



ÉCOLE DOCTORALE
PRES I Bourgogne I Franche-Comté
Environnements - Santé



BIOGÉOSCIENCES

UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE
ÉCOLE DOCTORALE « ENVIRONNEMENT, SANTÉ »

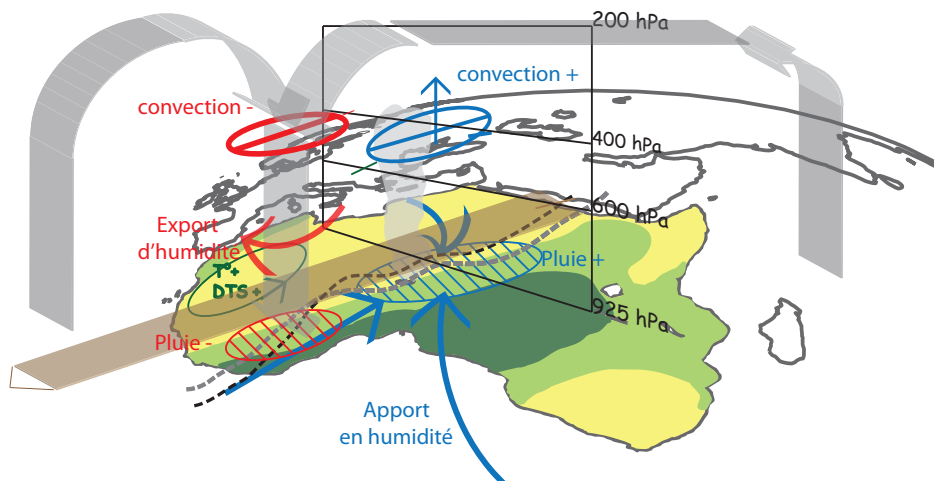
THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université de Bourgogne
Discipline : GÉOGRAPHIE option CLIMATOLOGIE

Présentée et soutenue publiquement par :

Paul-Arthur Monerie

**Le changement climatique en région de mousson
africaine : évolution des champs pluviométriques et
atmosphériques dans les simulations CMIP3 et CMIP5
sous scénario A1B et rcp45. (1960-1999, 2031-2070)**



Thèse dirigée par :

Bernard Fontaine et Pascal Roucou

Rapporteur : M. Benjamin Sultan IRD/LOCEAN

M. Thierry Lebel IRD/LTHE

Examineur : M. Serge Janicot LOCEAN

M. Paolo M Ruti ENEA

Directeur : M. Bernard Fontaine CRC

Co-directeur : M. Pascal Roucou CRC

Remerciements

Ce mémoire est issu d'un travail qui a porté sur plus de trois années et a été réalisé avec le concours de différentes personnes qu'il convient de remercier.

Je remercie tout d'abord ceux qui ont le plus contribué à ce travail, Bernard et Pascal, qui ont été présents au long de ces années, m'ont guidé et apporté leur soutien, m'ont formé au travail de recherche grâce à leur expérience, nos discussions enrichissantes, leurs connaissances et leur rigueur. Je les remercie pour les nombreuses corrections qu'ils ont réalisées sur ce mémoire ainsi que sur les articles. Ils ont su également composer avec mes *horaires décalés*.

Merci à Pascal pour m'avoir fait découvrir certaines subtilités de la programmation, ainsi que des logiciels (tels que cdo, ncl...). Merci à Bernard pour sa patience, sa présence et ses nombreux conseils. Je suis fier d'avoir été le dernier à bénéficier de son encadrement en tant que thésard avant une retraite bien méritée.

Je remercie Nathalie pour l'attention qu'elle a pu porter à mon travail lors de mon stage en première année de master.

Je remercie les membres de mon jury pour s'être déplacés jusqu'à Dijon et pour avoir pris le temps de lire et de juger ce travail de thèse.

Un petit coucou à mes voisins de bureau, permanent, Thierry, ou non permanent, Nicolas, Yiwen, Ernest, Bilel, Béatrice, et Aurélien.

Toute mon amitié va à Alice pour nos discussions scientifiques de même qu'Irène et Amélia (et sa fameuse blague sur l'araignée banane). Je remercie les thésards du CRC, qui ont contribué à la bonne humeur quotidienne, Cédric, Julien, Joseph, Albin, ainsi que Simon le Zerg. Je remercie Corinne pour son courage et sa patience vis-à-vis de mon inertie dans le traitement des tâches administratives. Je remercie également Michèle pour la correction de l'orthographe du mémoire.

Je remercie Clémence et Adrien, de leur amitié et des discussions que l'on a pu avoir, qu'elles soient scientifiques, politiques, sociologiques, culinaires ou bébé-ologique, au labo, à une terrasse de café, ou même en conférence à l'EGU.

Je remercie le « bureau des crevards », Gaëlle, Clotilde, Ivan et Jean-Daniel, et leur pause de 16h, chocolat chaud-snickers, devenue au fil du temps une véritable institution. Je remercie aussi Rémi, le pacifiste de Civilization adepte du dernier verre d'eau. Merci à Gaëlle et Côme pour ces petites séances de décompression, chez eux ou à l'âge de raisin.

Je remercie Lionel et Elise, et leur Expérimentarium, qui m'ont permis de prendre du recul et de porter un regard différent sur ma thèse. Je remercie au passage Benjamin pour avoir compris qu'il fallait craindre Zorg et son armée de Dauphins sanguinaires.

Je remercie ma famille pour le soutien qu'ils ont pu m'apporter. Enfin je remercie Yuyu, pour m'avoir supporté et réconforté au long de ces années, et des années à venir. Xiexie wô de Lao po.

Résumé

Le quatrième rapport du GIEC en 2007 a fait la synthèse des travaux préalablement parus sur les effets du changement climatique aux échelles globale et régionale. Il montre en particulier qu'aucun consensus ne peut être trouvé pour ce qui concerne l'évolution future de la pluviométrie — et de la dynamique atmosphérique associée — en région de mousson africaine. Ce mémoire revisite cette question à la lumière des nouvelles données disponibles et selon une approche évitant toute surreprésentation du nombre de simulations disponibles pour un type de modèle donné, tout en prenant en compte la diversité des modèles ainsi que leur évolution dans le temps : sorties de vingt modèles de circulation générale (MCGs) ayant participé aux exercices CMIP3 (douze MCGs) et CMIP5 (huit MCGs) sous les scénarios d'émissions A1B et rcp4.5, respectivement. Les sorties sont analysées principalement sur deux fenêtres de quarante ans — périodes *actuelle* (1960-1999) et *future* (2031-2070) — et les résultats discutés au regard de leur vraisemblance selon une approche permettant à la fois de quantifier les différences *futur* moins *actuel*, de mesurer les significativités et les robustesses statistiques et d'associer une probabilité mesurant le consensus des modèles en fonction des échelles et des variables considérées.

Les analyses menées sur CMIP3 et CMIP5 montrent qu'un consensus sur l'effet du changement climatique en Afrique de l'Ouest peut être obtenu si l'on ne fait pas de l'ensemble de la bande sahélienne une entité homogène et qu'on raisonne à des échelles spatiales inférieures. Les résultats révèlent une évolution contrastée entre le centre et l'ouest du Sahel avec, pour le futur (i) une hausse des précipitations au centre s'expliquant surtout par une plus grande convergence des flux dans les basses couches, ainsi qu'une pénétration plus au nord de la mousson ; (ii) une baisse des précipitations à l'ouest s'expliquant par le renforcement de la circulation de type Walker, du Jet d'Est Africain (JEA) et de la subsidence dans les couches moyennes. Par ailleurs, on peut s'attendre à une modification du cycle annuel moyen avec un retrait retardé de la mousson. Ce retard est notamment lié aux apports supplémentaires d'humidité depuis l'Atlantique, dus au renforcement des contrastes thermiques et d'humidité entre océan et continent, mais aussi et surtout aux apports tardifs d'humidité depuis la Méditerranée et au renforcement des flux de nord en septembre et octobre en direction du Sahel.

Mots-clés : Changement climatique, Mousson africaine, Sahel, Modèles de circulation générale, CMIP3, CMIP5, Scénarios d'émission A1B et rcp4.5.

Centre de Recherches de Climatologie  <http://climatologie.u-bourgogne.fr/>
UMR Biogéosciences
6 boulevard Gabriel
21000 Dijon
France

 paul-arthur.monerie@u-bourgogne.fr

Abstract

The fourth IPCC report in 2007 established the synthesis of previously published work on the effects of climate change on global and regional scales. It shows in particular that no consensus can be found with regard to the future of rainfall — and atmospheric dynamics- associated with region — African monsoon. This dissertation revisits this issue in the light of new data and using an approach avoiding over-representation of the number of simulations available for one type of model and taking into account the diversity of models and their evolution in time : twenty general circulation models (GCMs) participating in the exercises CMIP3 (twelve GCMs) and CMIP5 (eight GCMs) under the A1B emissions scenario and rcp4.5, respectively. Outputs are analyzed on two 40-year periods, — ‘Present’ (1960-1999) and ‘Future’ (2031-2070) — and discussed in terms of likelihood, through an approach allowing us to both quantify differences ‘future’ minus ‘present’, measure robustness and statistical significances and associate a probability measuring the model consensus as a function of scales and variables.

Analyzes conducted on CMIP3 and CMIP5 show that consensus on the effect of climate change in West Africa can be achieved if we do not consider the Sahel as a whole and homogeneous entity but at lower scales. The results show contrasted responses over the central and western Sahel, with for the future, (i) an increase in precipitation in the central region explained primarily by a greater convergence of flow in the lower layers and a most northerly monsoon penetration over the continent, (ii) a rainfall decrease in the western Sahel explained by increased Walker-type circulation, African easterly jet and mid-level subsidence. Moreover, we can expect a change in the mean annual cycle of the monsoon season with a delayed withdrawal linked to additional inputs of moisture from the Atlantic due to increasing thermal and moisture contrasts between ocean and continent but also to a stronger contribution of moisture fluxes in September and October from the Mediterranean into the Sahel.

Keywords : Climate Change, African Monsoon, Sahel, General Circulation Models, CMIP3, CMIP5, A1B and rcp45 emission scenarios.

Centre de Recherches de Climatologie  <http://climatologie.u-bourgogne.fr/>
UMR Biogéosciences
6 boulevard Gabriel
21000 Dijon
France

 paul-arthur.monerie@u-bourgogne.fr

Sommaire

Introduction	3
1 Données, méthodes et état de l'art	9
2 Évolution future de la MAO selon les modèles CMIP3	45
3 Evolution future du contraste pluviométrique centre-ouest avec les modèles CMIP5.	83
4 Début et fin de la saison des pluies	127
Conclusion	153
Liste des acronymes	165
Table des figures	167
Table des tableaux	171
Bibliographie	173

Introduction

LE CHANGEMENT CLIMATIQUE en région de mousson africaine est un sujet qui n'est abordé que depuis une dizaine d'années parce que son analyse suppose de disposer dans l'Actuel de données d'observation relativement fiables et couvrant plusieurs décennies sur de larges espaces, mais aussi et surtout de disposer de sorties de modèles de climat assez réalistes pour simuler l'évolution future selon plusieurs scénarios vraisemblables. Le plus souvent, ces études, comme d'ailleurs la plupart des travaux sur le domaine de mousson africain, se sont focalisées sur le domaine sahélien parce que la forte variabilité climatique de cette région est un excellent *thermomètre* de l'évolution de la mousson à l'échelle continentale.

Le Sahel africain est, en effet, une zone semi-désertique de transition climatique entre régions de forêts et savanes au sud et désert saharien au nord qui est marquée par un resserrement des isohyètes et par la présence de formations steppiques arborées. Ce domaine, extrêmement sensible aux aléas naturels (Solomon *et al.*, 2007), s'étend au long d'une bande quasi zonale, toujours située entre les latitudes 10° et 20° nord. En été boréal, une part importante de l'humidité atmosphérique est transportée vers le Sahel depuis l'Atlantique par les vents de mousson de sud-ouest, alors que plus au nord le Sahara demeure sous l'influence directe des vents secs de nord-est (harmattan). La zone de convergence intertropicale (ZCIT) est située entre ces deux flux : flux de mousson originaire de l'océan Atlantique équatorial et sud tropical et flux d'harmattan au nord (Nicholson, 2013).

De février-mars à juillet-août, la ZCIT se déplace vers le nord avec quelques semaines de retard par rapport au forçage zénithal solaire, puis elle effectue le mouvement contraire dès septembre. À l'échelle du continent, le démarrage de la saison des pluies correspond au phénomène de l'onset sahélien qui résulte d'une translation rapide (une dizaine de jours) de la ZCIT entre 5-6°N (Basse Côte) et 10-12°N (sud Sahel) (Sultan et Janicot, 2000 ; Le Barbé *et al.*, 2002). Ce phénomène intervient en moyenne au cours de la deuxième quinzaine de juin, souvent sur la dernière semaine (Sultan et Janicot, 2003 ; Fontaine et Louvet, 2006 ; Gaetani *et al.*, 2010). La fin de la saison des pluies commence lorsque l'harmattan se renforce sur les régions le plus septentrionales et que la zone de convergence redescend vers le sud. Au Sahel, cette saison ne dure que quelques mois (trois mois environ), mais elle concentre entre 75 et 90 % des pluies annuelles (Lebel *et al.*, 2003). Cette concentration des abats pluviométriques et la présence du flux de mousson sur quelques semaines seulement expliquent la forte variabilité climatique dans la bande sahélienne marquée par l'alternance d'années (ou périodes) anormalement pluvieuses ou sèches.

Rappelons cependant que le climat sahélien actuel est l'aboutissement d'une longue histoire. Le continent africain a, en effet, traversé des périodes climatiques très différentes par le passé. Il a notamment connu, entre douze mille et cinq mille ans BP, une période humide appelée désert vert qui a fait disparaître la quasi-totalité des zones désertiques actuelles. L'assèchement progressif qui s'ensuivit est associé à la diminution de l'insolation en raison de la lente évolution des paramètres orbitaux, mais aussi des rétroactions entre la végétation et l'atmosphère

(Foley *et al.*, 2003 ; Kröpelin *et al.*, 2008). Depuis deux mille sept cents ans environ, le climat contemporain africain est quasiment le même, bien qu'il soit modulé par la survenue de phases plus sèches ou plus humides.

L'économie des pays du Sahel est très dépendante de l'eau disponible et donc de la circulation de mousson qui apporte l'humidité nécessaire à la pluviogénèse : 95 % du travail de la terre sont dédiés à l'agriculture (Rockström *et al.*, 2004) et 65 % de la population travaillent dans le domaine agricole (FAO, 2006). Une année bien arrosée est bénéfique alors que la succession de quelques années sèches peut avoir de terribles conséquences. Dans la seconde moitié du xx^e siècle la longue diminution des précipitations sahéliennes entre les années 1950-60s et 1970-80s (figure 1) a touché l'ensemble du système de mousson global (Zhou *et al.*, 2008). Toutefois la tendance négative a été plus forte au Sahel que n'importe où ailleurs dans le monde, ce qui a causé des bouleversements de très grande ampleur (Solomon *et al.*, 2007) : entre 1972 et 1982, plus de cent mille personnes sont mortes de faim et, en 1974, à peu près sept cent cinquante mille personnes étaient totalement dépendantes de l'aide alimentaire (UNEP, 2002).

