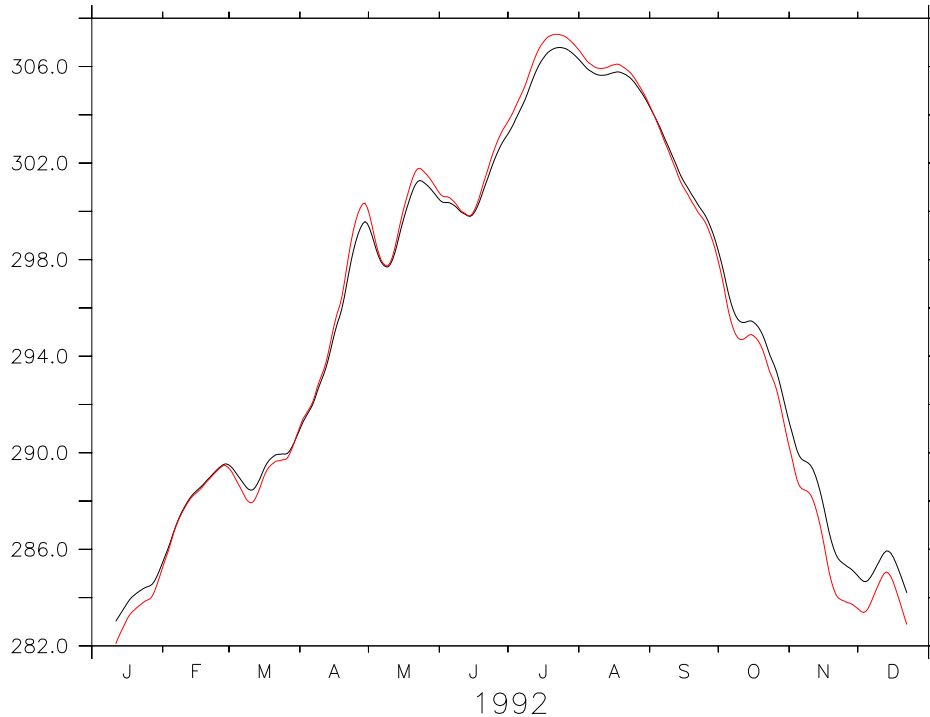


FIG. 6.10 – Évolution temporelle de la température de surface sur la zone ($15^{\circ}\text{O}-0^{\circ}\text{E}; 20^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}$) pour l'année 1992, simulation MAR. Noir : température de surface calculée par le modèle. Rouge : température de surface approximée à l'aide de l'équation de bilan d'énergie en surface.

où $\epsilon\sigma T^4$ représente le rayonnement infra-rouge montant (avec ϵ l'émissivité du sol, σ la constante de Stephan-Boltzmann et T la température du sol) et LW_d le rayonnement infrarouge descendant. A partir de l'équation 6.2 nous voyons qu'il est possible d'obtenir une approximation de la température du sol. Nous montrons sur la figure l'évolution de la température de surface pour la zone comprise entre $15^{\circ}\text{O}-0^{\circ}\text{E}$ et $20^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}$ ainsi que l'évolution de la température de surface évaluée à partir de la relation 6.2. Nous pouvons voir que si l'approximation que nous avons faite entraîne de légères erreurs, elle permet néanmoins de reconstruire très fidèlement les principales variations de la température de surface et d'avoir accès aux différentes composantes de ces variations. Nous retrouvons bien le fait que cette zone voit une augmentation très rapide de la température en surface entre le 15 juin et le 15 juillet 1992.

Nous montrons dans le tableau 6.1 l'évolution des différents termes de l'équation 6.2 entre le 15 juin et le 15 juillet (soit avant et après le saut de mousson). Nous pouvons voir que les différences de rayonnement solaire absorbé et de flux de chaleur latent sont négligeables. Cela est compréhensible car, d'une part le rayonnement solaire est maximum au moment du solstice d'été et commence à diminuer après (d'où une très légère baisse de SW_n) et d'autre part les sols dans la région sont très secs, ce qui explique un faible impact des flux de chaleur latente.

Grandeur	Différence (w/m ²)
$\epsilon\sigma T^4$	+43.6
SW_n	-5.6
LW_d	+35.2
HS	-18.5
HL	+4.6

TAB. 6.1 – Évolution des différents termes du bilan radiatif au niveau du sol entre le 15 juin et le 15 juillet 1992 pour la zone (15°O-0°E;20°N-25°N), simulation MAR.

L'augmentation la plus considérable vient du rayonnement infra-rouge descendant. Cependant, étant donné les très faibles humidités atmosphériques dans la région et l'absence de nébulosité, nous pensons que cette augmentation traduit plus un équilibre entre les températures des basses couches de l'atmosphère et celles de la surface. D'ailleurs si nous calculons la corrélation entre $\epsilon\sigma T^4$ et LW_d sur la zone, nous trouvons une valeur de R^2 proche de 0,97, ce qui prouve qu'il existe quasiment une relation de proportionnalité entre ces deux grandeurs (un sol plus chaud émet plus de rayonnement infra-rouge et réchauffe les couches atmosphériques situées au-dessus, qui elles même émettent en retour un rayonnement infra-rouge plus important).

Ainsi il apparaît que la hausse de température de la surface dans cette région entre le 15 juin et le 15 juillet soit principalement due à une diminution du flux de chaleur sensible, qui voit une diminution de l'ordre de 18 W/m². La diminution du flux de chaleur sensible sur la zone peut s'expliquer par l'advection d'une masse d'air plus chaude entre le 15 juin et le 15 juillet. Cela est d'ailleurs confirmé par la figure 6.8. Nous pouvons en effet voir que le 19 juin la zone considérée est sous un régime de vents de nord d'origine océanique (liés au positionnement de l'anticyclone des Açores), ce qui contribue à maintenir un flux de chaleur sensible relativement important et des températures de surface plus basses. Le 20 juillet, nous voyons que les vents sont majoritairement d'est, en provenance du Sahara et donc relativement chauds.

Le passage entre ces deux régimes de vent peut se faire via le mécanisme proposé par Sultan et Janicot (2003). En effet les auteurs soulignent que dans les jours précédant le saut de mousson, la zone de subsidence associée à la dépression thermique saharienne et à la cellule de Hadley se trouve au-dessus et au nord des montagnes de l'Atlas et du Hogar, ce qui contribue à augmenter les géopotentiels dans cette région et les vents de nord-est associés. De plus cette subsidence s'accompagne d'un réchauffement des masses d'air, ce qui fait qu'on obtient bien une advection d'air plus chaud sur la partie occidentale du Sahara.

Il faut souligner ici que le régime de vents du nord d'origine océanique autour du 15 juin est une caractéristique climatologique de la circulation atmosphérique sur cette région et n'est donc pas une particularité due à l'année de modélisation choisie (ici 1992). En effet nous montrons sur la figure 6.11 la circulation atmosphérique moyenne du mois de juin pour

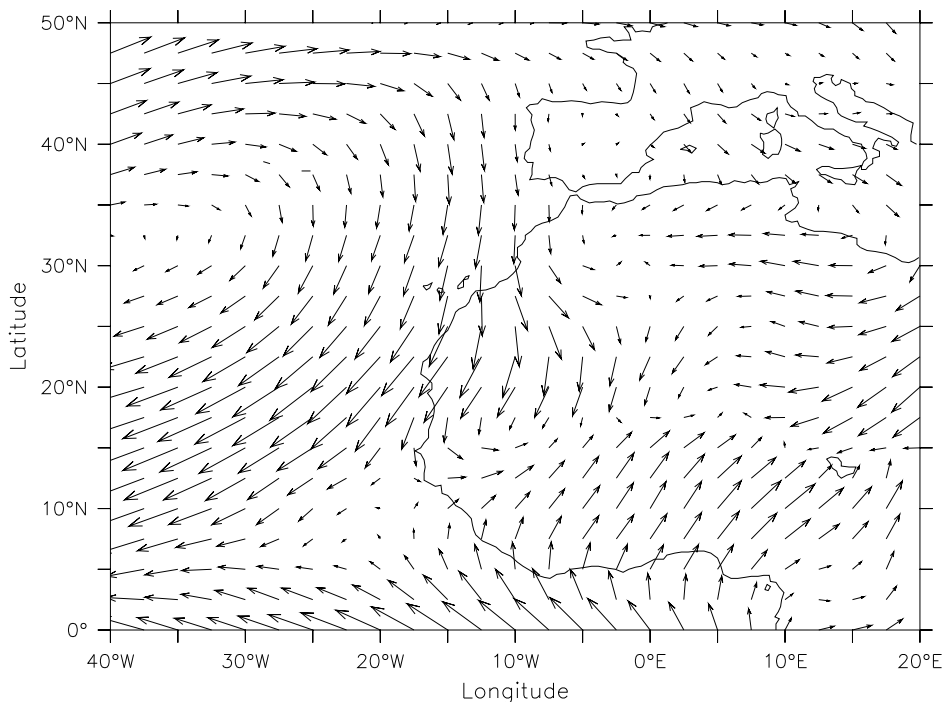


FIG. 6.11 – Moyenne climatologique (1948-2004) de la circulation atmosphérique à 925 hPa pour le mois de juin, réanalyses NCEP-NCAR.

les années 1948 à 2003 issue des réanalyses NCEP/NCAR (Kalnay *et al.* 1996). Nous pouvons voir que la partie occidentale de l'Afrique du Nord et du Sahara est bien sous un régime de vents du nord issus de l'océan Atlantique. L'analyse des causes d'un tel positionnement de l'anticyclone des Açores va bien au-delà du cadre de notre étude.

6.3.2 Diminution de la pluviométrie lors du saut de mousson

Une autre caractéristique du saut de mousson (également bien reproduite par le modèle MAR) est la diminution notable des précipitations au moment du saut de mousson (voir par exemple l'évolution de l'isohyète 2 mm/jour sur la figure 6.2). Nous nous intéressons ici à savoir quelles peuvent être les causes d'une telle diminution. Nous montrons sur la figure 6.12 la dynamique atmosphérique simulée par le modèle le 15 juin 1992, soit au moment où nous avons le minimum de précipitations.

Nous pouvons constater qu'à cette date la circulation transverse méridienne associée à la dépression thermique saharienne est très bien développée, avec un maximum de convergence dans les basses couches autour de 15-16°N (c'est d'ailleurs à cette date que nous avons le maximum de convergence dans les basses couches). Cette augmentation de la dynamique de la dépression thermique peut être reliée à la présence d'un maximum local de température de surface entre 12 et 16°N vers le milieu du mois de juin (cf figure 6.7). Associée à cette amplification de la dynamique de la dépression thermique, nous voyons que le JEA atteint également sa plus forte valeur de l'année (-16 m/s). Ce résultat est cohérent avec l'analyse de

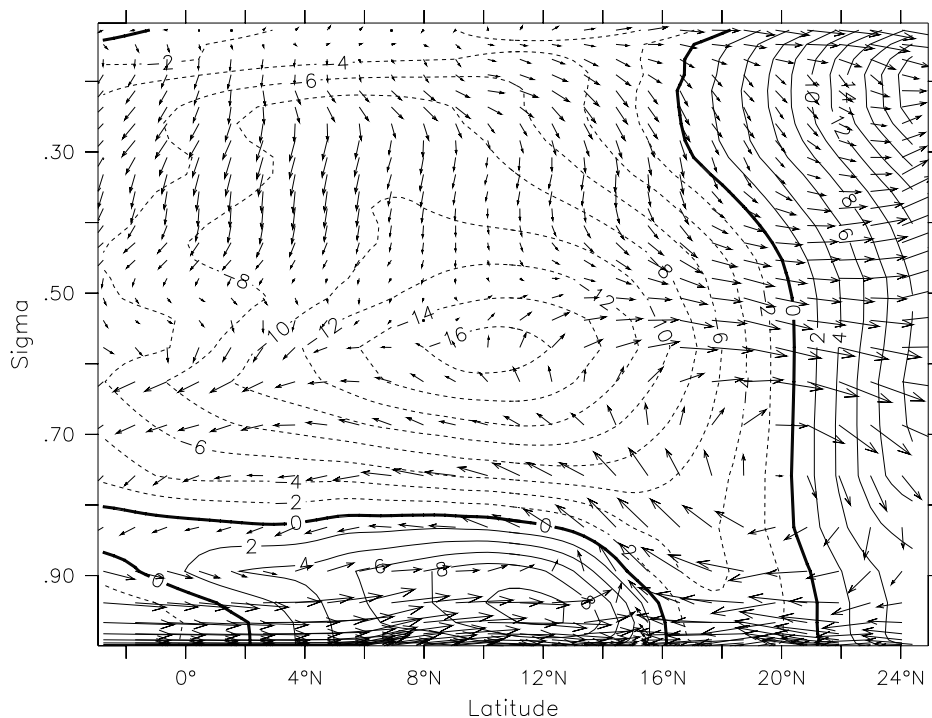


FIG. 6.12 – Moyenne zonale (10°O - 10°E) des champs de vents simulés par le MAR pour le 15 juin 1992. Vecteurs : composantes méridienne et verticale. Contours : composante zonale.

Sultan et Janicot (2003) et les travaux de Thorncroft et Blackburn (1999) qui ont montré que le JEA est principalement contrôlé par la circulation transverse méridienne de la dépression thermique saharienne (la branche de retour vers le nord au niveau de la moyenne troposphère induisant une accélération des vents vers l'est via une advection de vorticité planétaire).

L'hypothèse avancée par Sultan et Janicot (2003) pour expliquer la diminution des précipitations au moment du saut de mousson est celle d'une intrusion d'air sec troposphérique (originaire de la dépression thermique) au sein de la ZCIT, ce qui conduirait à une inhibition de la convection. Cependant l'étude de la dynamique simulée par le MAR n'a pas permis de mettre en évidence un tel phénomène. Nous montrons sur la figure 6.13 la différence d'humidité spécifique simulée par le MAR entre le 15 juin et le 20 mai (soit pendant et avant le saut de mousson), ainsi que les différences de circulations atmosphériques (moyenne zonale entre 10°O et 10°E). Nous pouvons effectivement voir la présence d'une intrusion d'air sec au niveau de la branche ascendante de la dépression thermique. Cependant celle-ci reste assez localisée et ne se propage pas jusqu'à la zone de convection profonde (située autour de 5°N). Au contraire, aux latitudes de la convection profonde, dans les couches moyennes de l'atmosphère (entre $\sigma = 0.9$ et $\sigma = 0.6$) nous constatons plutôt une augmentation de l'humidité spécifique. Il semble donc que, dans le cas de la simulation MAR, un autre mécanisme que celui proposé par Sultan et Janicot (2003) soit à l'origine de la diminution des précipitations.

Nous avons vu que la circulation associée à la dépression thermique saharienne est maximale au moment du saut de mousson. Cela se voit bien sur la figure 6.13 où nous pouvons

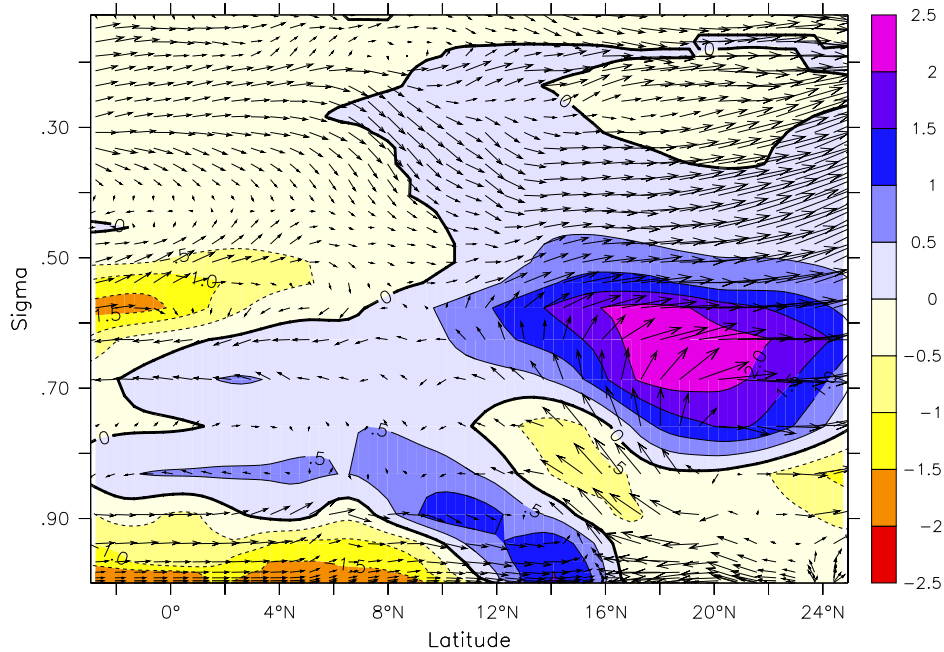


FIG. 6.13 – Différence d'humidité spécifique (couleurs, g/kg) et de vents simulée par le MAR entre le 15 juin et le 20 mai 1992. Moyenne zonale entre 10°O et 10°E, filtrage sur 10 jours.