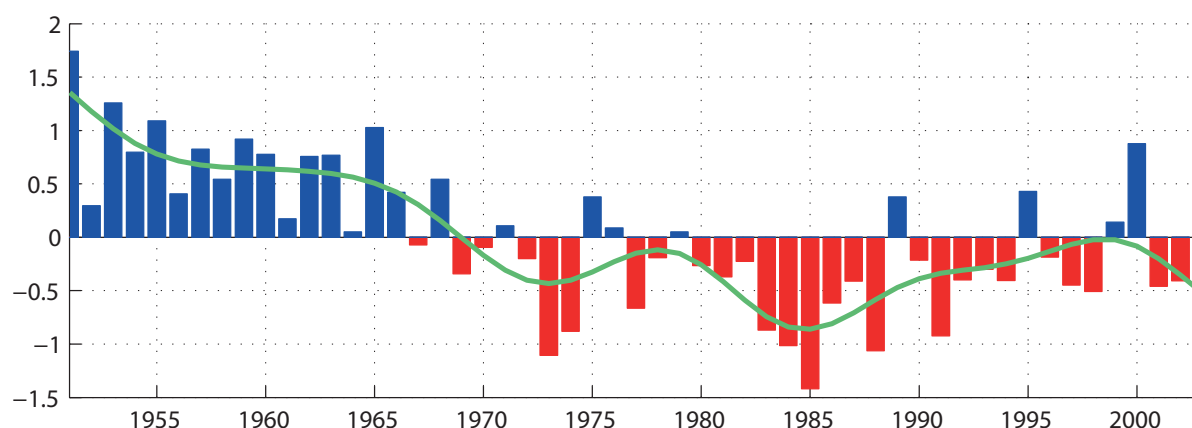


FIGURE 1 – Anomalies moyennes de précipitations (mm.jour^{-1}) au Sahel (10°N - 20°N ; 15°W - 30°E). Anomalie négative (positive) en rouge (bleu), anomalie filtrée sur 10 ans (vert). Période : JAS entre 1950 et 2002.

Les famines au Sahel pendant les années 70s et 80s ont alerté la communauté internationale. Elles ont généré de nombreuses initiatives ponctuelles menées par les Etats et les organisations non gouvernementales puis les institutions scientifiques ont fait naître plusieurs programmes scientifiques et campagnes de terrain pour évaluer les mécanismes associés à ces sécheresses. Le dernier en date, d'initiative française, est le programme international **AMMA** (Analyse multidisciplinaire de la mousson africaine ; <http://www.amma-international.org/>), le plus ambitieux jamais créé sur l'Afrique (Lebel *et al.*, 2009) et pour lequel des scientifiques originaires de plus de trente pays et représentant plus de cent quarante institutions ont travaillé. Son but est d'améliorer notre compréhension de la mousson ouest-africaine ainsi que l'impact environnemental et socioéconomique de sa variabilité (Redelsperger *et al.*, 2006). Son autre objectif est sociétal. Il est d'étudier les conséquences sur la vie des populations locales, possibilité de gérer les impacts liés à la forte variabilité climatique dans un contexte de pression démographique toujours plus prononcée : dégradation des sols, baisse des rendements agricoles, raréfaction des ressources en eau, résurgence ou renforcement de certaines endémies et épidémies. A ces contraintes d'échelles régionales s'ajoutent évidemment celles qui résultent du changement global.

A l'échelle globale en effet, les activités économiques industrielles et agricoles émettent certains gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 ...) qui, en s'accumulant dans l'atmosphère, augmentent en surface le piégeage radiatif naturel de la radiation infrarouge sortante : un effet de serre

d'origine anthropique s'ajoute à l'effet de serre naturel et la Terre se réchauffe (plus d'informations sont disponibles dans le rapport de synthèse de l'AR4, IPCC 2007). Dans ce contexte un Groupe Intergouvernemental d'Expert sur le Climat (**GIEC**) s'est constitué voici quelques années (1988) afin de fournir aux populations des études prospectives à plus ou moins longue échéance. L'objectif du GIEC est double. Scientifique, il établit un lien avec les organismes internationaux, favorise la mise en commun des outils et données (sorties de modèles de climat, de simulations CMIP, Coupled Model Intercomparison Project), et réalise un état de l'art de la recherche en cours avant de le diffuser sous forme de rapports de synthèse. Politique, il offre des informations sur les impacts du changement climatique dans une démarche d'aide aux décideurs. Il tente de se calquer au mieux sur l'évolution de la société par l'élaboration de scénarios d'émissions en gaz à effet de serre selon les futurs possibles de l'activité humaine. L'évolution future de la mousson africaine, comme l'étude de ses différents impacts, entrent bien sûr dans les attributions du GIEC, d'autant que l'Afrique de l'Ouest a été identifiée comme un *hot spot* car il s'agit d'une zone particulièrement sensible au changement climatique, où les interactions sol-atmosphère pourraient avoir un rôle important, par le jeu du recyclage des pluies ainsi que de la variation de l'énergie statique sèche et humide (Douvillè *et al.*, 2007). On estime de 2 à 4% du PIB régional les pertes estimées sur le secteur agricole d'ici à 2100 (Christensen *et al.*, 2007) avec des résultats contrastés sur le rendement des différentes cultures ¹

L'évolution du climat futur se fonde sur l'analyse des sorties de modèles de climat globaux couplant en fait, *via* les interfaces les modules atmosphérique, océanique et de glace développés dans les centres spécialisés et rendus disponibles à l'ensemble de la communauté scientifique. Les différents modèles utilisés dans le cadre du GIEC convergent, on le sait, vers une hausse de la température globale. Pour l'Afrique au nord de l'équateur, les études indiquent qu'en été cette augmentation serait de 2 à 4°C sur le Sahel et un peu plus sur le nord de l'Afrique d'ici une cinquantaine d'années (Meehl *et al.*, 2007). L'enjeu est alors de comprendre l'effet d'une hausse de la température globale sur la mousson d'Afrique de l'Ouest.

La figure 2 montre la modification moyenne enregistrée dans les champs de précipitations à la fin du 21^e siècle par rapport à la fin du 20^e siècle. On note une augmentation des précipitations en régions équatoriales et extratropicales, associée à une diminution en régions tropicales et subtropicales. Aux latitudes sahéliennes africaines, toutefois, on décèle plus de pluies sur le centre et l'est et une baisse sur l'ouest du Sahel, ainsi que sur le pourtour atlantique et méditerranéen. Il n'y a donc pas de réponse univoque quand on considère le signal simulé à l'échelle de l'ensemble du Sahel africain. C'est la raison pour laquelle les auteurs qui se sont penchés sur la question à cette échelle arrivent à des résultats différents (Maynard *et al.*, 2002 ; Harrsma *et al.*, 2005 ; Hoerling *et al.*, 2006 ; Herceg *et al.*, 2007 ; Vizy *et al.*, 2013, entre autres). La conclusion du quatrième rapport du GIEC établit qu'**aucun consensus** sur les projections futures des précipitations n'a été obtenu (Christensen *et al.*, 2007). Par ailleurs, les anomalies de la figure 2 ne sont pas jugées probantes sur le Sahel puisque non vérifiées par au moins 80 % des modèles utilisés.

On peut y voir un certain paradoxe. En effet, la région sahélienne a été considérée comme la plus sensible aux aléas climatiques puisqu'au cours de la seconde moitié du XX^e siècle, elle a été marquée par la plus nette et la plus longue tendance négative des cumuls. Pourtant cette région ne semble pas enregistrer de réponse pluviométrique nette ou cohérente au changement climatique dans les modèles couplés. Ce paradoxe s'explique. Il tient au fait que les précipita-

1. Pour plus de détails sur les hypothèses utilisées voir : Sarr, Benoît ; Traore, Seydou ; Salack, Seyni (2007) Évaluation de l'incidence des changements climatiques sur les rendements des cultures céréalières en Afrique soudano-sahélienne. Centre Régional Agrhymet, CILSS, Niamey

tions, par nature très intermittentes et d'échelle fine, sont paramétrisées dans les modèles et dépendent de leurs schémas de surface et de convection. Par ailleurs, les auteurs utilisent des méthodologies différentes, d'autant que le nombre de modèles et de simulations réalisées n'a cessé d'augmenter depuis le premier exercice CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) au milieu des années 1990 (Meehl *et al.*, 2000) jusqu'au dernier CMIP5 et que le nombre de données mises à disposition n'a cessé de croître. Il est donc important de définir la méthodologie et les données sélectionnées permettant de traiter au mieux la diversité des sorties de modèles.

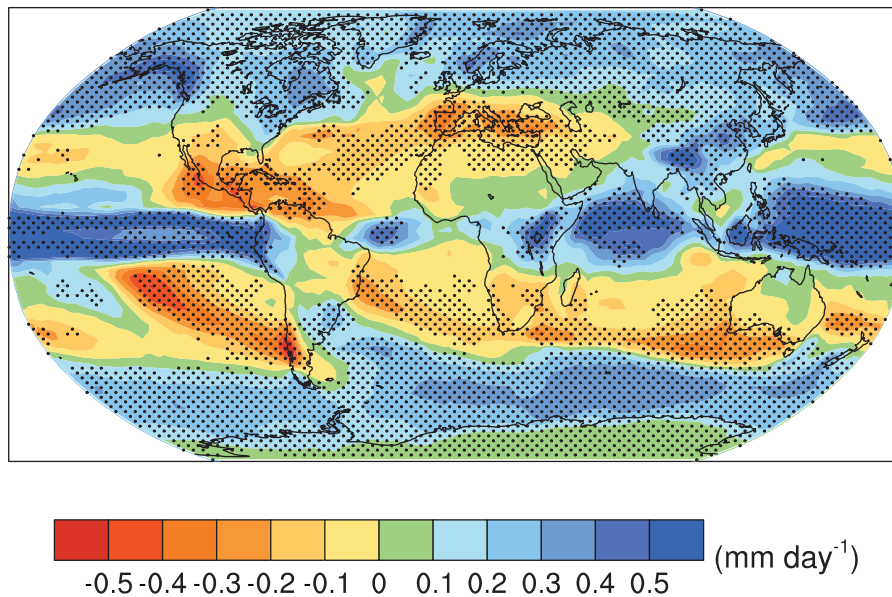


FIGURE 2 – Anomalies moyennes de précipitations (mm.jour⁻¹) en JAS entre les périodes 2080-2099 (scénario A1B) et 1980-1999. Les points noirs montrent les anomalies représentées par au moins 80 % des modèles. Figure 10.12 issue de Meehl *et al.*, (2007).

Ce mémoire traite de l'effet du changement climatique sur la mousson d'Afrique de l'Ouest au travers de l'approche méthodologique, utilisée par Fontaine *et al.* (2011a) qui se fonde sur une diversité de modèles de climat en évitant toute surreprésentation du nombre de simulations disponibles pour un type de modèle donné et qui permet d'associer aux résultats une probabilité mesurant le consensus des modèles sur les anomalies projetées en fonction des échelles et des variables considérées.

Nous nous efforcerons de répondre aux questions suivantes :

▷ Quels sont les changements projetés de la dynamique et la structure de la mousson ouest-africaine au milieu de ce siècle, en considérant une évolution moyennement optimiste des activités humaines au regard de la production des gaz à effet de serre ?

▷ Peut-on obtenir un consensus entre les différents modèles sur le changement climatique futur au Sahel ? En particulier quelles sont les variables sur lesquelles on peut obtenir une tendance claire ?

▷ Le changement climatique simulé est-il ou non homogène sur l'ensemble du Sahel et pourquoi ?

▷ Le réchauffement différentiel des surfaces terrestres et océaniques entraîneront-elles une modification du calendrier moyen (cycle moyen annuel) de la mousson d'Afrique de l'Ouest ?

Pour répondre à ces questions nous articulons ce mémoire autour de quatre chapitres.

► Dans un premier temps, nous présentons les données utilisées : observations, réanalyses et sorties de modèles de climat, puis nous introduisons la notion de changement climatique en montrant comment celle-ci est actuellement appréhendée *via* l'établissement de scénarios d'émissions de gaz à effet de serre, avec une attention particulière pour l'approche utilisée. Nous présentons conjointement un état de l'art sur ces questions, celle notamment de l'évolution future de la saison des pluies, ainsi qu'une description succincte des éléments de la mousson africaine mis en cause.

► Le deuxième chapitre s'articule autour d'un article traitant de l'impact du changement climatique sur la mousson africaine, *via* des modèles CMIP3 qui appartiennent à l'ancienne génération des modèles de climat, ceux donc qui ont donné lieu au dernier rapport du GIEC en 2007. Nous discutons essentiellement la structure des champs d'anomalies ouest africains, notamment la question du dipôle pluviométrique sahélien avec hausse des précipitations sur le centre du Sahel et baisse sur l'ouest (Sénégal et Mauritanie). Pour approfondir nous présentons ensuite quelques résultats supplémentaires tenant au rôle des océans, à celui du jet d'est africain, puis nous établissons un bilan sous l'angle de l'énergie statique humide. Nous abordons enfin la question du décalage temporel du cycle moyen annuel de la mousson par analyse intra-saisonnière.

► L'utilisation des modèles CMIP5 de nouvelle génération est au cœur du chapitre 3. Celui-ci s'articule autour d'un second article comparant les simulations de la mousson africaine issues des modèles CMIP3 et CMIP5, de façon à mesurer la possible amélioration de la mousson simulée. Nous apportons de nouveaux éléments concernant le dipôle climatique centre/ouest et le calendrier moyen des saisons des pluies. Enfin un indice *ad hoc* est défini pour quantifier le dipôle ouest/centre observé et simulé puis pour suivre son évolution dans l'Actuel et le Futur.

► Le quatrième chapitre est dédié au calendrier moyen de la saison de mousson au travers du calcul des dates de démarrage et de fin de saisons des pluies. Plusieurs méthodes sont proposées pour tenir compte des signaux d'échelle locale et de large échelle, puis pour étudier la période de retrait de la mousson par un indice dynamique, plus fiable dans les modèles que les seules précipitations. Enfin, en complément des modèles globaux CMIP3 et CMIP5, nous présentons les résultats issus d'un modèle régional de climat (MCR) offrant une meilleure résolution spatiale et ayant participé à l'expérience CORDEX-Africa. Ce modèle est le MCR canadien, le seul pour lequel nous avons pu obtenir les sorties journalières fin 2012 sous les mêmes scénarios. Il s'agit donc ici surtout de pistes de réflexion.

► L'impact du changement climatique en région de mousson africaine est enfin résumé dans une courte synthèse puis les perspectives pour travaux futurs présentées.

Chapitre 1

Données, méthodes et état de l'art

CE CHAPITRE a un double objectif : (i) présenter les outils qui nous ont permis de traiter la question de la mousson et du changement climatique ; (ii) replacer notre étude dans un contexte plus large (GIEC, état de l'art). Pour répondre au premier point, nous aborderons succinctement la notion de changement climatique, puis nous présenterons les données utilisées (scénarios d'émissions de gaz à effet de serre, simulations numériques et données de réanalyses et observations) et, enfin, nous mettrons l'accent sur la méthode employée pour traiter les sorties de modèles. Le second objectif consiste à présenter très succinctement le système de mousson africaine en mettant l'accent sur les forçages identifiés dans la littérature et l'état des lieux des connaissances sur le changement climatique en Afrique de l'Ouest.

1.1 Le changement climatique

Ce mémoire traitant essentiellement de l'évolution future de la mousson africaine, il faut d'abord insister sur l'origine anthropique du changement climatique qui, par définition, diffère des variations climatiques passées d'origines naturelles.

Le changement climatique est une résultante des émissions de GES et donc de la modification du bilan radiatif. Les modifications de la concentration des GES et leurs conséquences climatiques sur le climat actuel et futur sont étudiées avec des modèles intégrant les nouvelles concentrations et leurs évolutions. L'un des objectifs du GIEC est de considérer plusieurs scénarios d'évolution en fonction de divers contextes démographique et socioéconomique.

1.1.1 Bilan radiatif et effet de serre

Le premier acteur du système climatique, celui qui lui apporte la plus grande part de son énergie, est le Soleil. La valeur moyenne de l'énergie solaire reçue sur Terre est de 342 W.m^{-2} . L'autre source de chaleur, la désintégration des éléments radioactifs, peut être considérée comme négligeable.