observer une nette amplification des ascendances verticales entre 14 et 16°N et ce jusqu'aux moyennes couches de l'atmosphère ($\sigma = 0.6$). Associée à cette amplification de la circulation associée à la dépression thermique, nous voyons également une accélération des vents de nord et de sud, avec donc une augmentation de la convergence dans les basses couches au sein de la dépression thermique saharienne. Au niveau du flux de mousson (dans les basses couches, au sud de 15°N), nous constatons une structure en forme de dipôle avec une hausse de l'humidité spécifique entre $\sigma = 0.8$ et $\sigma = 0.9$, et une diminution entre $\sigma = 0.9$ et $\sigma = 1.0$. Cette structure caractérise l'augmentation de l'épaisseur du flux de mousson entre le 20 mai et le 15 juin, du fait d'une augmentation de la turbulence en rapport avec l'augmentation des vents (l'humidité doit alors se répartir sur une plus grande épaisseur d'atmosphère ce qui explique la diminution des valeurs dans les basses couches). De plus l'accélération des vents dans la couche de mousson provoque également une divergence d'humidité plus importante entre 4 et 8°N. Ces deux phénomènes combinés (augmentation de l'épaisseur du flux de mousson et de la divergence d'humidité) expliquent la diminution de l'humidité spécifique dans les basses couches (entre $\sigma = 0.9$ et $\sigma = 1.0$).

Nous pensons que cela peut avoir un impact suffisant sur les valeurs de CAPE au niveau de la ZCIT pour expliquer la diminution de l'activité convective simulée par le MAR. En effet la CAPE est d'autant plus élevée que l'humidité dans les basses couches est importante et que l'atmosphère située au-dessus est sèche. Nous avons vu que nous avons exactement la situation opposée, avec une baisse de l'humidité dans les basses couches ($\sigma > 0.9$) et une augmentation dans les couches situées juste au-dessus ($0.8 < \sigma < 0.9$). Cela est vérifié par la figure qui montre l'évolution conjointe de la CAPE, de l'humidité spécifique et du vent

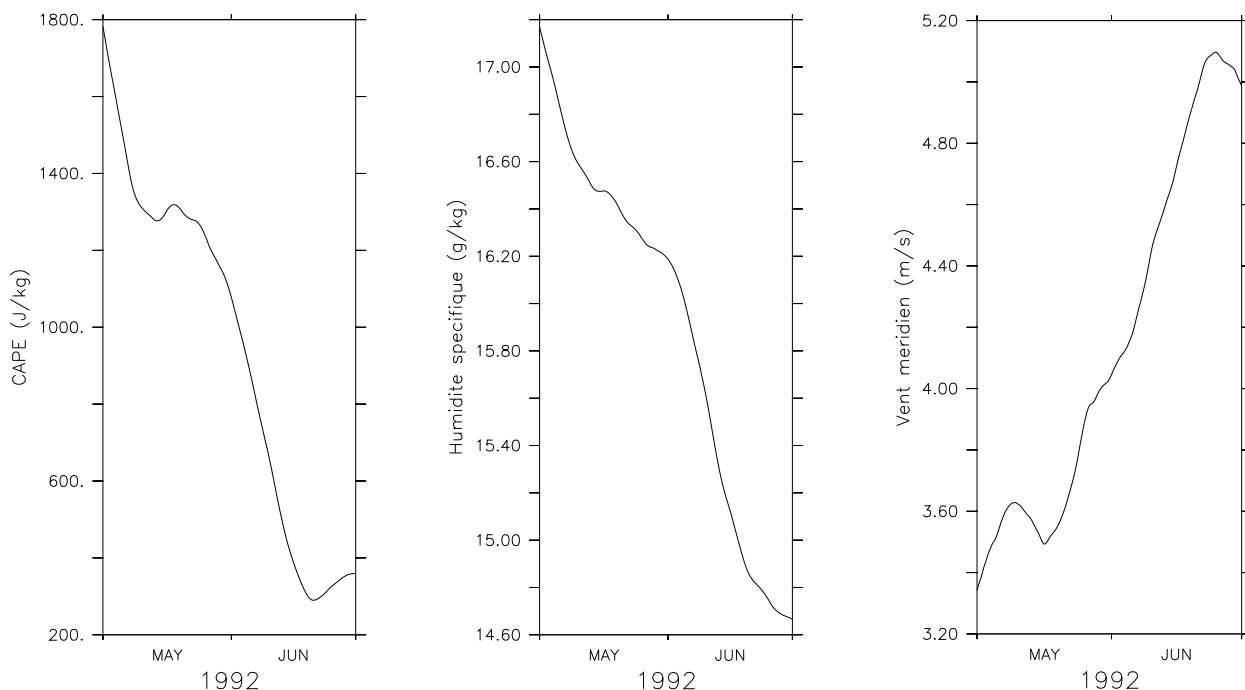


FIG. 6.14 – Evolution de la CAPE (gauche), de l’humidité spécifique (milieu) et du vent méridien pour les mois de mai et juin 1992. Moyenne sur la zone (10°O - 10°E ; 5°N - 8°N), filtrage sur 10 jours. Les valeurs d’humidité et vent sont moyennées sur les 8 premiers niveaux du MAR ($\sigma = 0.85 \rightarrow 1.0$).

méridien sur la zone (10°O - 10°E ; 5°N - 8°N). Nous constatons effectivement une diminution de la CAPE entre les mois de mai et juin, et ce en relation avec une diminution de l’humidité dans les basses couches et une augmentation conjointe du vent méridien. Il faut noter qu’il existe évidemment une rétroaction positive entre la diminution de la CAPE et la diminution des précipitations (une moindre pluie entraînant une plus faible évaporation et donc une diminution de l’humidité dans les basses couches). Cependant nous pouvons voir que dans notre cas, la CAPE commence à diminuer dès le début du mois de mai, alors que la diminution des précipitations ne se fait sentir qu’à partir de la fin de ce mois.

Ainsi il semble que la diminution des précipitations observées au moment du saut de mousson ne soit pas due à une intrusion d’air sec troposphérique au sein de la ZCIT, mais soit due à une diminution de l’humidité dans les basses couches au niveau de la ZCIT du fait de l’épaississement du flux de mousson et de l’augmentation de la divergence d’humidité (ces deux phénomènes étant les conséquences de l’amplification de la circulation au sein de la dépression thermique saharienne).

6.3.3 Un mécanisme du saut de mousson

Ainsi au vu de ces différents résultats, il nous est possible de proposer un mécanisme permettant d’expliquer le saut de mousson en Afrique de l’Ouest.

1. En début de saison (de mars à fin mai), le maximum de température de surface se trouve localisé entre 10°N et 15°N . C'est en effet dans cette zone que le rayonnement solaire absorbé par la surface est maximal du fait d'un faible albédo de surface. La dépression thermique se déplace en phase avec ce maximum de température de surface et limite donc la progression de la ZCIT vers l'intérieur des terres (les précipitation restant majoritairement limitées aux zones guinéennes et soudaniennes).
2. A partir du mois de juin, le rayonnement solaire incident augmente suffisamment sur le Sahara pour que le rayonnement absorbé devienne supérieur à celui en zone sahélienne (et ce malgré des valeurs d'albédo plus élevées). Cependant l'anticyclone des Açores maintient un courant de nord d'origine océanique sur la zone occidentale du Sahara, ce qui limite l'augmentation des températures de surface dans la région. La dépression thermique reste donc confinée à la zone sahélienne, du moins sur la partie occidentale du domaine. Au milieu du mois de juin, la dynamique associée à la dépression thermique atteint son développement maximal, avec comme conséquence un épaissement de la couche de mousson et une augmentation de la divergence d'humidité au niveau de la ZCIT. Cela contribue à une diminution des valeurs d'humidité spécifique dans les basses couches et donc à une diminution des précipitations (via une diminution du CAPE).
3. La subsidence associée à la dépression thermique saharienne et à la cellule de Hadley sur les régions montagneuses de l'Atlas et du Hogar contribue à augmenter les géopotentiels sur et au nord de ces massifs. Cela a pour conséquence une augmentation des vents de nord-est et donc une advection d'air plus chaud sur la zone occidentale du Sahara. Les pertes de chaleur en surface via le flux de chaleur sensible diminuent alors rapidement sur cette région, ce qui permet une remontée assez rapide des températures de surface (le forçage radiatif redevenant prépondérant). Le maximum de température de surface bascule alors d'une zone à l'autre, passant de 15°N à 25°N . Ceci entraîne donc un déplacement rapide vers le nord de la dépression thermique saharienne et permet une extension du domaine de mousson plus à l'intérieur des terres. Une circulation cyclonique bien développée se met en place sur le Sahara (qui reste quasi-stationnaire durant les mois de juillet et août) et entretient un flux de mousson suffisant pour alimenter des précipitations en zone sahélienne.

6.4 Conclusions

Le mécanisme que nous avons proposé ici est relativement simple et met l'accent sur un des forçages majeurs de la circulation atmosphérique dans les tropiques, à savoir le forçage radiatif. En accord avec Sultan et Janicot (2003), nous mettons en avant le rôle important de la dépression thermique saharienne comme élément de contrôle de la pénétration du flux

de mousson. A la différence de l'étude de Sultan et Janicot (2003), nous avons proposé une explication d'origine thermique plutôt que basée sur des considérations dynamiques. Il a été mis en évidence l'existence de deux positions privilégiées pour la dépression thermique, le saut de mousson résultant du déplacement de la dépression thermique entre ces deux positions. Ces deux positions privilégiées sont dues à la répartition spatiale de l'albédo de surface en Afrique de l'Ouest. Nous avons également souligné le fait que dans le cas de la simulation MAR, la diminution des précipitations au moment du saut de mousson semble due à une diminution des humidités spécifiques dans les basses couches au sein de la ZCIT (povoquant une diminution de la CAPE) et non à une intrusion d'air sec en provenance de la dépression thermique.

Il est clair que d'autres éléments peuvent intervenir dans la modulation du régime pluviométrique, comme le cycle saisonnier des températures de surfaces de l'océan ou la mise en place de grandes circulations atmosphériques en Afrique de l'Ouest tel le JET (Gu et Adler 2004). Un travail complémentaire semble nécessaire afin d'intégrer ces diverses composantes à notre modèle de progression de la mousson.

Chapitre 7

Conclusions et perspectives

Synthèse

Le but principal de cette thèse a été de voir quels peuvent être les apports de l'utilisation d'un modèle climatique régional (MCR) dans la simulation du climat en Afrique de l'Ouest. En effet à l'heure actuelle les résolutions utilisées dans les modèles de circulation générale atmosphérique (MCGA) ne permettent pas de représenter à une échelle suffisamment fine la grande variabilité des conditions de surface en Afrique de l'Ouest. L'outil que nous avons utilisé pour effectuer ce travail est le MCR MAR (Modèle Atmosphérique Régional) (Gallée et Schayes 1994).

Dans une première phase il est nécessaire de valider cet outil sur le climat présent afin d'identifier les déficiences du MAR et d'y remédier. Pour cela nous avons utilisé le MAR en mode d'imbrication unidirectionnelle avec les réanalyses météorologiques ERA-15 fournies par le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme. Les réanalyses ERA-15 sont une combinaison de mesures d'observation et de résultats de modèles de prévisions. De ce fait elles permettent de réduire sensiblement les erreurs sur les champs de forçage du MAR (par-rapport à une imbrication directe avec les champs issus d'un MCGA) et donc d'identifier plus aisément les déficiences propres au MAR.

Nous avons ainsi effectué une simulation de longue durée du climat ouest-africain avec le MAR, portant sur les années 1983 à 1992. Cette période a été choisie d'une part du fait de la disponibilité des données ERA-15 (qui vont de 1979 à 1993) et d'autre part du fait qu'elle contient des années relativement bien contrastées en terme de cumuls pluviométriques, avec notamment deux années très sèches en zone sahélienne (1983 et 1984). Nous avons ainsi pu tester le comportement du MAR sur une période caractéristique du climat récent de l'Afrique de l'Ouest.

Les ressources en eau sont un élément majeur de la sécurité alimentaire en Afrique de l'Ouest (et notamment en zone sahélienne). De plus le régime pluviométrique est une des

principales caractéristiques de la variabilité du climat en Afrique de l'Ouest. De ce fait nous nous sommes principalement intéressés à l'évaluation de la qualité des sorties pluviométriques simulées par le MAR, et ce sur une gamme d'échelle allant de la variabilité journalière à la variabilité inter-annuelle.

Au niveau du climat moyen (i.e. moyenné sur 10 ans) nous avons vu que le MAR reproduit de façon relativement satisfaisante les grandes caractéristiques du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest (positionnement des maxima de pluie, distribution zonale des précipitations, progression saisonnière de la mousson). Un défaut révélé par cette étude est la sous-estimation systématique des précipitations simulées en zone sahélienne. Cette déficience du MAR semble liée à un positionnement trop méridional de la dépression thermique saharienne. A plus fine échelle, nous avons montré que le MAR n'arrive pas à simuler de manière suffisamment précise la structure statistique des précipitations journalières en Afrique de l'Ouest (ce qui est probablement liée à la représentation de la convection dans le modèle). Nous avons également souligné le fait qu'une amélioration de la structure statistique des précipitations journalières simulées permet de reproduire la variabilité inter-annuelle des pluies de manière plus satisfaisante.

A la suite de cette simulation de 10 ans, nous avons cherché à mettre en évidence les limites de validité des sorties pluviométriques du MAR. Nous avons pu voir que, dans une situation optimale (i.e., cycle saisonnier et cumul annuel de pluie réalistes), les précipitations simulées par le MAR sont globalement satisfaisantes jusqu'à des échelles temporelles de 3-5 jours. A plus fine échelle temporelle, le MAR a tendance à simuler trop de "petits" évènements pluvieux. Nous avons vu que l'échelle temporelle semble bien plus importante que l'échelle spatiale (les résultats du MAR à petite échelle temporelle ne s'améliorent pas en considérant des valeurs moyennées sur plusieurs mailles). Ces résultats ont évidemment des conséquences sur des stratégies de forçage et de couplage de modèles hydrologiques avec des sorties pluviométriques issues d'une simulation MAR.

Un autre point de ce travail a consisté à améliorer la prescription des états de surface (en la rendant plus réaliste) et à évaluer la sensibilité du MAR à ces propriétés et particulièrement à l'albédo de sol. Nous avons trouvé une assez grande sensibilité du modèle, notamment en zone sahélienne (et ce en accord avec les principaux résultats de la littérature). Dans cette zone il apparaît qu'une modification d'albédo se répercute automatiquement sur les quantités de précipitations simulées. Cela confirme la grande sensibilité du climat sahélien aux processus de désertification et de dégradation des sols (pour peu que ceux-ci influencent significativement l'albédo de surface). Cette étude a également souligné l'importance du programme AMMA, qui permettra de mieux évaluer les propriétés des états de surface en Afrique de l'Ouest. Il y aura ainsi à disposition de la communauté de la modélisation climatique des descriptions plus détaillées des surfaces continentales, ce qui semble nécessaire pour pouvoir simuler de manière réaliste le climat présent et futur en Afrique de l'Ouest.

Enfin la dernière partie de ce travail a consisté en une étude de processus, à savoir les mécanismes associés à la mise en place de la mousson en Afrique de l'Ouest et plus particulièrement le saut de mousson décrit par Sultan et Janicot (2000). Nous avons proposé un mécanisme de progression basé sur des considérations thermiques et sur la distribution géographique particulière de l'albédo de surface en Afrique de l'Ouest. Un des avantages de notre explication est qu'elle permet de faire la distinction entre les causes et les conséquences (ce qui n'est pas forcément évident avec des raisonnements basés sur des considérations dynamiques).

Perspectives

Nous avons montré par ce travail l'intérêt de l'utilisation d'un MCR pour la simulation du climat en Afrique de l'Ouest, mais également une partie des limites de ce genre d'outil. De nombreuses perspectives s'ouvrent à la suite de cette thèse.

Tout d'abord il semble intéressant d'implanter au sein du MAR une paramétrisation de la convection permettant de représenter de manière plus réaliste les systèmes convectifs de méso-échelle (et notamment la "goutte froide" nécessaire à leur propagation). Il serait intéressant de voir si cela peut améliorer la structure des précipitations à l'échelle journalière.

A la suite de notre étude de sensibilité à la prescription des états de surface, nous pouvons également envisager la réalisation d'une expérience de dégradation du couvert végétal, afin de confirmer ou non les premiers résultats obtenus. Une phase préalable à ce travail sera de réfléchir de manière approfondie à comment représenter ce scénario de dégradation dans l'évolution des propriétés de surface. En effet le lien entre dégradation du couvert végétal et modification de l'albédo de surface n'est pas toujours immédiat (il dépend de la nature des sols et de la végétation en présence).