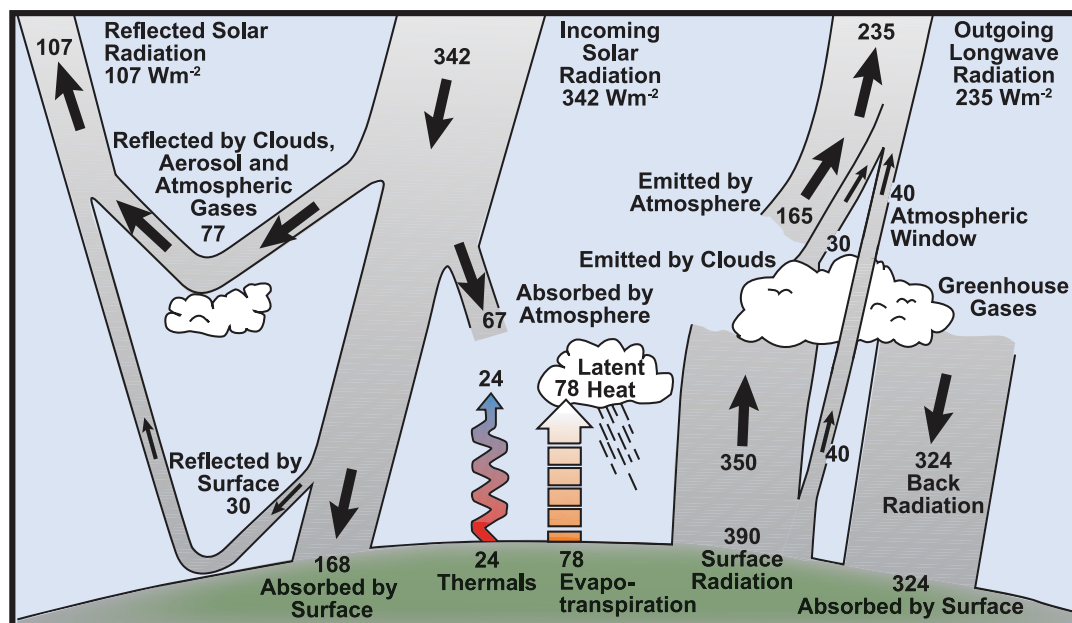


FIGURE 1.1 – Bilan radiatif global : environ la moitié de la radiation solaire est absorbée par la surface terrestre. Cette énergie est transmise vers l'atmosphère par le réchauffement de l'air en contact avec la surface (conduction et convection thermiques), par évaporation et par radiation onde longue qui est en partie absorbée par les nuages et les GES atmosphériques. En retour, l'atmosphère émet de l'énergie vers la Terre et vers l'espace (source : Le Treut *et al.* [2007], d'après Kiehl et Trenberth, 1997).

La figure 1.1 schématise le bilan radiatif. Les rayons solaires pénètrent l'atmosphère terrestre jusqu'à atteindre la surface et entrent en interactions avec différentes composantes du système (surfaces, nuages, gaz...). 31 % du rayonnement est réfléchi vers l'espace par les nuages, l'atmosphère et la surface terrestre (en fonction de son albédo). Près de la moitié des radiations solaires entrantes sont absorbées par la surface terrestre et une plus petite partie par l'atmosphère. Cette énergie est alors réémise sous forme sensible, par évaporation (énergie latente) et par radiation infra-rouge. L'équilibre radiatif est atteint entre les entrées du rayonnement solaire et les émissions infra-rouge terrestres.

La plupart de ces radiations sont absorbées par l'atmosphère, qui les réémet à la fois vers le haut (espace) et le bas (Terre). La perte des radiations vers l'espace provient du haut des nuages et des régions où l'atmosphère est plus froide que la surface. La réémission des radiations vers la surface **crée l'effet de serre**. Ce phénomène est naturel et permet une température moyenne sur Terre de 15°C : sans lui, elle serait de -18°C .

1.1.2 Changement climatique d'origine naturelle

Alors qu'aujourd'hui la notion de changement climatique est largement répandue et acceptée, il est bon de se souvenir que les variations climatiques ont toujours existé. Les différents bouleversements climatiques sont toujours une conséquence d'une modification du bilan radiatif terrestre. Ces changements se sont déroulés sur de longues périodes.

Le climat est animé par des cycles de durée variable, alternant entre périodes froides et périodes chaudes, dont le plus long est celui de Wilson (d'environ trois cent millions d'années) et qui correspond au déplacement des continents par le jeu de la tectonique des plaques. Il est accompagné de modification de la circulation océanique, de l'érosion de surface et de la masse continentale présente aux pôles. Notre planète se déplace autour du Soleil selon une ellipse qui subit des variations. Celles-ci sont décrites par les cycles de Milankovitch de périodes de cent mille, quarante-et-un mille et vingt-et-un mille ans qui jouent respectivement sur : l'excentricité

(la forme elliptique de la trajectoire de la Terre autour du Soleil, plus ou moins étirée), l'orbite de la Terre (ou précession des équinoxes) et l'obliquité qui définit l'inclinaison de l'équateur terrestre sur le plan de l'orbite de la Terre autour du Soleil. Cette théorie démontre que les changements de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre et des paramètres de son orbite ont été suffisamment importants pour modifier les distributions, en latitudes et selon les saisons, de l'énergie reçue du Soleil (Berger, 1978).

Des événements plus ponctuels, comme l'explosion d'un super volcan, une diminution de l'activité solaire (avec l'exemple du Petit Âge glaciaire) ou une modification de la circulation thermohaline (événements d'Heinrich et de Dansgaard-Oeschger) se surimposent bien entendu à ces variations lentes. Berger (2001) donne un assez bon résumé des changements climatiques naturels : le climat a changé en fonction du Soleil et de la composition atmosphérique, mais aussi en fonction du relief et de l'activité volcanique.

1.1.3 Changement climatique d'origine anthropique

L'effet de serre est lié aux gaz présents dans l'atmosphère, qui tendent à concentrer plus d'énergie dans les basses couches et à la surface terrestre (figure 1.1). Les gaz rejetés dans l'atmosphère par l'activité humaine perturbent le bilan radiatif terrestre. Si l'effet de serre est naturel, il est **renforcé par l'activité humaine**, les industries et les véhicules de transports qui émettent de grandes quantités de dioxyde de carbone CO_2 , méthane CH_4 , protoxyde d'azote (N_2O) et chloro- et hydrofluorocarbures (dont CFC). Les cycles du carbone montrent que les quantités de carbone rejetées par la biosphère sont bien supérieures à celles rejetées par l'homme. Néanmoins, le cycle naturel est équilibré alors que les gaz rejetés par l'activité humaine sont en excès et s'accumulent : le bilan radiatif et énergétique devient de plus en plus **déséquilibré**.

En fait, la planète se réchauffe depuis le début de l'ère industrielle, comme l'indique le rapport de synthèse du GIEC (2007). La figure 1.2 (tirée du chapitre 9 de l'AR4 ; voir Hegerl *et al.* [2007], Stott *et al.* [2000] et Stott *et al.* [2006] pour plus d'informations) montre l'évolution des anomalies de températures observées (HadCRUT3) et des simulations prenant en compte à la fois les forçages anthropiques et naturels (figure 1.2a) ou uniquement naturels (figure 1.2b). La courbe noire montre l'augmentation des températures, le changement climatique. En revanche, les simulations ne prenant pas en compte les forçages anthropiques ne reproduisent pas ce changement climatique. Cela signifie d'une part que les gaz à effet de serre sont responsables du réchauffement pendant la dernière partie du siècle et d'autre part que les modèles sont capables de reproduire la tendance des températures contemporaines.

La figure 1.2 permet d'introduire deux aspects essentiels : i) la nature anthropique du changement climatique, et nous verrons que plusieurs scénarios de réchauffement ont été mis en place en tenant compte des trajectoires que pourrait suivre l'activité humaine dans les années à venir ; ii) la nécessité de recourir aux simulations numériques sur modèles de climat, ces outils étant indispensables pour l'étude de l'évolution du climat dans le futur selon différents scénarios.

Observations, réanalyses atmosphériques, scénarios et modèles de climats seront à la base de ce travail de recherche.

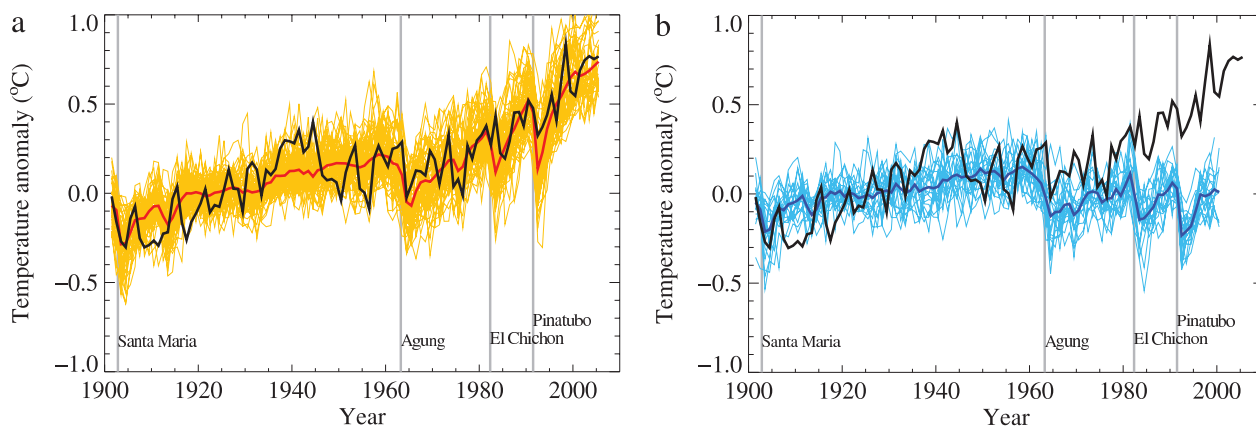


FIGURE 1.2 – Comparaison entre anomalies moyennes de la température de surface globale pour l’observation (noir) et les simulations forcées avec (a) à la fois les forçages anthropiques et naturels (b) uniquement les forçages naturels. Les anomalies sont calculées par rapport à la moyenne 1901-1950 pour les observations (en noir, Hadley Centre/Climatic Research Unit, HadCRUT3; Brohan *et al.*, 2006) et pour (a) cinquante-huit simulations produites par quatorze modèles avec forçages anthropiques et naturels. La moyenne multimodèle est représentée par une ligne épaisse rouge et les valeurs de chacun des modèles par des lignes jaune fines. Les lignes grises indiquent les événements volcaniques majeurs. Les simulations s’arrêtent en 2005 et sont alors poursuivies avec le scénario A1B. Les anomalies de températures (b) sont calculées à partir de dix-neuf simulations produites par cinq modèles avec forçage naturel uniquement. La moyenne multimodèle est figurée par une ligne épaisse bleue.

1.2 Données

1.2.1 GIEC et cadre international

En septembre 2008, une vingtaine de groupes de modélisateurs se sont réunis dans le cadre du WGCM (Working Group in Coupled Modelling) du WCRP (Working Climate Research Programme) pour mettre au point de nouvelles simulations numériques. Ces nouvelles expériences composent la cinquième phase des recherches réalisées dans le cadre de l’exercice du GIEC (Groupe d’Experts Intergouvernemental sur l’Évolution du Climat : <http://www.ipcc.ch/>). Les données qui en sont issues sont aujourd’hui stockées sur un serveur par le biais du PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison : <http://www-pcmdi.llnl.gov/>). Les relations entre les différents organismes impliqués dans ces activités de recherches sur le climat sont schématisées sur la figure 1.3, tirée de Taylor *et al.* (2012).

Plusieurs rapports ont été produits, le dernier publié à la date de 2007 (le quatrième rapport, appelé **AR4**) et le prochain (**AR5**) étant en cours de réalisation. Ces rapports bénéficient bien sûr de l’évolution des modèles de climats et des scénarios utilisés à chaque étape. L’AR4 se base sur les modèles **CMIP3** (troisième projet d’intercomparaison des modèles couplés) et les scénarios futurs SRES (Special Report on Emissions Scenarios). L’AR5 sera, quant à lui, basé sur les modèles **CMIP5** (cinquième projet) et sur un nouveau type de scénarios futurs, dit RCP (Representative Concentration Pathways).

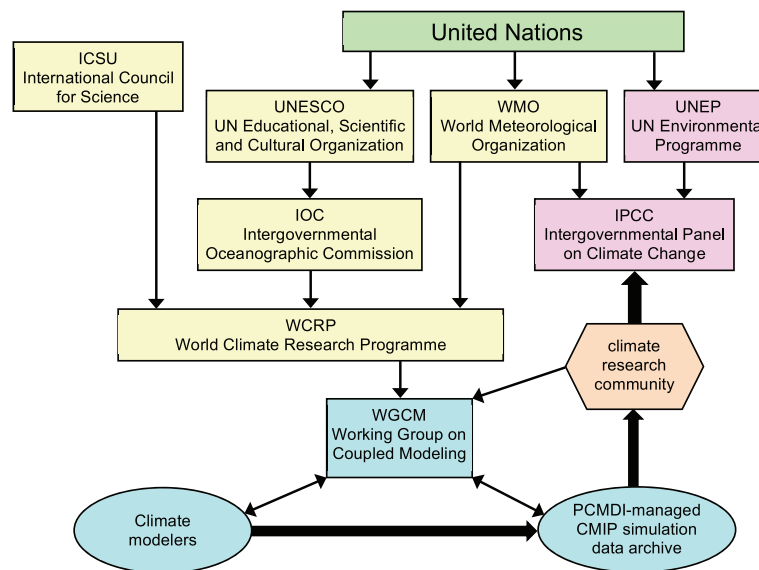


FIGURE 1.3 – Relations entre les différents organismes impliqués dans le cadre du GIEC (de Taylor *et al.*, 2012).

1.2.2 Scénarios du GIEC

Les scénarios SRES (Special Report on Emissions Scenarios ; pour le 4^{ième} rapport du GIEC) sont construits autour de prévisions d'évolution de l'activité économique. On analyse donc la conséquence d'une croissance rapide ou lente, d'échanges internationaux ou locaux. Les scénarios RCP (Representative Concentration Pathways ; pour le 5^{ième} rapport du GIEC) sont basés sur un autre mode de pensée. Plusieurs seuils sont fixés (par valeurs moyennes en $W.m^{-2}$), et sont utilisés dans les simulations numériques. Climatologues et économistes peuvent ainsi travailler en parallèle pour définir les conséquences sur le climat du réchauffement et ses causes économiques et humaines. Ce choix a été fait pour permettre une élaboration plus rapide des différents scénarios.

1.2.2.1 Les scénarios SRES

L'observation permet d'appréhender l'intensité du réchauffement et de suivre l'évolution de la concentration des différents gaz à effet de serre (GES) présents dans l'atmosphère. Le scénario « 20c3m », qui se calque sur les concentrations historiques en GES, les aérosols sulfatés et sur d'autres forçages anthropiques et naturels, donne certaines bases de la représentation du climat sur la période historique (comprise entre 1850 et 1999-2000 dans l'ensemble des modèles de climat)

Les scénarios futurs cherchent à répondre aux questions essentielles qui président à l'évolution des sociétés humaines et abordent donc à la fois la croissance de l'économie, l'évolution des émissions en GES, l'existence de technologies plus écologiques, les politiques mises en place, etc... Plusieurs familles de scénarios ont ainsi été créées : elles sont représentées sur la figure 1.4, tirée du rapport de synthèse du GIEC de 2007.

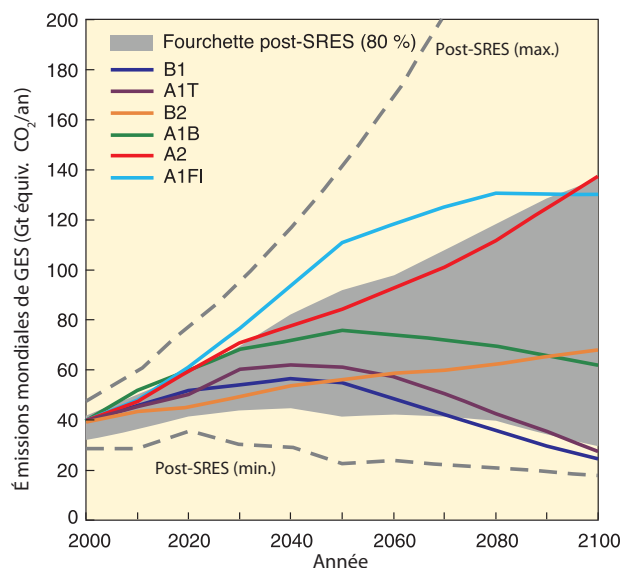


FIGURE 1.4 – Émission globale de GES (en GtCO₂ -eq par an) : six scénarios SRES sont représentés (lignes colorées). Ces émissions incluent les concentrations en CO₂, CH₄, N₂O et les CFCs (figure tirée du rapport de synthèse du GIEC, 2007).