Il serait également intéressant de reproduire une simulation de longue durée avec les modifications que nous avons apportées au modèle. Cela permettra d'une part de vérifier si les améliorations que nous avons observées sont valables sur d'autres années et, d'autre part, de tester notre mécanisme de progression de la mousson sur un plus grand nombre de cas.

Enfin il est possible d'envisager l'utilisation du MAR dans le cadre de la régionalisation d'un scénario de changement climatique issu d'un MCGA. Cela permettrait de voir quels sont les apports du MAR aux résultats seuls d'un MCGA et de voir comment ces derniers peuvent être moduler en travaillant avec une meilleure résolution.

Liste des tableaux

3.1	Caractéristiques de la saison des pluies dans les données IRD et la simulation MAR pour les années 1983 à 1990.	33
3.2	Distribution des pluies journalières MAR et IRD de 1983 à 1990 pour la zone guinéenne ($10^{\circ}\text{O}-10^{\circ}\text{E}/4^{\circ}\text{N}-8^{\circ}\text{N}$) . La première classe correspond aux pluies nulles et la seconde aux pluie non nulles inférieures à 1 mm.	34
3.3	Distribution des pluies journalières MAR et IRD de 1983 à 1990 pour la zone soudanienne ($9^{\circ}\text{O}-4^{\circ}\text{E}/8^{\circ}\text{N}-12^{\circ}\text{N}$) . La première classe correspond aux pluies nulles et la seconde aux pluie non nulles inférieures à 1 mm.	37
3.4	Distribution des pluies journalières MAR et IRD de 1983 à 1990 pour la zone sahélienne ($9^{\circ}\text{O}-4^{\circ}\text{E}/12^{\circ}\text{N}-16^{\circ}\text{N}$) . La première classe correspond aux pluies nulles et la seconde aux pluie non nulles inférieures à 1 mm.	40
3.5	Caractéristiques statistiques des cumuls annuels de précipitation pour les climatologies UDEL et IRD, la simulation MAR et les réanalyses ERA-15 de 1983 à 1992. Les cumuls ont été moyennés entre 10°O et 10°E et entre : 4°N et 8°N (zone guinéenne), 8°N et 12°N (zone soudanienne), 12°N et 16°N (zone sahélienne). Avec <i>Moy</i> : moyenne (mm), <i>Ect</i> : écart-type (mm), <i>rmse</i> : erreur quadratique moyenne (mm), r^2 : coefficient de détermination. La référence pour le calcul des coefficients <i>rmse</i> et r^2 est la climatologie UDEL. Il faut noter que les statistiques concernant les données IRD sont effectuées sur les années 1983 à 1990, ce qui explique la différence sur les valeurs moyennes avec les données UDEL	41
5.1	Classification des sols USDA	83
5.2	Distribution des pluies journalières S10 et GSWP de 1992 pour la zone sahélienne ($10^{\circ}\text{O}-10^{\circ}\text{E}/12^{\circ}\text{N}-14^{\circ}\text{N}$) . La première classe correspond aux pluies nulles et la seconde aux pluie non nulles inférieures à 1 mm/jour.	96

5.3	Distribution des pluies journalières GSWP et NOAA de mai à octobre 1992 pour la zone sahélienne (10°O-10°E/12°N-16°N) en fonction des classes de pluie. La première classe correspond aux pluies nulles et la seconde aux pluies non nulles inférieures à 1 mm/jour.	107
5.4	Bilan énergétique et hydrologique pour la zone sahélienne de mai à octobre 1992	108
6.1	Évolution des différents termes du bilan radiatif au niveau du sol entre le 15 juin et le 15 juillet 1992 pour la zone (15°O-0°E;20°N-25°N), simulation MAR.123	

Table des figures

3.1	Domaine de simulation MAR. La topographie (m) est également indiquée en grisée.	19
3.2	Réseau de stations pluviométrique IRD pour l'année 1983	21
3.3	Pluie moyenne (en mm/jour) simulé par le modèle MAR pour les années 1983 à 1992.	23
3.4	Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/jour) pour les années 1983 à 1992, climatologie UDEL	25
3.5	Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/jour) pour les années 1983 à 1992, climatologie CMAP	26
3.6	Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/jour) simulé par le MAR pour les années 1983 à 1992.	27
3.7	Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/jour) pour les années 1983 à 1992, réanalyses ERA-15.	28
3.8	Cycle saisonnier moyen 1983-1992 (mm/mois), moyenne spatiale entre 10°O et 10°E pour les zones : a - guinéenne (4°N-8°N), b - soudanienne (8°N-12°N), c - sahéenne (12°N-16°N), d - sahelo-saharienne (16°N-20°N). Les résultats de la simulation MAR sont en trait continu, les réanalyses ERA-15 en trait discontinu, la climatologie UDEL en pointillés et la climatologie IRD en trait d'axe.	30
3.9	Détermination de la durée de la saison des pluies. Celle ci se fait à partir de la courbe de précipitation annuelle cumulée sur la zone considérée. Le début et la fin de la saison des pluies sont définis comme le jour de l'année où l'on atteint respectivement 2.5 % et 97.5 % de la pluie annuelle.	32
3.10	Pluies journalières IRD (haut) et MAR (bas) sur la zone guinéenne (9°O-4°E, 4,5°N-8°N) pour l'année 1988.	36
3.11	Pluies journalières IRD (haut) et MAR (bas) sur la zone soudanienne(10°O-10°E, 8°N-12°N) pour l'année 1985.	38

3.12 Pluies journalières IRD (haut) et MAR (bas) sur la zone sahélienne (10°O-10°E, 12°N-16°N) pour l'année 1989.	39
3.13 Évolution temporelle de 1983 à 1992 du cumul annuel de précipitations (mm) en zone guinéenne pour la simulation MAR, les réanalyses ERA-15 et les climatologies UDEL et IRD.	42
3.14 Variation annuelle du cumul pluviométrique en zone guinéenne, données IRD. Noir avec losanges (Dtot) : variation du cumul annuel de pluie (mm) par rapport à la moyenne sur 83-90. Rouge avec carrés : idem mais pour le cumul associé aux pluies comprises entre 1 et 10 mm/jour. Vert avec triangle (Dc3) : idem mais pour les pluies comprises entre 10 et 20 mm/jour. Bleu avec ronds (Dc4) : idem mais pour le cumul associé au pluie supérieures à 20 mm/jour.	43
3.15 Évolution temporelle de 1983 à 1992 du cumul annuel de précipitations (mm) en zone soudanienne pour la simulation MAR, les réanalyses ERA-15 et les climatologies UDEL et IRD.	44
3.16 Évolution temporelle de 1983 à 1992 du cumul annuel de précipitations (mm) en zone sahélienne pour la simulation MAR, les réanalyses ERA-15 et les climatologies UDEL et IRD.	45
3.17 Moyenne zonale (10°O et 10°E) des champs de vents ERA-15 (m/s) de 1983 à 1992, période Juillet à Septembre. Gauche : vent zonal ; Droite : vent méridien. L'intervalle entre les lignes est de 1 m/s, les valeurs positives sont en trait continu, les négatives en trait tiré.	48
3.18 Moyenne zonale (10°O-10°E) des champs de vents MAR (m/s) de 1983 à 1992 sur la période Juillet à Septembre. Gauche : vent zonal ; Droite : vent méridien. L'intervalle entre les lignes est de 1 m/s, les valeurs positives sont en trait continu, les négatives en trait tiré.	49
3.19 Moyenne zonale (10°O-10°E) de l'humidité spécifique (g/kg) de 1983 à 1992 sur la période JAS. Gauche : MAR ; Droite : ERA-15	50
3.20 Moyenne zonale (10°O-10°E) de la température (°C) de 1983 à 1992 sur la période JAS. Gauche : MAR ; Droite : ERA-15.	50
3.21 Moyenne zonale (10°O-10°E) de l'énergie statique humide (kJ/kg) de 1983 à 1992 sur la période JAS - ligne continue : MAR - ligne discontinue : ERA-15	51
3.22 Module moyen du vent (m/s) à Dakar (17.5°O-14.7°N) pour le mois de juillet 1992. Trait continu : simulation MAR. Trait discontinu court : réanalyses ERA-15. Trait discontinu long : observations radiosondage CEPMMT	52
3.23 Pression réduite au niveau de la mer (hPa, couleurs) et champ de vent à 925 hPa (vecteurs) des réanalyses ERA-15. Période du 01/08/1992 au 10/08/1992.	53

3.24	Pression réduite au niveau de la mer (hPa, couleurs) et champ de vent à 925 hPa (vecteurs), simulation MAR. Période du 01/08/1992 au 10/01/1992	54
3.25	Différence de gradient SLP entre la simulation MAR et les réanalyses ERA-15 (couleurs, $10^3 Pa.m^{-1}$) et anomalie de vent à 925 hPa (vecteurs).	54
3.26	Différence de gradient de température à 925 hPa entre la simulation MAR et les réanalyses ERA-15 ($10^5 K.m^{-1}$).	56
3.27	Pluie moyenne (mm/jour) de 1983 à 1992 (moyenne entre 10°O et 10°E) pour la simulation MAR (trait continu), la climatologie UDEL (trait tiré) et la base de données IRD (pointillés).	57
3.28	Humidité de surface (% volumique, couleurs) et gradient de température à 925 hPa ($10^{-5} K.m^{-1}$, contours). Simulation MAR, période du 01/08/1992 au 10/08/1992.	57
3.29	Bilan de forces dans la couche limite planétaire d'Ekman. P désigne la force de pression, Co la force de Coriolis, Fr la force de frottement et V le vent. Nous sommes dans un plan horizontal où la pression varie entre p et $p - 2dp$	58
3.30	Différence de cumul annuel de précipitations (mm) entre les années 1988 et 1984. Gauche : climatologie UDEL. Droite : simulation MAR	59
3.31	Différence dynamique ERA JAS 88 - JAS 84	60
3.32	Différence dynamique MAR JAS 88 - JAS 84	61
4.1	Répartition du nombre de points de grille communs aux données MAR et IRD en fonction de l'erreur quadratique moyenne normalisée. Période du 01/04/1989 au 31/10/1989.	67
4.2	Pluie filtrée sur 30 jours au point 6°E-13°N pour les observations IRD (trait continu) et la simulation MAR (trait discontinu)	68
4.3	Évolution du coefficient de détermination (R^2 , à gauche) et de l'erreur quadratique moyenne (RMSE, à droite) entre les séries temporelles MAR et IRD pour différentes valeurs de temps de filtrage. Point 6°E-13°N, du 01/04/1989 au 31/10/1989.	69
4.4	Fonctions de répartition cumulées pour la simulation MAR (ronds) et les observations IRD (triangles). Point 6°E-13°N, du 01-04-1989 au 31-10-1989. Ces fonctions sont calculées pour différentes valeurs de temps de filtrage : (a) 1 jour, (b) 2 jours, (c) 3 jours, (d) 4 jours	70
4.5	Évolution des quantiles 10, 50 et 90% pour la simulation MAR (ronds) et les observations IRD (triangles) en fonction du temps de filtrage. Point 6°E-13°N, du 01/04/1989 au 31/10/1989	71

4.6	Évolution de la corrélation entre les séries temporelles MAR et IRD en fonction de l'échelle spatio-temporelle. L'échelle spatiale est indiquée en nombre de mailles de $0,5^\circ$ de résolution. La comparaison s'effectue en effet sur la grille commune aux sorties MAR et aux données IRD. Une échelle spatiale de N correspond à une moyenne des pluies sur une zone comprenant N^2 mailles de $0,5^\circ$ de résolution.	74
4.7	Évolutions des fonctions de répartition cumulées MAR et IRD pour des échelles spatiales de 1, 3, 5 et 7 mailles de $0,5^\circ$. Zone 6°O - 12°N , période du 01/04/1989 au 31/10/1989.	75
4.8	Pluie journalières IRD (en mm) : (a) 15 août 1989, (b) 16 août 1989, (c) 17 août 1989. Les zones blanches sont des zones où les données IRD sont absentes.	77
4.9	Pluie journalières MAR (en mm) : (a) 15 août 1989, (b) 16 août 1989, (c) 17 août 1989.	78
5.1	Distribution des types de sol en Afrique de l'Ouest, basée sur la classification USDA (voir tableau 5.1)	84
5.2	Albédo de sol nu utilisé pour les simulations MAR. Haut : données GSWP (résolution 1°) ; Bas : Données NOAA (résolution $0,25^\circ$)	86
5.3	Modification de la fraction de végétation dans le MAR. Haut : ancienne prescription ; Bas : nouvelle prescription.	88
5.4	Modification du calcul du LAI pour les mois de janvier et août 1992. Gauche : ancienne méthode ; Droite : nouvelle méthode	90
5.5	Cumul annuel de pluie en 1992 (mm). Haut : simulation S10 ; Milieu : Simulation GSWP ; Bas : Différence GSWP-S10.	93
5.6	Moyenne zonale (10°O - 10°E) du cumul annuel de précipitations en 1992 pour la simulation GSWP (trait continu), la simulation S10 (pointillés) et la climatologie UDEL (traits tirés)	94
5.7	Diagramme temps-latitude des pluies journalières filtrées sur 10 jours et moyennées entre 10°O et 10°E . Gauche : S10 ; Droite : GSWP	94
5.8	Pluie journalière moyenne sur la zone sahélienne (10°O - 10°E / 12°N - 14°N) pour les simulations S10 (rouge) et GSWP (noir)	95
5.9	Impact sur le bilan en eau atmosphérique pour le mois d'août 1992 GSWP-S10. Haut : Différence de précipitation (mm) ; Milieu : Différence d'évaporation (mm) ; Bas : Différence de convergence d'humidité (mm).	98
5.10	Différence de vents à 925 hPa entre les simulations GSWP et S10 pour le mois d'août 1992.	99

5.11	Différence de convergence d'humidité à 925 hPa entre les simulations GSWP et S10 pour le mois d'août 1992	99
5.12	Différence d'albédo de surface moyen ($\times 100$) sur la période JAS 1992 entre les simulations GSWP et NOAA.	101
5.13	Différence de cumul annuel de pluie entre les simulations NOAA et GSWP (mm) pour l'année 1992.	102
5.14	Indice de compatibilité avec l'hypothèse de Charney. Celui-ci vaut 1 si l'évolution de la pluviométrie entre les simulations NOAA et GSWP est de signe opposé à celle de l'albédo de surface, et 0 autrement. La période considérée est JAS 1992.	103
5.15	Différence relative de précipitation en fonction de la différence relative d'albédo. Zone sahélienne ($10^{\circ}\text{O}-10^{\circ}\text{E}, 12^{\circ}\text{N}-16^{\circ}\text{N}$), période JAS 1992. La droite représente la droite de régression linéaire ($r^2 = 0.47$).	104
5.16	Différence de cumul mensuel de précipitation (mm) entre les simulations NOAA et GSWP, pour les mois de janvier à décembre 1992.	106
6.1	Diagramme temps-latitude des précipitations IRD moyennées entre 10°O et 10°E (mm/jour) et filtrées sur 10 jours. Structure composite basée sur la date moyenne du saut de mousson (t_0) entre 1968 et 1990. D'après Sultan et Janicot (2003).	112
6.2	Diagramme temps-latitude de la pluie journalière (mm/jour) simulée par le MAR pour l'année 1992. Moyenne entre 10°O et 10°E et filtrage sur 10 jours.	113
6.3	Diagramme temps latitude du rayonnement solaire incident en surface (W/m^2) simulé par le MAR pour l'année 1992. Moyenne entre 10°O et 10°E et filtrage sur 10 jours.	115
6.4	Idem figure 6.3 mais pour le rayonnement solaire absorbé en surface (W/m^2).	116
6.5	Albédo de surface simulé par le MAR, période JJA 1992.	117
6.6	Évolution temporelle du rayonnement solaire incident (noir : entre 8 et 12°N ; vert : entre 20 et 24°N) et absorbé en surface (rouge : entre 8 et 12°N ; bleu : entre 20 et 24°N) simulé par le MAR. Moyenne entre 10°O et 10°E , filtrage sur 10 jours.	118
6.7	idem figure 6.3 mais pour les températures de surface ($^{\circ}\text{K}$).	118
6.8	Températures de surface ($^{\circ}\text{K}$, couleurs) et champs de vent dans les basses couches (définies ici comme les 8 premiers niveaux du modèle, $\sigma = 1.0 \Rightarrow 0.85$) simulés par le MAR pour les périodes du 20 mai, du 19 juin, du 20 juillet et du 20 août 1992. Les valeurs ont été filtrées sur 10 jours.	120