Parmi ces scénarios du futur, nous avons sélectionné le scénario SRES-A1B qui appartient à la famille A1 et est représentatif d'une croissance économique rapide dans laquelle les émissions en CO₂, CH₄, SO₂ augmentent durant la première partie du XXI^{ème} siècle avant que les émissions ne commencent à diminuer à partir du milieu du siècle (Meehl *et al.*, 2007). Ainsi, les émissions globales de GES sont d'à peu près 75 Gt par équivalent CO₂ par an aux alentours de l'année 2000 et diminuent jusqu'à 60 Gt par équivalent CO₂ par an en 2100. La figure 1.5, tirée du rapport du GIEC (Meehl *et al.*, 2007) présente les concentrations en GES selon le scénario SRES-A1B. La courbe noire représente l'historique, selon le scénario « 20c3m », et la courbe colorée, les prévisions issues du scénario SRES-A1B.

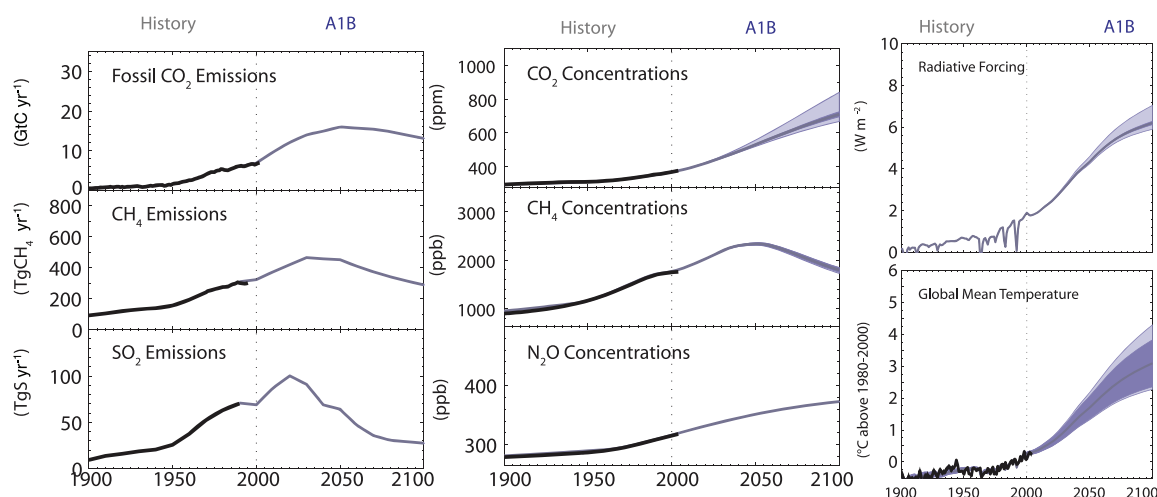


FIGURE 1.5 – Émissions fossiles et concentrations en CO₂, CH₄ et SO₂ pour le scénario SRES-A1B, forçage radiatif et augmentation en température moyenne, selon les projections de dix-neuf modèles MCGAOs. La courbe noire correspond aux valeurs historiques et la courbe colorée aux projections (avec ajout d'une enveloppe d'incertitude) (tirée de Meehl *et al.*, 2007).

Le scénario SRES-A1B correspond à une augmentation de la température globale comprise entre 2 et 4°C à la fin du siècle. Ceci fera l'objet du chapitre 2.

1.2.2.2 Les nouveaux scénarios RCP

Les nouveaux scénarios tiennent compte des nouvelles **évolutions socioéconomiques** et vont au-delà de 2100. Le scénario « historical » correspond à l'image du « 20c3m » de l'AR4, à l'évolution historique des concentrations en GES et forçages naturels. Les scénarios du futur décrivent le large éventail d'évolutions possibles en termes de forçage radiatif. Ainsi les RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5 correspondent à un forçage radiatif global d'environ 2.6, 4.5, 6.0 et 8.5 W.m^{-2} à la fin du siècle (2100). Nous ne reviendrons pas sur les différents choix relevant de la politique et de l'économie dans chacun des scénarios pour essayer de déceler lequel serait le plus *crédible*. Il faut toutefois noter que Zickfeld *et al.* (2010) ont interrogé quatorze experts à propos de trois scénarios futurs en termes de forçage radiatif. La majorité des experts interrogés ont attribué le plus de confiance au scénario le plus pessimiste (et le moins de confiance à celui qui était le plus optimiste). Pour ces experts, les scénarios les plus pessimistes pourraient donc être les plus vraisemblables.

Nous utiliserons pourtant le scénario RCP4.5 parce qu'il est de milieu de gamme sans être trop optimiste, assez comparable au scénario A1B de l'ancienne génération sur le début du siècle (figure 1.6). Son choix est aussi justifié par la disponibilité des données lorsque nous avons commencé ce travail. Le scénario RCP4.5 est donc un scénario d'émission moyen à faible où le forçage radiatif se stabilise avant 2100 grâce à l'utilisation de technologies et l'adoption de stratégies permettant de réduire les émissions en GES. Des détails supplémentaires sont donnés par Wise *et al.* (2009) pour les émissions de carbone terrestre par les sols, et par le site Internet <http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDb> pour les scénarios d'émission CMIP5.

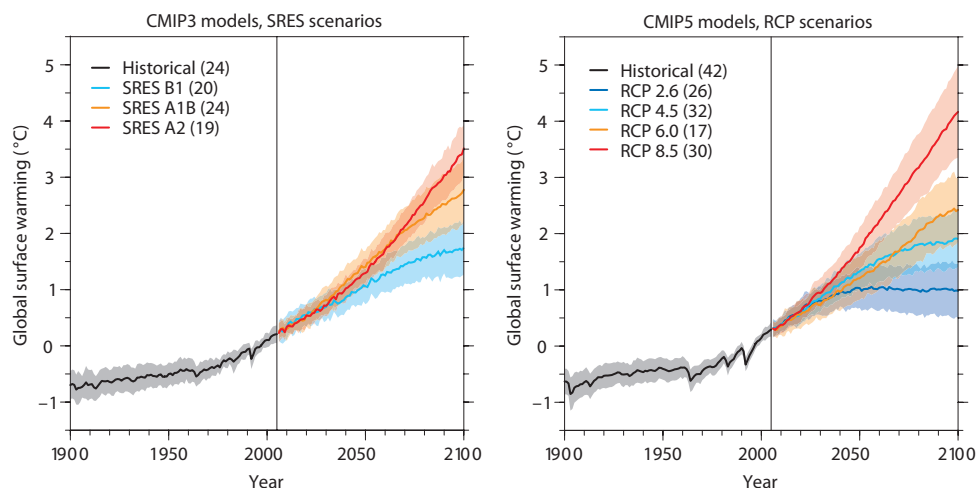


FIGURE 1.6 – Augmentation de la température globale et incertitudes par rapport à la période 1986-2005 pour les scénarios SRES (CMIP3) et RCP (CMIP5). Le nombre de modèles est entre parenthèses (Knutti et Sedláček, 2012).

Concrètement, les concentrations en GES augmentent pour ce scénario de 40 Gt en équivalent CO_2 par an en 2000 jusqu'à 55 Gt en 2050, puis elles diminuent jusqu'à atteindre les 25 Gt en 2080. Au final, les concentrations sont stabilisées après 2150 à 543 ppm (soit le double de la concentration en CO_2 de l'ère préindustrielle). Le forçage radiatif (anthropique et naturel) est de 4,5 W.m^{-2} , ce qui correspond à une augmentation moyenne de la température de 3°C (Meinshausen *et al.*, 2011). La figure 1.6 offre une comparaison entre les scénarios SRES et RCP ; dans notre cas, nous constatons que le scénario RCP4.5 est un peu plus optimiste que le SRES-A1B puisqu'il aboutit à une hausse plus faible de la température.

1.2.3 Les modèles de climats

1.2.3.1 Représenter le climat

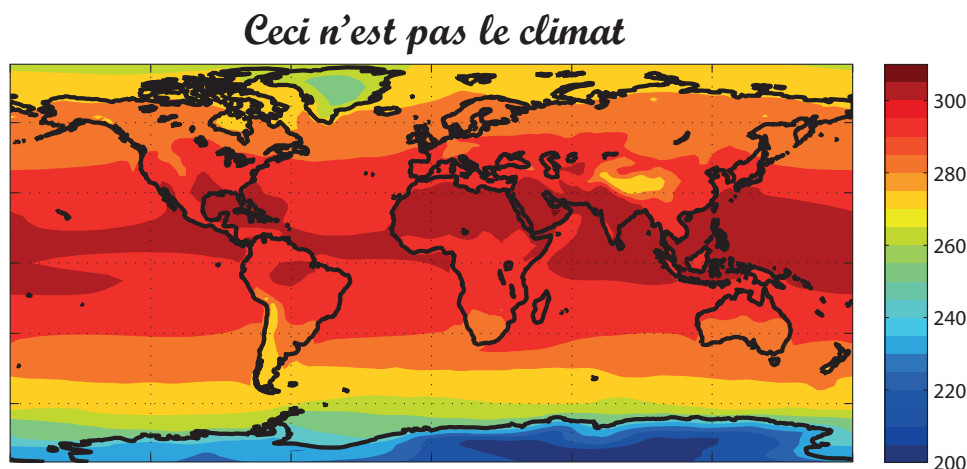


FIGURE 1.7 – « Ceci n'est pas le climat » : température moyenne (°K) pour JAS (1960-1999) issue de la moyenne de plusieurs modèles CMIP5. Il s'agit ici d'un clin d'œil au peintre surréaliste René Magritte (et à son tableau « Ceci n'est pas une pipe » de la série « Trahison des images »). Les modèles ne reproduisent pas le climat réel, ils en fournissent une représentation, une image plus ou moins proche. Cela est entendu, mais cette considération aide à prendre un certain recul sur ce que nous analysons et comment nous pouvons le communiquer, au public en particulier.

Les modèles de climat sont des représentations numériques de la circulation générale de l'atmosphère et de l'océan fondés sur les équations de **Navier-Stokes** et sur l'utilisation de la loi des gaz parfaits et de termes thermodynamiques simulant l'évolution des différentes sources en énergie (radiation, chaleur latente...). Ces équations permettent une conservation de l'énergie totale, du moment cinétique et de la masse appliquée à l'air et à la vapeur d'eau dans l'atmosphère, avec l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique où la force de gravité est équilibrée par la force du gradient vertical de pression. Ces équations permettent de décrire la vitesse, la pression, la température et la densité d'un fluide en mouvement.

Les champs de sortie des modèles représentent le climat sous forme de mailles sur plusieurs points de latitude, de longitude et plusieurs niveaux verticaux, avec une résolution pouvant être régulière ou irrégulière selon la méthode utilisée.

Ils ne résolvent donc pas les **processus sous mailles**, qui ne peuvent être calculés explicitement et/ou résolus sur la grille du modèle, et sont **paramétrisés**. Dans les modèles globaux actuels, la paramétrisation est nécessaire pour la convection, la couverture nuageuse, le transfert radiatif ou encore les processus de surface, continentales ou hydrologiques. Les phénomènes sous mailles sont une source d'incertitudes. La paramétrisation de la couverture nuageuse est la principale source de biais dans les modèles (Randall *et al.*, 2007). Il faut noter que ces lacunes proviennent souvent d'un manque d'observations et de compréhension des processus mis en jeu. Les choix de paramétrisations des modèles, et des schémas physiques, sont les éléments critiques et l'une des causes de la divergence des sorties issues de différents modèles. Cet aspect a ainsi été montré avec les modèles régionaux, notamment par Cretat *et al.* (2012). Ils ont bien entendu des répercussions importantes sur les projections futures des modèles : Houghton *et al.* (2001) ont montré que les différences de paramétrisation des nuages et des interactions nuages-radiations jouent sur l'influence des GES sur le climat et donc au final sur les projections des températures. Pour une même augmentation en concentrations en CO₂, les modèles fournissent tout un éventail d'augmentations de la température globale.

Il existe plusieurs types de modèles de circulation générale (MCGs), selon qu'ils simulent l'atmosphère (MCGA) ou l'océan (MCGO). En fait, MCGAs et MCGOs peuvent être couplés pour donner des modèles océan-atmosphère (MCGOAs) qui échangent les flux d'énergie, de moment et d'eau aux interfaces. Pour décrire l'évolution du climat, plusieurs autres éléments doivent être ajoutés, tels des modules gérant la glace de mer et les interactions surface-atmosphère selon les conditions de surface, etc.

Ces modèles gérant des équations d'évolution aux dérivées partielles ont besoin de **conditions initiales** décrivant le meilleur état du système au temps zéro. Ces conditions initiales qui définissent les valeurs des variables d'entrée du modèle doivent être le plus proche possible de la réalité observée et correspondent généralement à des données assimilées et réanalysées en raison de leur bonne homogénéité spatiale. Ces variables ont une influence limitée dans le temps ; en revanche, les **conditions aux limites**, telles que les surfaces continentales et au sommet de l'atmosphère, conditionnent la circulation tout au long de l'intégration.

Au final, une simulation ne fournit qu'une représentation possible d'évolution du climat, mais avec un certain nombre de biais et d'approximations (d'où l'illustration 1.7)

1.2.3.2 Sélection des modèles

Dans le cadre du quatrième rapport du GIEC, un grand nombre de simulations MMs (multi-models) ont été réalisés en se basant sur l'ensemble des modèles disponibles (vingt-trois modèles). Cette façon de faire possède plusieurs avantages : objectivité, simplicité, exhaustivité dans le sens où elle tient compte de toutes les évolutions possibles du climat.

Cependant, elle comporte quelques lacunes : la réalisation d'un multimodèle suppose que les modèles qui le composent soient *indépendants* pour éviter une surreprésentation de certains types de configurations liés aux choix des équipes de modélisateurs (type de paramétrisation, de schémas, etc.) et permettre donc d'explorer une large gamme de possibles. Or, l'indépendance des modèles entre eux est remise en cause par le fait que les simulations numériques représentant des coûts élevés en matériel (ordinateurs puissants), heures de calcul, et personnel scientifique, certains laboratoires, mieux dotés que d'autres sur le plan économique, proposent plusieurs versions de modèles de climat et de nombreuses simulations par modèles, alors que d'autres, plus modestes, fournissent une seule simulation. Ainsi, le GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA) utilise deux modèles qui, en termes de projections climatiques sur l'Afrique de l'Ouest, donnent des résultats similaires. Il en va de même des modèles MIROC et NCAR (Monerie *et al.*, 2012a).

La figure 1.8 est un dendrogramme positionnant les modèles selon des *distances de corrélations* calculées sur leurs erreurs (voir Penelle et Reichler, 2011, pour plus de détails). Dans l'historique, certains modèles montrent des similarités importantes. Or, on constate qu'il s'agit en premier lieu de modèles issus d'un même centre de recherches (GISS, CCCMA, GFDL, MIROC, NCAR) avec des corrélations parfois très élevées (plus de 0,9 entre les deux modèles GFDL). Clairement donc, l'utilisation de tous les modèles et de l'ensemble des runs disponibles ne permet pas d'assurer un éventail plus représentatif de sorties. Il faut noter que la non-indépendance des modèles ne se limite pas à ceux provenant d'un même centre de calcul : des similarités (plus faibles) existent également entre tous les modèles, les structures biaisées étant parfois les mêmes (Jun *et al.*, 2008 ; Knutti *et al.*, 2010 ; Penelle et Reichler, 2011). Choisir un ensemble de modèles parfaitement indépendants semble ainsi très compliqué, d'autant plus que

les similarités entre eux peuvent varier selon les variables utilisées.