6.9	Évolution temporelle de la position de la limite nord du domaine de mousson (définie comme l'isoligne 0 du vent zonal) simulé par le MAR. Moyenne entre 10°O et 0°E et filtrage sur 10 jours.	121
6.10	Évolution temporelle de la température de surface sur la zone (15°O-0°E;20°N-25°N) pour l'année 1992, simulation MAR. Noir : température de surface calculée par le modèle. Rouge : température de surface approximée à l'aide de l'équation de bilan d'énergie en surface.	122
6.11	Moyenne climatologique (1948-2004) de la circulation atmosphérique à 925 hPa pour le mois de juin, réanalyses NCEP-NCAR.	124
6.12	Moyenne zonale (10°O-10°E) des champs de vents simulés par le MAR pour le 15 juin 1992. Vecteurs : composantes méridienne et verticale. Contours : composante zonale.	125
6.13	Différence d'humidité spécifique (couleurs, g/kg) et de vents simulée par le MAR entre le 15 juin et le 20 mai 1992. Moyenne zonale entre 10°O et 10°E, filtrage sur 10 jours.	126
6.14	Evolution de la CAPE (gauche), de l'humidité spécifique (milieu) et du vent méridien pour les mois de mai et juin 1992. Moyenne sur la zone (10°O-10°E;5°N-8°N), filtrage sur 10 jours. Les valeurs d'humidité et vent sont moyennées sur les 8 premiers niveaux du MAR ($\sigma = 0.85 \rightarrow 1.0$).	127

Références

- Ati O. F., C. J. Stinger et E. O. Oladipo** (2002). A comparison of methods to determine the onset of the growing season in northern nigeria. *International Journal of Climatology* **22**, pp. 731–742.
- Ba M. B., S. E. Nicholson et R. Frouin** (2001). Satellite-derived surface radiation budget over the african continent. part ii : Climatologies of the various components. *Journal of Climate* **14**(1), pp. 44–58.
- Baret F. et G. Guyot** (1991). potentials and limits of vegetation indices for lai and apar assessment. *Remote Sensing of Environment* **35**(2), pp. 161–173.
- Bechtold P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart et E. Richard** (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **127**, pp. 869–886.
- Bechtold P., J. L. Redelsperger, I. Beau, M. Blackburn, S. Brinkop, J. Y. Grandpeix, A. Grant, D. Gregory, F. Guichard, C. Hoff et E. Ioannidou** (2000). A gcss model intercomparison for a tropical squall line observed during toga-coare. ii : Intercomparison of single-column models and a cloud-resolving model. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **126**(564), pp. 865–889.
- Brasseur O.** (2001). Development and application of a physical approach to estimating wind gusts. *Monthly Weather Review* **129**(1), pp. 5–25.
- Brasseur O., C. Tricot, V. Ntezimana, H. Gallée et G. Schayes** (1999). Importance of the convective adjustment scheme in the simulation of diurnal convective activity in africa. In *Conference on Tropical climatology, meteorology and hydrology*, Number 18, pp. 299–312.
- Charney J. G.** (1975). Dynamics of desert and drought in the sahel. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **101**, pp. 193–202.
- Clapp R. B. et G. M. Hornberger** (1978). Empirical equations for some spoil hydraulic properties. *Water Resources Research* **14**, pp. 601–604.
- Clark D. B., Y. Xue, R. J. Harding et P. J. Valdes** (2001). Modeling the impact of land surface degradation on the climate of tropical north africa. *Journal of Climate* **14**(8), pp. 1809–1822.
- Davies H. C.** (1976). A lateral boundary formulation for mult-level prediction models. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **102**, pp. 405–418.

- De Ridder K.** (1997). Radiation transfert in the iagl land surface model. *Journal of Applied Meteorology* **36**(1), pp. 12–21.
- De Ridder K. et H. Gallée** (1998). Land surface induced regional climate change in southern israel. *Journal of Applied Meteorology* **37**(11), pp. 1470–1485.
- De Ridder K. et G. Schayes** (1997). The iagl land surface model. *Journal of Applied Meteorology* **37**, pp. 167–182.
- Derive G.** (2002). *Estimation de l'évapotranspiration en région sahélienne. Synthèse des connaissances et évaluation de modélisation.* Thèse de doctorat d'état, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.
- Dickinson R. E.** (1983). *Land surface processes and climate - surface albedos and energy balance*, Volume 25 de *Advances in Geophysics*. Academic Press.
- Dirmeyer P., X. Gao et T. Oki** (2002). The second global soil wetness project gswp-2. IGPO Publication Series 37, COLA.
- Douville H., F. Chauvin et H. Broqua** (2000). Influence of soil moisture on the asian and african monsoons. part i : Mean monsoon and daily precipitation. *Journal of Climate* **14**(11), pp. 2381–2402.
- Eltahir E. A. B. et C. Gong** (1996). Dynamics of wet and dry years in west africa. *Journal of Climate* **9**(5), pp. 1030–1042.
- Fletcher N. H.** (1962). *Physics of rain clouds*. Cambridge University Press.
- Folland C. K., T. N. Palemr et D. E. Parker** (1986). Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985. *Nature* **320**, pp. 602–607.
- Fontaine B. et S. Janicot** (1992). Wind-field coherence and its variations over west africa. *Journal of Climate* **5**(5), pp. 512–524.
- Fontaine B. et S. Janicot** (1996). Sea surface temperature fields associated with west african rainfall anomaly types. *Journal of Climate* **9**(11), pp. 1874–1882.
- Fontaine B., S. Janicot et V. Moron** (1995). Rainfall anomaly patterns and wind field signals over west africa in august (1958-1989). *Journal of Climate* **8**(6), pp. 1503–1510.
- Fouquart Y. et B. Bonnel** (1980). Computatonn of the solar heating of the earth's atmosphere : a new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.* **53**, pp. 35–62.
- Frei C., J. H. Christensen, M. Dequ , D. Jacob, R. G. Jones et P. L. Vidale** (2003). Daily precipitation statistics in regional climate models : evaluation and intercomparison for the european alps. *Journal of Geophysical Research* **108**(D3).
- Gallée H.** (1995). Simulation of the mesocyclonic activity in the ross sea, antarctica. *Monthly Weather Review* **123**(7), pp. 2051–2069.
- Gallée H., W. Moufouma-Okia, P. Bechtold, O. Brasseur, I. Dupays, P. Marbaix, C. Messenger, R. Ramel et T. Lebel** (2004). A high-resolution simulation of a west african rainy season using a regional climate model. *Journal of Geophysical Research* **109**.

- Gallée H. et G. Schayes** (1994). Development of a three-dimensional meso-gamma primitive equation model : Katabatic winds simulation in the area of terra-nova bay, antarctica. *Monthly Weather Review* **122**, pp. 671–685.
- Gibson J. K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura et E. Serrano** (1999). Era-15 description, version 2. ECMWF Re-Analysis Project Report Series 1, ECMWF.
- Giorgi F.** (1990). Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate* **3**(9), pp. 941–964.
- Giorgi F. et L. O. Mearns** (1999). Introduction to special section : Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research* **104**(D6), pp. 6335–6352.
- Grist J. P. et S. E. Nicholson** (2001). A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the west african sahel. *Journal of Climate* **14**(7), pp. 1337–1359.
- Gu G. et R. F. Adler** (2004). Seasonal evolution and variability associated with the west african monsoon system. *Journal of Climate* **17**, pp. 3364–3377.
- Guillot G.** (1999). Approximation of sahelian rainfall fields with meta-gaussian random functions. part 1 : model definition and methodology. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* **13**(1-2), pp. 100–112.
- Guillot G. et T. Lebel** (1999). Approximation of sahelian rainfall fields with meta-gaussian random functions. part 2 : parameter estimation and comparison to data. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* **13**(1-2), pp. 113–130.
- Gutowski W. J., S. G. Decker, R. A. Donavon, Z. Pan, R. W. Arritt et E. S. Takle** (2003). Temporal-spatial scales of observed and simulated precipitation in central us climate. *Journal of Climate* **16**(22), pp. 3841–3847.
- Hall F. G., B. Meeson, S. Los, L. Steyaert, E. B. de Colstoun et D. Landis** (2004). Islscp initiative ii. Nasa cd/dvd-rom, NASA.
- Holton J. R.** (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology, 4th Edition*, Chapter 6 : the planetary boundary layer, pp. 535. Academic Press.
- Kain J. et J. Frisch** (1990). A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences* **47**(23), pp. 2781–2802.
- Kalnay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa et B. Reynolds** (1996). The ncep/ncar 40-years reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**(3), pp. 437–472.
- Kessler E.** (1969). *On the distribution and continuity of water substances in atmospheric circulation*, Volume 10 de *Meteorological Monography*. American Meteorological Society.

- Koster R. et M. Suarez** (1992). Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands. *Journal of Geophysical Research* **97**, pp. 2697–2715.
- Lamb P. J. et R. A. Pepler** (1992). Further case studies of tropical atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-saharan drought. *Journal of Climate* **5**(5), pp. 476–488.
- Laval K. et L. Picon** (1986). Effect of a change of the surface albedo of the sahel on climate. *Journal of the Atmospheric Sciences* **43**(21), pp. 2418–2429.
- Le Barbé L., T. Lebel et D. Tapsoba** (2002). Rainfall variability in west africa during the years 1950-90. *Journal of Climate* **15**(2), pp. 187–202.
- Lebel T. et A. Amani** (1999). Rainfall estimation in the sahel : what is the ground truth? *Journal of Applied Meteorology* **38**(5), pp. 555–568.
- Lebel T., F. Delclaux, L. LeBarbé et J. Polcher** (2000). From gcm scales to hydrological scales : rainfall variability in west africa. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* **14**(4), pp. 275–295.
- Lebel T., A. Diedhiou et H. Laurent** (2003). Seasonal cycle and interannual variability of the sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research* **108**(D8).
- Lebel T., J. D. Taupin et N. D'Amato** (1997). Rainfall monitoring during hapex-sahel. .1. general rainfall conditions and climatology. *Journal of Hydrology* **188-189**, pp. 74–96.
- Legates D. R. et C. J. Willmott** (1990). Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Journal of Climate* **10**, pp. 111–127.
- Levkov L., B. Rockel, H. Kapitza et E. Raschke** (1992). 3d mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution. *Beitr. Phys. Atmos.* **65**, pp. 35–37.
- L'Hôte T., G. Mahé et B. Some** (2003). The 1990s rainfall in the sahel : the third driest decade since the beginning of the century. *Hydrological Sciences Journal* **48**(3), pp. 493–496.
- L'Hôte T., G. Mahé, B. Some et J. P. Triboulet** (2002). Analysis of a sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Sciences Journal* **47**(4), pp. 563–572.
- Lin Y. L., R. D. Farley et H. D. Orville** (1983). Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *Journal of Applied Meteorology* **22**(6), pp. 1065–1092.
- Lofgren B. M.** (1995). Sensitivity of land-ocean circulations, precipitation, and soil moisture to perturbed land surface albedo. *Journal of Climate* **8**(10), pp. 2521–2542.
- Lorenz E. N.** (1963). Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences* **20**(2), pp. 130–148.
- Lott F. et M. Miller** (1995). A new subgrid scale orographic drag parameterization : its formulation and testing. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **123**, pp. 101–127.

- Marbaix P., O. Brasseur et Y. V. Ypersele** (2003). Lateral boundary conditions in regional climate models : A detailed study of the relaxation procedure. *Monthly Weather Review* **131**(3), pp. 461–479.
- Matheron G.** (1970). *La théorie des variables régionalisées et ses applications*, Volume 5 de *Cahiers du CCM*. Ecole des Mines de Paris.
- Mathon V., H. Laurent et T. Lebel** (2002). Mesoscale convective system rainfall in the sahel. *Journal of Applied Meteorology* **41**(11), pp. 1081–1092.
- Mearns L. O., F. Giorgi, L. MacDaniel et C. Shields** (1995). Analysis of daily variability of precipitation in a nested regional climate model : comparison with observations and doubled co2 results. *Global and Planetary Change* **10**, pp. 55–78.
- Messenger C., H. Gallée et O. Brasseur** (2004). Precipitation sensitivity to regional sst in a regional climate simulation during the west african monsoon for two dry years. *Climate Dynamics* **22**(2-3), pp. 249–266.
- Meyers M. P., P. J. DeMott et W. R. Cotton** (1992). New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *Journal of Applied Meteorology* **31**(7), pp. 708–721.
- Morcrette J. J.** (1984). *Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de circulation générale atmosphérique*. Thèse de doctorat d'état, Université des Sciences et Techniques de Lille, France.
- Moufouma-Okia W.** (2003). *Modélisation du climat de l'Afrique de l'Ouest avec le modèle régional MAR*. Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Moustaoui M., J. F. Royer et F. Chauvin** (2002). African easterly wave activity in a variable resolution gcm. *Climate Dynamics* **19**(3), pp. 289–301.
- Nicholson S. E.** (1981). Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in west africa. *Monthly Weather Review* **109**(10), pp. 2191–2208.
- Nicholson S. E., B. Some et B. Kone** (2000). An analysis of recent rainfall conditions in west africa, including the rainy seasons of the 1997 el niño and the 1998 la niña years. *Journal of Climate* **13**(14), pp. 2628–2640.
- Nicholson S. E., C. J. Tucker et M. B. Ba** (1998). Desertification, drought, and surface vegetation : An example from the west african sahel. *Bulletin of the American Meteorological Society* **79**(5), pp. 815–829.
- Ozer P., M. Erpicum, G. Demarée et M. Vandiepenbeeck** (2003). The sahelian drought may have ended during the 1990s. *Hydrological Sciences Journal* **48**(3), pp. 489–492.
- Plumb R. A. et A. Y. Hou** (1992). The response of a zonally symmetric atmosphere in subtropical thermal forcing : Threshold behaviour. *Journal of the Atmospheric Sciences* **49**(19), pp. 1790–1799.
- Reynolds R. et W. Smith** (1995). A high-resolution global sea surface temperatures climatology. *Journal of Climate* **8**(6), pp. 1571–1583.

- Semazzi F. H., B. Burns, N. H. Lin et J. K. Schemm** (1996). A gcm study of the teleconnections between the continental climate of africa and global sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate* **9**(10), pp. 2480–2497.
- Semazzi F. H. M. et L. Sun** (1997). The role of orography in determining the sahelian climate. *International Journal of Climatology* **17**, pp. 581–596.
- Seth A., M. Rojas, B. Liebmann et J. H. Qian** (2004). Daily rainfall analysis for south america from a regionale climate model and station observations. *Geophysical Research Letters* **31**.
- Stendel M. et K. Arpe** (1997). Evaluation of the hydrological cycle in reanalysis and observations. ECMWF Re-Analysis Project Report Series 6, ECMWF.
- Sud Y. C., G. K. Walker, V. M. Metha et W. K. M. Lau** (2002). Relative importance of the annual cycles of sea surface temperature and solar irradiance for tropical circulation and precipitation : A climate model simulation study. *Earth Interactions* **6**(2), pp. 1–32.
- Sultan B. et S. Janicot** (2000). Abrupt shift of the itcz over west africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters* **27**(20), pp. 3353–3356.
- Sultan B. et S. Janicot** (2003). The west african monsoon dynamics. part ii : The preonset and onset of the summer monsoon. *Journal of Climate* **16**, pp. 3407–3427.
- Sultan B., S. Janicot et A. Diedhiou** (2003). The west african monsoon dynamics. part i : Documentation of intraseasonal variability. *Journal of Climate* **16**, pp. 3389–3406.
- Taylor C. M. et D. B. Clark** (2001). The diurnal cycle and african easterly waves : A land surface perspective. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **127**(573), pp. 845–867.
- Taylor C. M., E. F. Lambin, N. Stephenne, R. J. Harding et R. L. H. Essery** (2002). The influence of land use change on climate in the sahel. *Journal of Climate* **15**(24), pp. 3615–3629.
- Thorncroft C. D. et M. Blackburn** (1999). On the maintenance of the african easterly jet. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **125**(555), pp. 763–786.
- Tomas R. A. et P. J. Webster** (1997). The role of inertial instability in determining the location and strenght of near equatorial convection. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **123**(541), pp. 1445–1482.
- Trenberth K. E., D. P. Stepaniak, J. W. Hurrel et M. Fiorino** (2001). Quality of reanalyses in the tropics. *Journal of Climate* **14**(7), pp. 1499–1510.
- Xie P. et P. A. Arkin** (1997). Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society* **78**, pp. 2539–2558.
- Xue Y.** (1997). Biosphere feedback on regional climate in tropical north africa. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **123**, pp. 1483–1515.

- Xue Y. et J. Shukla** (1993). The influence of land surface properties on sahel climate. part 1 : Desertification. *Journal of Climate* **6**(12), pp. 2232–2246.
- Zeng N., D. Neelin, K. M. Lau et C. J. Tucker** (1999). Enhancement of interdecadal climate variability in the sahel by vegetation interaction. *Science* **286**(5444), pp. 1537–1540.
- Zheng X., E. A. b Eltahir et K. A. Emmanuel** (1999). A mechanism relating tropical atlantic spring sea surface temperature and west african rainfall. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* **125**, pp. 1129–1163.
- Zheng X. et E. A. B. Eltahir** (1998). The role of vegetation in the dynamics of west african monsoons. *Journal of Climate* **11**(8), pp. 2078–2096.