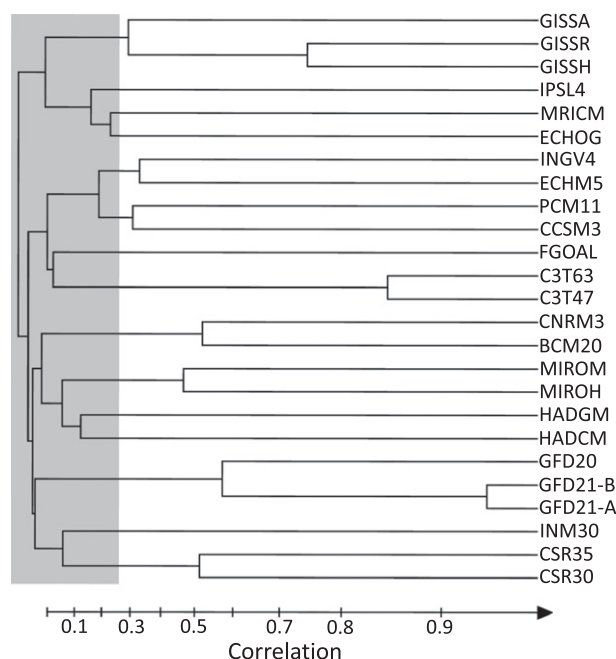


FIGURE 1.8 – Classification hiérarchique basée sur les corrélations des erreurs des modèles. Les modèles les plus similaires se rejoignent le plus à droite. Le calcul des corrélations pour le dendrogramme est détaillé dans Penelle et Reichler, (2011).

Nous limitons volontairement l'utilisation de simulations montrant de trop fortes similarités. La première idée est donc de constituer un sous-ensemble — un MM — en sélectionnant les modèles, en ne choisissant qu'un seul modèle par centre de modélisation : nous limitons ainsi *a priori* la surreprésentation de certaines configurations très modèle-dépendantes. L'idéal serait de ne sélectionner que des modèles montrant une très grande indépendance, mais les diagnostics de Penelle et Reichler (2011) illustrent la difficulté de cette manœuvre : les modèles ont tous un certain niveau de similarité et la sélection est également variable-dépendante.

1.2.3.3 Les modèles utilisés

Compte tenu de toutes ces considérations, nous avons au final retenu douze modèles CMIP3 (téléchargeables sur le ftp « <ftp-esg.ucllnl.org> ») et huit modèles CMIP5 (disponibles **via** les portails du PCMDI : <http://pcmdi9.llnl.gov/esgf-web-fe/>) avec un seul modèle par centre de recherches. Le premier jeu (CMIP3) est similaire à celui utilisé aussi par Joly *et al.* (2007) ; le second est composé des premiers modèles CMIP5 des huit premiers centres de calcul ayant rendu disponibles leurs données en juillet 2011.

Le tableau 1.1 illustre quelques différences connues des modèles CMIP3 utilisés : certains ont une résolution bien plus grossière que d'autres, quelques-uns ne traitent que des aérosols sulfatés et de leurs effets directs (en réfléchissant et en absorbant les radiations solaires) ou indirects (en modifiant la propriété des nuages) sur le climat, alors que d'autres opèrent un traitement plus complexe des aérosols.

Comme nous l'avons déjà expliqué dans les sections antérieures, ils présentent aussi de fortes différences quant à leur sensibilité aux concentrations en CO₂ et simulent donc différentes augmentations de températures pour une hausse en GES donnée. La prise en compte ou non de

l'activité volcanique entraîne également des divergences dans les projections de températures simulées, les modèles prenant en compte l'activité volcanique simulant une hausse plus faible de la température (Fyfe, 2006). Les paramétrisations physiques des modèles sont enfin une source importante de divergence : de plus amples informations (paramétrisations physiques choisies) sont disponibles sur le site Internet du PCMDI pour chaque modèle, à l'adresse suivante http://www.pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php

Bien que les modèles CMIP3 aient connu des améliorations par rapport aux modèles CMIP2, la plupart des modèles CMIP3 n'ayant plus besoin de flux d'ajustements pour trouver un équilibre (tableau 1.2), plusieurs lacunes persistent. Certains processus dynamiques, composantes du système climatique, sont simulés de manière statique : la végétation est prescrite et n'est pas modifiée par les précipitations ; les calottes glaciaires ne varient pas ; la composition chimique et les processus biogéochimiques ne sont pas interactifs (tableau 1.2). Or, ces éléments interagissent normalement avec le système climatique.

L'un des buts du nouveau projet CMIP5 était de combler ces lacunes. Pour la première fois, les modèles seront couplés à des composantes biogéochimiques qui permettent d'améliorer les flux de carbone entre les océans, l'atmosphère et les réservoirs de carbone terrestre afin d'améliorer le cycle du carbone : ce sont les ESMs (Earth System Models) (Taylor *et al.*, 2012). Une bonne représentation du cycle du carbone est importante puisque les interactions avec la biosphère ont des répercussions sur les concentrations en CO₂ atmosphérique, comme indiqué dans l'étude d'Ahlström *et al.* (2012) sur le carbone des écosystèmes dans les modèles CMIP5. C'est un élément important et donc à traiter avec soin. Cox *et al.* (2000) ont montré que les rétroactions intervenant dans le cycle du carbone pouvaient entraîner une accélération du réchauffement climatique. Certains modèles prennent également en compte de nouveaux éléments tels que la végétation dynamique, mais traitent aussi de façon plus complexe les aérosols et la chimie atmosphérique, ce qui tend à augmenter le réalisme des simulations climatiques (Taylor *et al.*, 2012).

On peut dire aujourd'hui que le projet a porté quelques fruits : les résolutions des modèles sont meilleures que celles de la génération CMIP3, le traitement des aérosols est grandement amélioré grâce à la prise en compte de plus d'espèces d'aérosols et de leurs interactions avec plusieurs composantes du système climatique. Une grande attention a notamment été portée sur les paramétrisations physiques des modèles, la plupart d'entre eux (sauf celui de l'IPSL) a introduit le forçage de l'activité volcanique (http://www.cccma.ec.gc.ca/data/climdex/pdf/Sillmann-et-al_CMIP5-extremes-indices_part2_projections_revised.pdf). Ces informations et améliorations sont synthétisées succinctement dans le tableau 1.3 et l'encadré 1.

A contrario, il faut noter que l'ajout de processus difficiles à simuler dans les modèles CMIP5 peut être une source d'incertitude supplémentaire : certaines simulations numériques ne présentent que très peu d'améliorations, voire aucune par rapport à CMIP3.

Modèles	Centres de modélisateurs (Pays)	Références	lon x lat x niv atmosphère	Aérosol	Effet des aérosols	Autres forçages	Sensibilité du climat
cccma_cgcm3_1	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (Canada)	Kim <i>et al.</i> (2002)	93 x 48 x 17	?	?	FS, AV, GES	?
cnrm_cm3	Centre National de Recherches Météorologiques (France)	Salas-Méïa <i>et al.</i> (2005)	128 x 64 x 12	PM, SU, SM, aérosols anthropiques (urbains)	D	FS, GES, US	?
csiro_mk3_0	CSIRO Atmospheric Research (Australie)	Gordon <i>et al.</i> (2002)	192 x 96 x 17	SU	D	FS, GES	0,88 kw ⁻¹ m ⁻²
gfdl_cm2_0	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)	Delworth <i>et al.</i> (2006)	144 x 90 x 17	SCO, PM, SU, SM	D	GES, OST, AV FS, US	?
giss_model_e_r	Goddard Institute for Space Studies (USA)	Schmidt <i>et al.</i> (2006)	72 x 45 x 17	AeV, aérosols troposphériques SM, SU, PM, N, SCO	D, I	FS, GES	?
inmcm3_0	Institute for Numerical Mathematics (Russie)	Diansky et Volodin (2002)	49 x 73 x 17	SU, AeV	D, I	FS, GES	0,52 kw ⁻¹ m ⁻²
ipsl_cm4	Institut Pierre-Simon Laplace (France)	Marti <i>et al.</i> (2006)	96 x 72 x 17	SU	D, I	GES, OST, US	1,26 kw ⁻¹ m ⁻²
miroc3_2_medres	Centre for Climate System Research Institute (Japon)	Hasumi <i>et al.</i> (2004)	128 x 64 x 17	PM, SM, SU, SCO	D, I	FS, AV, GES, OST, US	1,3 kw ⁻¹ m ⁻²
mpi_echam5	Max Planck Institute for Meteorology (Allemagne)	Junglaus <i>et al.</i> (2006)	192 x 93 x 16	SU	D, I	GES, OST	0,835 kw ⁻¹ m ⁻²
mri_cgcm2_3_2a	Meteorological Research Institute (Japon)	Yukimoto et Noda (2002)	128 x 64 x 17	SU	D	GES, SAD, AF, FS	0,86 kw ⁻¹ m ⁻²
near_ccsm3_0	National Centre for Atmospheric Research (USA)	Collins <i>et al.</i> (2006)	256 x 128 x 17	SU, SCO, SM, PM, AeV	D, SD	GES	2,7 kw ⁻¹ m ⁻²
ukmo_hadcm3	Met office (UK)	Gordon <i>et al.</i> (2000), Collins <i>et al.</i> (2001)	96 x 73 x 15	SU	D, I	GES, OST	0,83 kw ⁻¹ m ⁻²

TABLE 1.1 – Les modèles CMIP3, noms complets, centres de recherches, références et informations sur les forçages et sensibilité. D : effet direct. I : effet indirect. SD : effet semi-direct. SU : aérosols sulfatés. AeV : aérosols volcaniques. SM : sel marin. PM : poussières minérales. N : nitrates. FS : forçage solaire. SCO : suie et carbone organique. AV : activité volcanique. GES (CO₂, CH₄, N₂O, CFC). OST : ozone stratosphérique et atmosphérique. US : utilisation du sol.

Modèle	Flux d'ajustement des flux	Chimie atmosphérique interactive ?	Calottes glaciaires dynamiques ?	Processus biogéochimiques interactifs ?	Végétation dynamique
ccma_cgcm3_1	OUI	?	?	?	?
crrm_cm3	NON	OUI	NON	NON	NON
csiro_mk3_0	NON	NON	NON	NON	NON
gfdl_cm2_0	NON	NON	NON	NON	NON
giss_model_e_r	NON	NON	NON	NON	NON
inmem3_0	OUI	NON	NON	NON	NON
ipsl_cm4	NON	NON	l'épaisseur peut changer	NON	NON
miroc3_2_medres	NON	NON	NON	NON	NON
mpi_echam5	NON	NON	NON	NON	NON
mri_cgcm2_3_2a	OUI	NON	NON	NON	NON
ncar_ccsm3_0	NON	OUI	NON	NON	NON
ukmo_hadcm3	NON	OUI	NON	NON	NON

TABLE 1.2 – Flux d'ajustement et présence ou absence de dynamisme et d'interactivité de différents processus dans CMIP3.

Modèles	Centres de modélisateurs (Pays)	Références	lon x lat x niv atmosphère	Végétation dynamique ?	ESM Earth System Model	Nouveautés dans les aérosols
cnrm_cm5	Centre National de Recherches Météorologiques (France)	Voltaire <i>et al.</i> (2012)	256 x 128 x 17	NON	OUI	SU, SCO, SM, PM, AeV
Inmcm4	Institute for Numerical Mathematics (Russie)	Volodin <i>et al.</i> (2010)	180 x 120 x 17	NON	OUI	?
hadgem2_es	Met office (UK)	Jones <i>et al.</i> (2011), Collins <i>et al.</i> (2011)	192 x 144 x 17	OUI	OUI	OUI, huit types d'aérosols présents
giss_e2_r	Goddard Institute for Space Studies (USA)	Shindell <i>et al.</i> (2013)	144 x 89 x 17	NON	NON	OUI
Canesm2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (Canada)	Chylek <i>et al.</i> (2011), Gillet <i>et al.</i> (2012)	128 x 64 x 22	OUI	OUI	OUI U, PM, SM, SCO
ipsl_cm5a_lr	Institut Pierre-Simon Laplace (France)	Dufresne <i>et al.</i> (2012)	96 x 96 x 17	OUI	OUI	SCO, SM, SM, SU, AeV
csiro_mk3_6_0	CSIRO Atmospheric Research (Australie)	Rotstayn <i>et al.</i> (2010), Collier <i>et al.</i> (2011)	192 x 96 x 18	NON	NON	Schéma interactif des aérosols. SU, PM, SM, SCO. Effet indirect
mri_cgcm3	Meteorological Research Institute (Japon)	Yukimoto <i>et al.</i> (2011)	320 x 160 x 23	NON	NON	OUI + effet indirect

TABLE 1.3 – Les modèles CMIP5, noms complets, centres de recherches et informations diverses. D : effet direct. I : effet indirect. SD : effet semi-direct. SU : aérosols sulfatés. AeV : aérosols volcaniques. SM : sel marin. PM : poussières minérales; N : nitrates. FS : forçage solaire. SCO : suie et carbone organique. AV : activité volcanique. GES (CO₂, CH₄, N₂O, CFC). OST : ozone stratosphérique et atmosphérique. US : utilisation du sol.

Encadré 1. Quelques points d'amélioration CMIP5 / CMIP3 pour les huit modèles CMIP5 utilisés :

- Les améliorations liées au passage du modèle **MRI_CGCM2** (CMIP3) à **MRI_CGCM3** (CMIP5) sont multiples. De nouvelles paramétrisations physiques sont ajoutées, ainsi que des schémas pour la convection, la radiation, les nuages, la couche de mélange planétaire, l'hydrologie, un module permettant de représenter les effets des aérosols sur les nuages, un nouveau module de surface (HAL) prenant en compte une plus grande variété de types de végétation. Le modèle de la glace de mer est aussi amélioré. Le modèle **MRI-ESM1** sélectionné est basé sur le modèle **MRI_CGCM3**, mais avec une amélioration au niveau du cycle du carbone, des aérosols (prise en compte de plus de types d'aérosols), ainsi que de la chimie atmosphérique. Pour plus de détails, consulter Yukimoto *et al.* (2011).
- Les améliorations du modèle **CSIRO-MK3.6** concernent certaines paramétrisations physiques (schéma de radiation, couche de mélange planétaire, convection, nuages). La glace de mer est dynamique. La modification la plus importante est faite sur le traitement des aérosols avec la prise en compte des sulfates et des poussières minérales, du sel de mer, ainsi que la suie et le carbone organiques, les aérosols d'origine volcanique et leurs effets sur le climat, directs et indirects (Rotstayn *et al.*, 2010).
- Les paramétrisations physiques du modèle **IPSL CM5A** sont restées très proches de celles du modèle **IPSL CM4** (CMIP3), les modifications étant surtout apportées au modèle **IPSL CM5B** avec un traitement des aérosols amélioré par la prise en compte de plus d'éléments, l'ajout du cycle du carbone et des végétation et glaces de mer dynamiques (Dufresne *et al.*, 2012).
- Le modèle **canESM2** comprend un cycle du carbone et de soufre interactif, la prise en compte de toutes les espèces d'aérosols demandés dans le cadre CMIP5, l'effet des aérosols sulfatés sur les nuages (Gillet *et al.*, 2012). Ce modèle présente un modèle de végétation dynamique (CTEM) (Chylek *et al.*, 2011). C'est l'ajout du cycle du carbone et de la végétation dynamique qui marque la différence entre les deux modèles CMIP5 que sont canCM4 et canESM2.
- Dans le cadre de CMIP5, les modélisateurs du GISS ont modifié les paramétrisations physiques de leur modèle **GISS E2 R**, et ajouté l'effet indirect des aérosols et une interaction entre chimie, physique et aérosols (Shindell *et al.*, 2013). GISS E2 R est couplé au module du cycle du carbone MAGICC.
- Le modèle du Met Office (**HADGEM2-ES**) est un modèle ESM prenant en compte un cycle du carbone terrestre et océanique complexe. Le nombre d'espèces en aérosols est augmenté (passant à huit espèces) et ces aérosols sont couplés avec la chimie atmosphérique sur le continent, dans l'océan et avec les écosystèmes. Une composante (TRIFFID) permet les interactions avec le cycle du carbone, et de disposer d'une végétation dynamique (Collins *et al.*, 2011).
- **INMCM4** comprend des modifications dans la paramétrisation de la convection, de la radiation et de processus au niveau du sol et de la végétation. Le cycle du carbone et du méthane sont calculés interactivement. Contrairement à INMCM3, INMCM4 n'utilise plus de flux d'ajustements (Volodin *et al.*, 2010).
- Le modèle **CNRM CM5** embarque un nouveau schéma radiatif, une amélioration du traitement des aérosols troposphériques et stratosphériques. Une grande attention a aussi été portée sur la question de l'hydrologie du modèle (Voldoire *et al.*, 2012).

1.2.4 Le projet Cordex

Le besoin d'informations à une échelle fine des conséquences du changement climatique est au cœur des débats. Ces informations sont nécessaires pour comprendre l'impact de l'homme sur les systèmes naturels et lorsqu'il s'agit de prendre des décisions sur les différentes possibilités d'en limiter l'ampleur ou de s'adapter aux conséquences du changement climatique. Une résolution fine permet, par exemple, une étude plus précise des événements extrêmes. Le premier outil utilisé pour obtenir des projections des changements futurs sont les modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan. Ils simulent les effets d'une augmentation de GES sur une longue période de temps, mais à une résolution trop faible (100 à 250 km). Pour résoudre ce problème de résolution, des techniques de *régionalisations* peuvent être appliquées aux sorties de modèles globaux. Ces techniques sont réparties entre celles qui sont considérées comme *dynamiques* (avec utilisation par exemple de modèles de circulation régionale) ou *statistiques* (entre des prédicteurs de large échelle et des prédictants d'échelle plus fine) (Giorgi *et al.*, 2001). Le projet CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) a comme objectif la mise en commun de sorties de modèles régionaux sur douze domaines. Nous utiliserons les données disponibles pour le domaine Afrique (AFR-44). Ce projet comporte deux objectifs qui sont l'évaluation des modèles et la réalisation de projections climatiques par l'utilisation des MCGs CMIP5. Pour répondre au premier objectif, dix modèles régionaux sont utilisés avec une résolution spatiale de 50 km et sont forcés par les réanalyses ERA interim sur la période 1989-2008 (Nikulin *et al.*, 2012). Pour répondre au second objectif, les modèles régionaux sont couplés à des modèles globaux permettant une amélioration de la résolution des sorties de MCGs, pour les scénarios « historical », « rcp4.5 » et « rcp8.5 ».

Les articles des équipes participant à l'expérience CORDEX sont toujours en cours d'écriture et, ainsi, peu de sorties de modèles sont pour le moment disponibles. Sur le serveur dédié à CORDEX (<http://cordex.dmi.dk/joomla/>), nous n'avons pu obtenir qu'un seul modèle fournissant des sorties pour les scénarios « historical » et « rcp4.5 » au moment de la rédaction de ce mémoire (décembre 2012) : le modèle canRCM4 forcé par le modèle global canESM2 (un des modèles CMIP5 que nous utilisons). Le modèle canRCM4 est un modèle régional du CCCMA (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis). Il est utilisé pour désagréger les simulations historiques et futures sur trois domaines (Amérique du Nord, Arctique et Afrique) avec une résolution de 0,44° sur le domaine AFR-44 (http://www.wcrp-climate.org/wgcm/WGCM16/Flato_CCCma.pdf). L'une des critiques du projet CORDEX vient du fait que les MCRs n'ont pas toujours la même paramétrisation physique que les MCGs, ce qui ajoute de l'incertitude aux simulations obtenues. Au sein du CCCMA, un effort a été porté sur la physique des modèles : le modèle canRCM4 utilise les mêmes paramétrisations physiques que canESM2, ce qui réduit les problèmes de portabilités du MCR (http://web2.sca.uqam.ca/~wgne/CMOS/PRESENTATIONS/5940_3c6.2_john_scinocca.pdf). Une autre critique concerne le domaine considéré dans CORDEX AFRICA qui ne prend par exemple pas en compte le domaine méditerranéen qui est pourtant capable d'impacter la mousson africaine.

Nous utiliserons des données journalières de précipitations, disponibles entre 1950 et 2005 avec le scénario « historical » et entre 2006 et 2100 avec le « rcp4.5 ».

1.2.5 Réanalyses et observations

Dans ce mémoire les modifications des champs de précipitations et de la dynamique atmosphérique sont analysés. Les sorties de modèles de climat sont alors comparées à des données d'observations et de réanalyses.

1.2.5.1 Les données de précipitations

Le fichier **CRU** (Climate Research Unit) nous servira de référence pour les précipitations continentales. Celles-ci sont fournies à une résolution de $0,5^\circ$ sur la période 1901-2002 (voir Mitchell et al., 2004; Mitchell et Jones, 2005 pour plus de détails, et http://www.cru.uea.ac.uk/~timm/grid/CRU_TS_2.1.html).

Les précipitations seront aussi évaluées avec des données **GPCP** (Global Precipitation Climatology Project, version 2,2) qui fournissent des évaluations sur l'ensemble du globe et permettent, contrairement au CRU, une évaluation des pluies des modèles au-dessus des océans, les évaluations GPCP étant obtenues à partir de données satellitaires (micro-onde et infra-rouge) et de pluviomètres au sol (Adler *et al.*, 2003). La résolution du GPCP est plus grossière (grilles de $2,5^\circ$ en latitude et longitude) et ces données couvrent une période plus courte, de janvier 1979 jusqu'en décembre 2010. En complément, le fichier **CMAP** (Climate Prediction Center Merged Analysis Precipitation; Xie and Arkin, 1997; <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html> pour plus de détails) comprend des données de précipitations obtenues par cinq types différentes de mesures satellitaires. La résolution en est, comme pour GPCP, de $2,5^\circ$ en longitude et latitude, et le fichier couvre la période 1979-2009. Ce fichier est fourni par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

La figure 1.9 illustre des champs moyens de précipitations pour CRU, GPCP et CMAP interpolées sur une même résolution de $2,5^\circ$ en longitude et latitude. GPCP et CMAP présentent des données sur l'océan, ce qui n'est pas le cas du CRU. Les intensités des précipitations sont différentes, mais tous ces fichiers représentent les zones de maxima de précipitations (golfe de Guinée, mont Cameroun et plateaux éthiopiens), des valeurs décroissantes au fur et à mesure que l'on remonte vers le nord et la présence d'une saison des pluies au Sahel. Les jeux de données comportent des différences dans leur représentation spatiale (intensité) et dans la variabilité temporelle par points de grilles. Le choix du jeu de données a donc des répercussions sur les résultats obtenus (voir par exemple Fekete *et al.*, 2004) et il est donc important d'utiliser plusieurs sources d'observations.

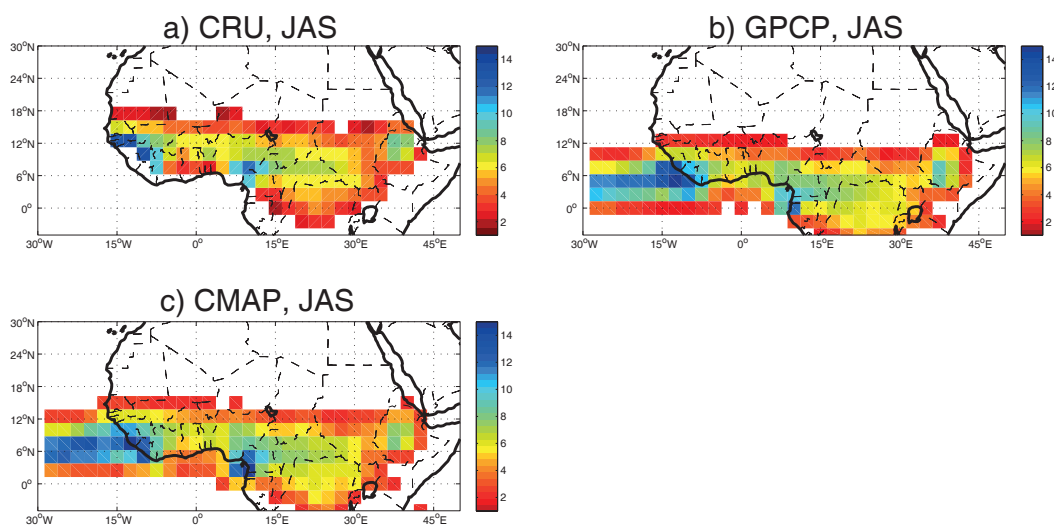


FIGURE 1.9 – Précipitations moyennes (mm.jour^{-1}) pour CRU (a), GPCP (b) et CMAP (c). Moyenne pour JAS et sur la période 1979-2002 (commune à ces trois jeux de données). Les données de précipitations moyennes inférieures à 2 mm.jour^{-1} ont été retirées.

Les données atmosphériques sur le $xx^{\text{ième}}$ siècle (20th Century Reanalysis, version 2) NOAA-CIRES seront basées sur des données de pression de surface assimilée dans un modèle atmosphérique (voir Compo *et al.*, 2006 ; Compo *et al.*, 2011 pour plus de détails, ou sur le site de la NOAA http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.20thC_ReanV2.html). Les sorties sont à une résolution de $2^\circ \times 2^\circ$ de longitude et latitude, de 1871 à 2010.

Les analyses seront faites au pas de temps mensuel, les données pentadaire de GPCP permettant une vue intrasaisonnière plus fine de la mousson africaine (chapitres 3 et 4).

1.2.5.2 Les réanalyses atmosphériques

Les réanalyses sont des sorties de simulations d'un modèle numérique de prévision du temps à courte échéance (environ six heures) à partir de données assimilées d'origines satellitaires, et *in situ* (radiosondages, etc.). L'assimilation de données, de sources et de résolutions différentes permet une certaine homogénéisation de la couverture spatiale et temporelle par rapport aux observations. Les réanalyses ont aussi une cohérence physique grâce à l'utilisation d'un modèle dynamique et un plus grand réalisme qu'une simulation pure grâce à l'utilisation de données assimilées qui limite les biais du modèle utilisé.

Nous avons utilisé deux jeux différents de réanalyses sur la période récente :

Notons que réanalyses européennes et américaines NCEP/DOE sont basées sur un principe d'assimilation similaire : les différences résident dans le choix des données d'observations et du modèle numérique utilisés.

- les données du National Centre for Environmental Prediction (**NCEP**) (R-2). Il existe deux jeux NCEP et deux versions du modèle américain. La première NCEP (R-1) contient des données sur la période 1948-2010, alors que la seconde NCEP (R-2) couvre une période plus courte, 1979-2008, mais avec un modèle et une assimilation améliorés. La seconde version du fichier NCEP est ainsi plus fiable que la première après correction de plusieurs erreurs (Kanamitsu *et al.*, 2002). Les données sont disponibles sur une grille de $2,5^\circ$ de résolution (cent quarante-quatre points de grilles en longitude et soixante-douze en latitude) sous dix-sept niveaux d'altitude. Les variables sélectionnées ici sont essentiellement la température (de l'air et à deux mètres au-dessus du sol), le vent (méridien, zonal et vertical) et l'humidité spécifique ;

- les données ERA proviennent de l'European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF). Le projet **ERA interim** a été créé pour remplacer les réanalyses atmosphériques ERA-40, certains problèmes relatifs à ces dernières ayant été identifiés, i.e. le cycle hydrologique, la qualité de la circulation stratosphérique, la cohérence spatiale du champ analysé. ERA interim corrige ainsi nombre des erreurs d'ERA-40 et, avec l'utilisation d'une meilleure résolution, une nouvelle technique d'assimilation (en quatre dimensions) ainsi que de paramètres liés aux nuages : les données sont de meilleure qualité (Uppala *et al.*, 2005). Elles seront utilisées à la résolution de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ sur une période s'étendant de 1989 à 2010.

1.3 Méthodes

1.3.1 La *garden party* – une analogie

Les méthodes utilisées sont basées sur des outils statistiques simples et connus. Nous nous intéresserons donc ici à la philosophie qui en dérive en partant de Knutti (2010) qui, dans un éditorial, donne une explication simple des problèmes pouvant se poser lorsque l'on utilise plusieurs modèles de climats.

Imaginez que vous organisiez une *garden party* et que vous voulez savoir quel temps il fera car vous aurez à installer un barnum suivant qu'il pleuvra ou non. Plusieurs choix s'offrent à vous. Vous pouvez saisir un journal dans lequel sont données des prévisions météorologiques, mais vous avez aussi la possibilité de demander à un fermier ce qu'il en pense, ou même de regarder directement le ciel (en sachant que la persistance des conditions météorologiques permet souvent de bonnes prédictions). Au final, vous avez trois informations pouvant se contredire les unes les autres. Alors, comment faire pour en tirer une information ? Là encore, plusieurs choix sont possibles. Vous pouvez privilégier le fermier ou le modèle de prévision selon vos expériences passées et selon que vous avez confiance ou non dans les prévisions météorologiques. Vous pouvez décider qu'une des informations sera prioritaire ou lui donner un poids selon l'importance que vous lui portez. Mais vous comprenez aussi intuitivement que la combinaison d'informations de sources multiples apporte une meilleure compréhension et devient une aide à la décision. Pour améliorer le nombre de données, vous pouvez ouvrir un deuxième, ainsi qu'un troisième journal pour obtenir de nouvelles prédictions météorologiques, mais vous savez parfaitement que celles-ci sont souvent basées sur les mêmes sources, le modèle de prévision de Météo France. Choisir un ensemble de modèles de prédictions du climat mènerait, quant à lui, au problème de leur consensus...

Les questions qui se posent lors de l'analyse des projections climatiques ne sont pas éloignées de celles rencontrées dans cette *garden party*. L'augmentation toujours croissante du nombre de données disponibles (diversité de modèles et des paramétrisations, processus pris en compte par chacun d'eux) pourrait mener à une compréhension croissante du système climatique, voire des modèles eux-mêmes. L'ajout de nouvelles données permet de faire des progrès, mais remet souvent en question les méthodes utilisées pour les traiter.

1.3.2 Plusieurs méthodes possibles

Une méthode d'analyse est importante et se doit de répondre à un objectif donné. Il n'existe pas de méthode ultime et la façon de procéder peut être différente selon les auteurs. Elles ont toutes en commun de passer par une sélection des modèles, suivant leur sensibilité ou la présence/absence de certains paramètres, selon que les modèles reproduisent plus ou moins bien le climat ou suivant une méthode dite du *multimodèle*. Nous résumons quelques intérêts et inconvénients au travers de cinq méthodes possibles.

La multiplicité des modèles et donc la diversité de leurs résultats est documentée dans la littérature (voir par exemple Druyan *et al.*, 2010 pour l'Afrique de l'Ouest), mais les causes de leurs divergences sont souvent moins connues.

(1) Ainsi, il peut être intéressant de sélectionner les modèles selon certaines de leurs caractéristiques et d'observer leurs différences. Par exemple, Fyfe (2006) montre les différences entre les modèles prenant en compte l'activité volcanique par rapport à ceux qui ne l'ont pas intégrée. Giannini (2010) crée des ensembles selon des projections futurs (baisse des précipitations

dans les modèles, hausse des précipitations, résultats neutres). Son étude ne se limite pas à une analyse de la sensibilité des modèles à tel ou tel paramètre, elle distingue les mécanismes menant à la divergence des résultats issus des simulations.

(2) Si, en revanche, on n'a pas comme objectif de regarder les différences entre les modèles, alors le mode de sélection sera différent. Sans a priori sur les projections futures, Haarsma *et al.* (2005) n'utilisent qu'un seul modèle (NCAR CCSM3) forcé par l'océan. Ils se servent des ensembles obtenus pour quantifier la sensibilité du modèle et des sorties futures pour projeter leurs résultats.

(3) Une comparaison entre modèles et réanalyses peut être effectuée sur une période historique, ce qui permet de conserver uniquement certains modèles ou alors d'attribuer des poids plus importants à ceux jugés le plus fiables. En se basant aussi sur les résultats d'un modèle, Cook et Vizzy (2006) procèdent différemment. Ils sélectionnent le *meilleur* modèles parmi plusieurs disponibles, en se basant sur la capacité des modèles à simuler le champ moyen des précipitations, la structure atmosphérique qui permet les pluies de mousson, ainsi que le dipôle de pluie Sahel/golfe de Guinée. Ils définissent le modèle MRI comme étant le plus à même de simuler les caractéristiques de la MAO. Au final, ce modèle ne montre pas de réelles variations des précipitations dans le futur, sa variabilité est très faible. Ces auteurs procèdent à une sélection forte (ils ne retiennent qu'un seul modèle).

(4) A contrario, d'autres auteurs comme Santer *et al.* (2009) réalisent des ensembles à partir des dix meilleurs modèles et Knutti *et al.* (2010) à partir de cinq modèles. Santer *et al.* (2009) montrent qu'une sélection de modèles n'apporte pas plus d'informations que l'utilisation d'un multimodèle. La cause des divergences et des sensibilités des modèles est en dehors du champ d'analyse de ce mémoire. Nous cherchons cependant à montrer qu'il peut y avoir un consensus malgré les indéniables divergences des GCMs.

(5) Un multimodèle (MM) permet une diminution des incertitudes liées à la représentation de l'échantillon, ou au trop petit nombre de modèles utilisés (Gillet *et al.* 2002 ; Knutti *et al.* 2010). Il assure donc une représentation plus proche de l'observation que les sorties issues d'un unique modèle comme rappelé dans presque toutes les études diagnostiques (Lambert et Boer, 2001 ; Phillips et Gleckler, 2006 ; Randall *et al.* 2007 ; Gleckler *et al.* 2008 ; Pincus *et al.* 2008 ; Reichler et Kim, 2008 ; Pierce *et al.* 2009). Le MM sert à filtrer les erreurs que font individuellement certains modèles. En fait, seuls les biais présents dans l'ensemble des modèles seront, en théorie, conservés, par exemple — et malheureusement pour la région qui nous concerne — la mauvaise simulation de la dynamique des températures de surface de la mer du golfe de Guinée. Un autre inconvénient du MM est qu'il entraîne une perte de signal puisqu'il lisse les résultats de chacun des modèles et en réduit la variabilité.

1.3.3 La double approche du multimodèle et du « one model, one vote »

Cette approche se fonde sur l'hypothèse que des modèles différents et indépendants apportent chacun une part de réalisme et qu'ainsi leurs projections peuvent *a priori* être prises en compte à valeur égale. Le « one model, one vote » va de pair avec la réalisation d'un multimodèle sans attribuer de poids différents aux modèles, ce qui permet de mesurer simplement le consensus entre les différents modèles qui le composent. Dans cette optique, on ne cherche pas à définir tel modèle ou tel autre comme le *meilleur*. En effet, sélectionner un ou quelques

meilleurs modèles présente plusieurs inconvénients qui sont illustrés par l'étude de Santer *et al.* (2009). Ces auteurs classent les modèles selon des biais dans les champs de vapeur d'eau et de TSO, sur plusieurs zones géographiques et par rapport à l'observation. Les résultats sont présentés sur la figure 1.10 (figure 4 de Santer *et al.*, 2009). Une moyenne des performances sur différentes métriques permet l'obtention d'un rang paramétrique par modèle. Les rangs non-paramétriques sont obtenus par la moyenne des différents rangs pour chaque métrique. L'encart gris indique l'intersection des dix meilleurs modèles selon le calcul par rang paramétrique et non-paramétrique. Seuls trois modèles sont constamment compris dans les dix meilleurs modèles (CGCM2.3.2, UKMO-HadGEM1 et IPSL-CM4). Quatre des cinq meilleurs modèles de la figure 1.10a ne se situent pas dans la zone d'intersection des 10 meilleurs modèles de la figure 1.10b. Les figures 1.10b et 1.10c donnent un classement des modèles très différents indiquant que le calcul de la performance des modèles, et donc des résultats, est sensible à la métrique utilisée. L'apport d'une meilleure résolution d'un modèle (pour CGCM3.1 et MIROC) apporte des résultats mitigés, avec un classement des modèles à meilleures résolutions parfois meilleur et parfois moins bon.

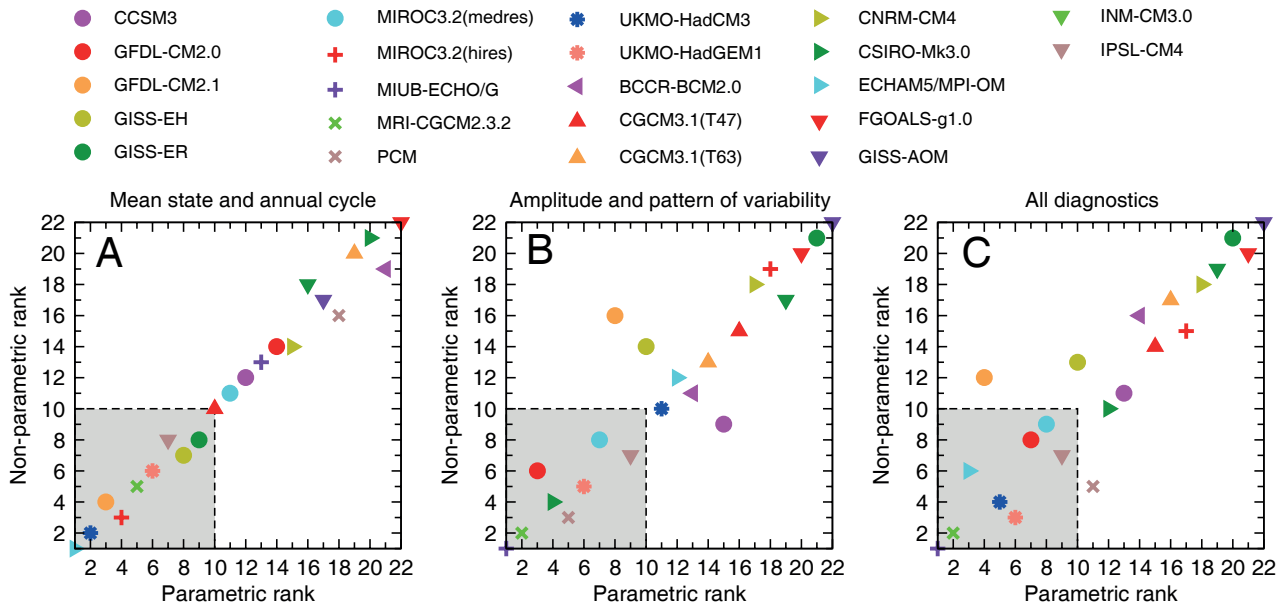


FIGURE 1.10 – Rangs paramétriques et non-paramétriques de vingt-deux modèles CMIP3. Les rangs paramétriques sont basés sur les performances moyennes des modèles à simuler le climat moyen et le cycle annuel (A), l'amplitude et la configuration spatiale des variabilités (B), et sur la combinaison de tous ces paramètres (C). Pour le rang paramétrique, sont utilisées vingt métriques de l'état moyen du climat et des cycles annuels, cinquante métriques sur la configuration spatiale des variabilités (une combinaison de soixante-dix métriques). Les rangs non-paramétriques sont obtenus par le classement des modèles de 1 à 22 pour chacun des soixante-dix métriques, les rangs individuels sont alors moyennés. Plus de précision dans Santer *et al.* (2009) et dans leur *appendice*. L'encart gris indique l'intersection des dix meilleurs modèles selon le calcul par rang paramétrique et non-paramétrique.

Les variables utilisées pour la comparaison dépendent de la problématique et le classement des modèles sera différent selon que l'on change la période d'étude, la métrique utilisée ou même l'observation elle-même. En fait, la *qualité* des modèles change selon le phénomène auquel on s'intéresse. Par ailleurs, rien ne dit que le meilleur modèle sur la période historique se révèle être aussi le meilleur dans le futur : on ne sait pas comment peuvent évoluer les biais du modèle avec une modification du forçage radiatif par exemple. Au final, ces méthodes ne sont pas évidentes à utiliser dans le cadre de projections climatiques et leur gain est faible pour les périodes historiques (Knutti *et al.*, 2010). Nous privilégierons de ce fait une approche en

multimodèles (MM), c'est-à-dire l'utilisation de plusieurs modèles pour définir les distributions par les moyennes, médianes, écarts-types. Nous nous basons sur une étude classique en MM telles que celles réalisées dans le cadre du quatrième rapport du GIEC, et nous y apportons quelques améliorations par une sélection appropriée des modèles à utiliser. Dans le cadre du GIEC, en effet, tous les modèles ont été incorporés dans un MM, ce qui pose le problème de l'indépendance des modèles et peut biaiser les résultats. Nous avons abordé ce sujet lors de la section 1.2.3.2 et proposons une réponse par l'approche du « one model, one vote ».

Dans une étude sur la projection des modèles, il est donc juste de considérer que certains modèles ne peuvent pas être estimés comme plus fiables que les autres et qu'on peut les considérer comme égaux : cette méthode suggère aussi qu'aucun modèle n'est plus réaliste qu'un autre en termes de projections climatiques et que la diversité de ce qui est proposé est un atout qu'il faut exploiter. L'approche « one model, one vote » de Santer *et al.* (2009) permet de tenir compte de cette diversité et de raisonner sans *a priori*. Elle consiste à n'attribuer aucun poids aux modèles et à ne pas choisir une sélection du *meilleur* modèle. Cette méthode peut être vue comme l'introduction de la démocratie dans les études de modèles.

Les modèles que nous utilisons n'ont pas tous la même variabilité interne et la même sensibilité ; ils ne réagissent pas non plus de la même façon au changement climatique et peuvent simuler un climat futur plus sec ou plus humide, tirant ainsi le MM à la hausse ou à la baisse. Dans le suivi de la philosophie du « one model, one vote », nous complétons notre approche par le calcul du nombre de modèles simulant une anomalie de même signe que le MM afin de prendre en compte la réponse obtenue par une majorité de modèles. Chaque trajectoire de chaque modèle est donc prise en compte et nous informe de l'état du consensus, de la distribution de la réponse des modèles à l'intérieur du MM. Des cartes d'occurrences (représentant le nombre de modèles en accord avec le signe du résultat du MM) sont ajoutées.

1.3.4 Périodes de référence (1960-1999 et 2031-2070) et calcul des anomalies

Nous sélectionnons deux périodes temporelles pour représenter le changement climatique en Afrique de l'Ouest. La première, nommée *actuelle*, décrit l'évolution du climat entre 1960 et 1999 : elle permettra d'effectuer l'analyse du climat historique et la validation des sorties de modèles par comparaison avec les observations et les réanalyses. La seconde, dite *future*, représentera le climat simulé sur un horizon moyen (2031-2070). Ce choix permet de cibler l'évolution proche, à l'échelle *humaine*. Observons un point important : la période *actuelle* décrite à partir des scénarios « 20c3m » n'est pas limitée à la sécheresse sahélienne des années 1970 et 1980 mais inclut également les années 1960 et 1990 plus humides. Il ne s'agit donc pas de comparer la période *future* avec la sécheresse des années 1970 et 1980 ou les périodes plus arrosées qui l'ont précédée et suivie parce qu'il serait très hasardeux d'attribuer les résultats obtenus aux seuls effets du changement climatique.

La quantification du changement climatique est mesurée par la différence entre les résultats issus de l'expérience *future* de laquelle l'on retire les valeurs de l'expérience présente, la significativité des différences étant assurée par un test de Student et sa robustesse par l'association de probabilités liées au pourcentage de modèles fournissant le même type de réponse. La figure 1.11 montre un exemple concret pour mieux aider à comprendre cet aspect. Le signal MM (la différence entre les périodes *future* et *actuelle*) est représenté en figure 1.11a par le signe de l'anomalie. L'occurrence de ce signal est mesurée par le nombre de modèles simulant une anomalie de même signe que le MM, composé par exemple de dix modèles. Sur cette figure, les

valeurs en bleu représentent les anomalies positives et celles en rouge les anomalies négatives. L'occurrence correspond au nombre de modèles en accord avec le signe de l'anomalie du MM au même point de grille. Ainsi, un 8 bleu (rouge) est indiqué si huit modèles simulent, comme le MM, une anomalie positive (négative). On comprend aisément qu'une valeur forte d'occurrence est associée à l'obtention d'un consensus.

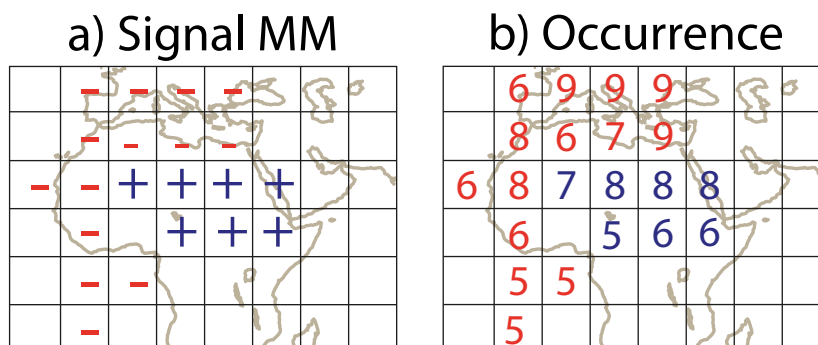


FIGURE 1.11 – (a) Signes des valeurs de la différence *future* moins *actuelle* (+ lorsque l'anomalie est positive et - lorsqu'elle est négative). (b) Nombre de modèles reproduisant le même signe d'anomalie que le MM (occurrence), avec en bleu (rouge) les anomalies positives (négatives). Signes et valeurs d'occurrence sont ici totalement fictifs et pris à titre d'exemple.

La variabilité de la pluviométrie sahélienne est naturellement liée à différents facteurs qui agissent sur une très large gamme d'échelles spatiotemporelles. À l'échelle quasi globale, on peut citer les forçages liés aux variations des températures de surfaces marine et continentale, ou encore ceux qui résultent de la circulation globale ou de modifications affectant les propriétés radiatives de l'atmosphère (types aérosols, gaz à effet de serre). Aux échelles plus fines, il y a bien sûr la variabilité synoptique et la convection. Les relations d'échelles que l'ensemble de ces facteurs entretient avec les précipitations sont impossibles à présenter *in extenso*. Elles peuvent toutefois être observées à l'échelle continentale de la circulation atmosphérique. C'est la raison pour laquelle nous présentons succinctement le système de la mousson africaine.

1.4 La mousson africaine en quelques mots

1.4.1 Les systèmes pluvioènes au sein de la mousson Africaine

À l'échelle de l'événement, les précipitations sahéliennes résultent de systèmes pluvioènes se déplaçant d'ouest en est, telles les lignes de grains, ces systèmes convectifs intenses de méso-échelle (SCM) se caractérisent par la présence simultanée de plusieurs cellules convectives et semblent liées aux ondes d'est africaines durant la période de la saison des pluies (Fink et Reiner, 2003).

On estime que 12 % du nombre total de SCM produisent 90 % des précipitations au coeur de la saison des pluies (Lebel *et al.* 2003) et les SCM très intenses, qui comprennent 3 à 4 % des événements pluvieux produisent plus de 80 % des pluies sahéliennes (Nesbitt et Zipser, 2003). Il existe ainsi plusieurs types de systèmes convectifs, les systèmes convectifs complexes de méso-échelles et les systèmes convectifs organisés. Alors que les premiers contribuent à 15 % de la couverture de nuages convectifs (Mathon et Laurent, 2001), les seconds produisent environ 90 % des pluies saisonnières (Mathon *et al.* 2002). La variabilité interannuelle des précipitations dépend ainsi de la fluctuation du nombre de systèmes convectifs organisés (Mathon *et al.* 2002).

Les systèmes convectifs de méso-échelle comprennent deux parties distinctes : une *région convective* et une *région stratiforme* qui s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres, pouvant même atteindre près de mille kilomètres (Houzé *et al.*, 1989 ; Roux *et al.*, 1984). Ces systèmes sont associés à des précipitations intenses qui peuvent excéder les 30 mm par heure sur une période de trente minutes avec des pics d'intensité variant entre 60 et 110 mm par heure. Cette phase est suivie par l'arrivée de la partie stratiforme (la traîne du système convectif) et est associée à des abats de plus faible intensité : 4 mm par heure sur une durée de deux ou trois heures (Chong *et al.*, 1987 ; Roux, 1988). Il a été montré par Chong et Hauser (1989) que 55 % à 65 % (35 % à 45 %) des cumuls associés aux lignes de grains sont dus à la *région convective* (*région stratiforme*). Elles se propagent dans la zone de mousson qui évolue au fil des saisons en fonction du déplacement méridien de la ZCIT, avec une vitesse moyenne qui se situe entre 14 et 17 m.s⁻¹ (Aspliden *et al.*, 1976).

1.4.2 Le cycle saisonnier

Nicholson et Palao (1993) ont décrit les principaux modes de variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest par Analyses en Composantes Principales (ACP). Les deux premiers modes sont très connus : la première composante principale concerne toute la région, la seconde montre un dipôle nord/sud entre le Sahel et les pays côtiers du golfe de Guinée. Ce dipôle nord-sud est primordial car il documente la migration de la mousson au cours de l'année : son cycle saisonnier.

Une vue classique du cycle saisonnier ouest-africain, couramment décrite, est celle de la migration du système de mousson vers le nord, suivant avec un léger retard la course du Soleil au cours de l'année : de 5°N en janvier (figure 1.12a) jusqu'à sa position la plus au nord vers 20°N en août (figure 1.12b), avant que son retrait forcé par le renforcement du régime d'harmattan de nord-est ne marque la fin de la saison des pluies sahéniennes. La pénétration des vents (flux de mousson de sud-ouest et harmattan de nord-est) suit la migration du front intertropical vers lequel ils convergent (ligne verte sur la figure 1.12).

En fait, ces variations ne sont pas continues dans le temps : le démarrage de la saison de mousson (ou onset) est marqué par le *saut de mousson*, un phénomène associé à la brusque remontée de 5 à 10°N de la ceinture des pluies aux alentours du 24 juin (écart-type de huit jours) (Sultan et Janicot, 2003). De plus, se produisent des phases de pauses et de reprises à l'échelle de quelques jours, qui modifient l'intensité des précipitations (Louvet *et al.*, 2003).

Lebel *et al.* (2003) distinguent deux phases : **une phase océanique** qui correspond à l'arrivée progressive de l'onset au fur et à mesure que l'on progresse en latitude à partir de l'océan Atlantique tropical, puis, après le *saut de mousson*, **une phase continentale** marquée par la hausse soudaine du nombre moyen d'événements pluvieux et expliquant 75 à 90 % des précipitations totale au Sahel. En conséquence, la différence entre les années sèches et humides n'est pas due à une modification durant la première phase, mais au nombre d'événements convectifs durant la seconde.

1.4.3 La variabilité de la pluviométrie

En complément des deux premiers modes de variabilité pluviométrique (Nicholson et Palao, 1993) évoqués ci-dessus, le troisième mode décrit un dipôle ouest-centre au Sahel, moins souvent abordé dans la littérature mais conforme aux résultats trouvés par Lebel et Ali (2009), Fontaine *et al.* (2011a) et Monerie *et al.* (2012a,b) dans le contexte du changement climatique :

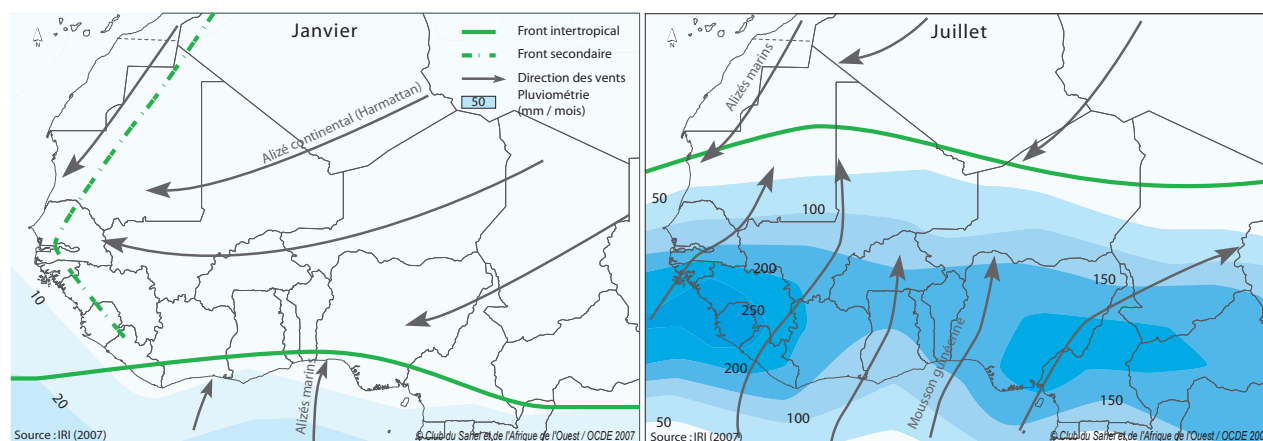


FIGURE 1.12 – Cycle de la mousson en Afrique de l'Ouest en janvier (a) et juillet (b). Les flèches représentent la direction du vent, la ligne verte continue le front intertropical (FIT). La pluviométrie est ajoutée en bleue. (source : rapport de l'IRI 2007 disponible à l'adresse <http://www.oecd.org/fr/csao/publications/47093854.pdf>).

il tend à opposer l'ouest de la région du Sénégal au golfe de Guinée, à l'est et au centre du Sahel.

Les modes de variabilité des précipitations traduisent évidemment des structures de la mousson et la variabilité des températures de surface océaniques (TSO), le principal forçage.

1.4.4 La dépression thermique saharienne (DTS)

La mousson est, en fait, largement contrôlée par le gradient méridien d'énergie statique humide et de température : c'est l'évolution de l'énergie solaire reçue qui régule les migrations de la ZCIT et les variations de certains autres centres d'action. La dépression thermique saharienne est l'un de ces centres d'actions.

La DTS est une région de forte température de surface et de faible pression ; c'est un élément clé du système de mousson ouest-africaine. Au cours de l'année, elle se déplace du sud du Darfour (novembre-mars ; figure 1.13a) jusqu'à une position située entre les reliefs de l'Atlas et du Hoggar pendant l'été boréal (juin-septembre ; figure 1.13b). Elle se renforce avant le solstice d'été et occupe sa position la plus au nord en août. Au début de la saison des pluies, elle se déplace sur l'ouest au moment de l'onset (Ramel *et al.*, 2006 ; Lavaysse *et al.*, 2009). Elle est donc associée à la dynamique de la mousson. De plus, elle peut favoriser la convection et les précipitations sur son flanc est (Parker *et al.*, 2005) et influencer, via la circulation cyclonique qu'elle génère, les vents dans les basses couches de l'atmosphère, et favoriser les entrées d'humidité par le sud et par l'ouest (Pu et Cook, 2010). Accompagnant la migration vers le sud de la mousson, elle s'affaiblit dès septembre pour se situer, en décembre, aux alentours de 5°N et 20°E (figure 1.13c).

1.4.5 La végétation

Les interactions avec les **conditions de surface** et la végétation ont été mises en avant avec l'étude fondamentale de Charney (1975) qui évoque l'existence d'une boucle de rétroaction entre la végétation et l'atmosphère impliquant le bilan radiatif aux échelles locale et régionale : un changement de couvert végétal (désertification d'origine anthropique par exemple) entraîne une modification de l'albédo du sol, donc des bilans d'énergie en surface, ce qui induit des ascendances ou subsidences forcées. La désertification peut par ailleurs modifier les courants en altitude : elle entraîne un affaiblissement du jet d'est tropical et un renforcement du jet d'est

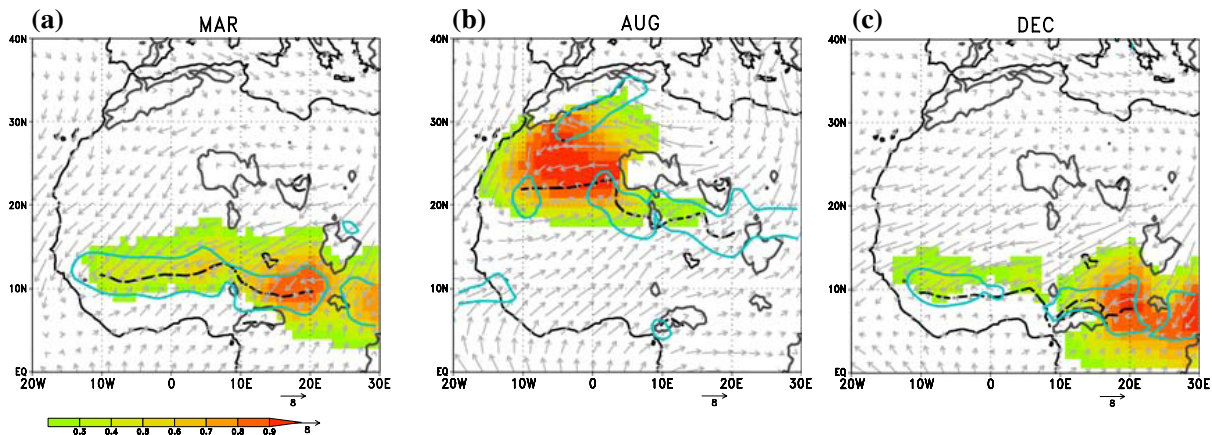


FIGURE 1.13 – Fréquence de l'occurrence moyenne et mensuelle de la présence de la DTS par points de grilles (couleur). La DTS est repérée par l'épaisseur la plus importante entre les couches de hauteur des géopotentiels 925 et 700 hPa. Le vent à 925 hPa est représenté par des vecteurs (m.s^{-1}). Les contours bleus indiquent un niveau de convergence horizontale à 8.10^{-6} s^{-1} . Les lignes noires discontinues représentent les positions du minimum de la hauteur géopotentielle à 925 hPa entre l'équateur et 28° nord (c'est une indication du FIT). Les lignes grises délimitent les reliefs sous 925 hPa (d'après Lavaysse *et al.*, 2009).

africain (Claussen 1997).

D'autres études ont montré aussi que la végétation est impliquée dans l'évolution de la pluviométrie au cours du xx^{e} siècle (Xue et Shukla, 1993 ; Zeng *et al.*, 1999 ; Wang *et al.*, 2004). La connexion entre anomalies des conditions de surface et circulation de mousson s'effectue via les gradients d'énergie entre océan et continent et sur le continent même (Zheng et Eltahir, 1998). Philippon et Fontaine (2002) ont suggéré, quant à eux, le rôle possible d'une mémoire liée à l'eau du sol à l'échelle intersaisonnière, capable d'influencer la saison des pluies d'une année sur l'autre.

1.4.6 Interactions avec la circulation

Dans les **basses couches** (au-dessous de 850 hPa) le **flux de mousson** de sud-ouest et **l'harmattan** de nord-est convergent au niveau de la ZCIT (Zone de Convergence InterTropicale) vers le Sahel (figure 1.14a [ab]). Ces flux de basse couche peuvent influencer la pluviométrie au Sahel : un flux de mousson faible est, par exemple, lié à une baisse des précipitations sahéliennes (Grist et Nicholson, 2001). La pénétration du flux de mousson sur le continent est associée à l'intensité des gradients de pression méridiens et notamment à celle de la DTS. La mousson peut atteindre 20° nord en surface à l'est de la DTS, tout en perdant en épaisseur et en humidité.

Récemment, Grodski *et al.* (2003) ont mis en évidence la présence d'un **vent d'ouest d'Afrique de l'Ouest** (WAWJ, West African Westerly Jet) depuis l'Atlantique jusqu'au Sahel (figure 1.14a [c]). Ce WAWJ qui varie indépendamment du flux de mousson de sud-ouest, apporte une partie de l'humidité au Sahel et, en été boréal, est associé à la circulation cyclonique de la DTS (Pu et Cook, 2010 ; Pu et Cook, 2012).

Les **sources d'humidité** ne sont pas uniquement originaires de l'Atlantique. Fontaine *et al.* (2003) ont montré qu'une large part de l'humidité intégrée entre 1 000 et 300 hPa arrivant sur l'Afrique de l'Ouest en JAS provient du nord et de l'est, et notamment de la Méditerranée. Par ailleurs, il existe une humidité d'origine locale par *recyclage* de l'eau : pour Gong et Eltahir

(1996), l'évaporation au-dessus de la surface contribue pour 27 % des précipitations.

En **altitude** la mousson est associée à une circulation zonale organisée autour de courants forts (les jets). On distingue :

► Le Jet d'Est Africain (**JEA**), vent de moyenne troposphère situé aux alentours de 600-700 hPa avec une vitesse avoisinant les 12 ms^{-1} (figure 1.14b [d]), qui résulte de l'existence de gradients méridiens conjoints de la température et de l'humidité entre le Sahara sec et chaud et les régions côtières plus froides et beaucoup plus humides (Cook, 1999 ; Thorncroft et Blackburn, 1999). Ce flux interagit avec les conditions de surface, la **ZCIT** et la **DTS**. Ce jet génère en effet des cisaillements de vent horizontaux et verticaux qui organisent la convection et le développement des précipitations. Cependant, aux échelles mensuelles et supérieures, un renforcement du JEA coïncide avec les périodes sèches du Sahel (Newell et Kidson, 1984) et pour Grist et Nicholson (2001) et Camberlin *et al.* (2001), une position plus au nord (sud) du JEA favorise (défavorise) la pluviométrie au Sahel. En retour, lors d'une année humide, les gradients nord-sud d'humidité du sol, d'évaporation et de températures de surface deviennent plus faibles ; le gradient de pression est réduit et entraîne, puisqu'il en est la cause principale, l'affaiblissement du JEA (Hastenrath 1990 ; Fontaine *et al.*, 1995 ; Cook 1999). Étant générées par un gradient de température et d'humidité dans les basses couches de l'atmosphère, les variations du JEA sont à la fois cause et conséquence des variations de la pluviométrie. Dans les couches moyennes et sur le bord nord du JEA, on trouve aussi une circulation anticyclonique au-dessus de l'Algérie et du Maroc qui surmonte la dépression thermique (figure 1.14b [e]). Il s'agit d'une zone de divergence qui interagit avec le JEA et ses modifications peuvent avoir des répercussions sur la dynamique atmosphérique et donc sur la mousson africaine (Drobinski *et al.*, 2009).

► Le Jet d'Est Tropical (JET) est un élément majeur de la circulation globale en haute troposphère, autour de 200 hPa (figure 1.14c [f]). Il se forme en Asie en raison de la source de chaleur d'altitude créée par la libération de chaleur latente au sein de la mousson indienne et par la présence de terres à 5 000 m d'altitude (le plateau tibétain). Ces sources de chaleur génèrent une différence de pression en altitude entre l'océan Indien et les hauts plateaux tibétains : le JET se propage ensuite vers l'ouest à une vitesse moyenne de 40 m.s^{-1} tout en s'affaiblissant vers l'ouest sur le continent africain. Il se renforce toutefois localement au-dessus des régions guinéennes via la convection, avant de se dissiper sur l'est de l'Atlantique (Koteswaram, 1958 ; Fontaine *et al.*, 1995). Un JET fort est associé à plus de précipitations (Grist et Nicholson, 2001).

Au même niveau d'altitude, notons aussi l'existence d'un courant-jet d'ouest au-dessus de l'Afrique du nord et de la Méditerranée (figure 1.14c [h] et appelé jet subtropical d'ouest [**JOST**]).

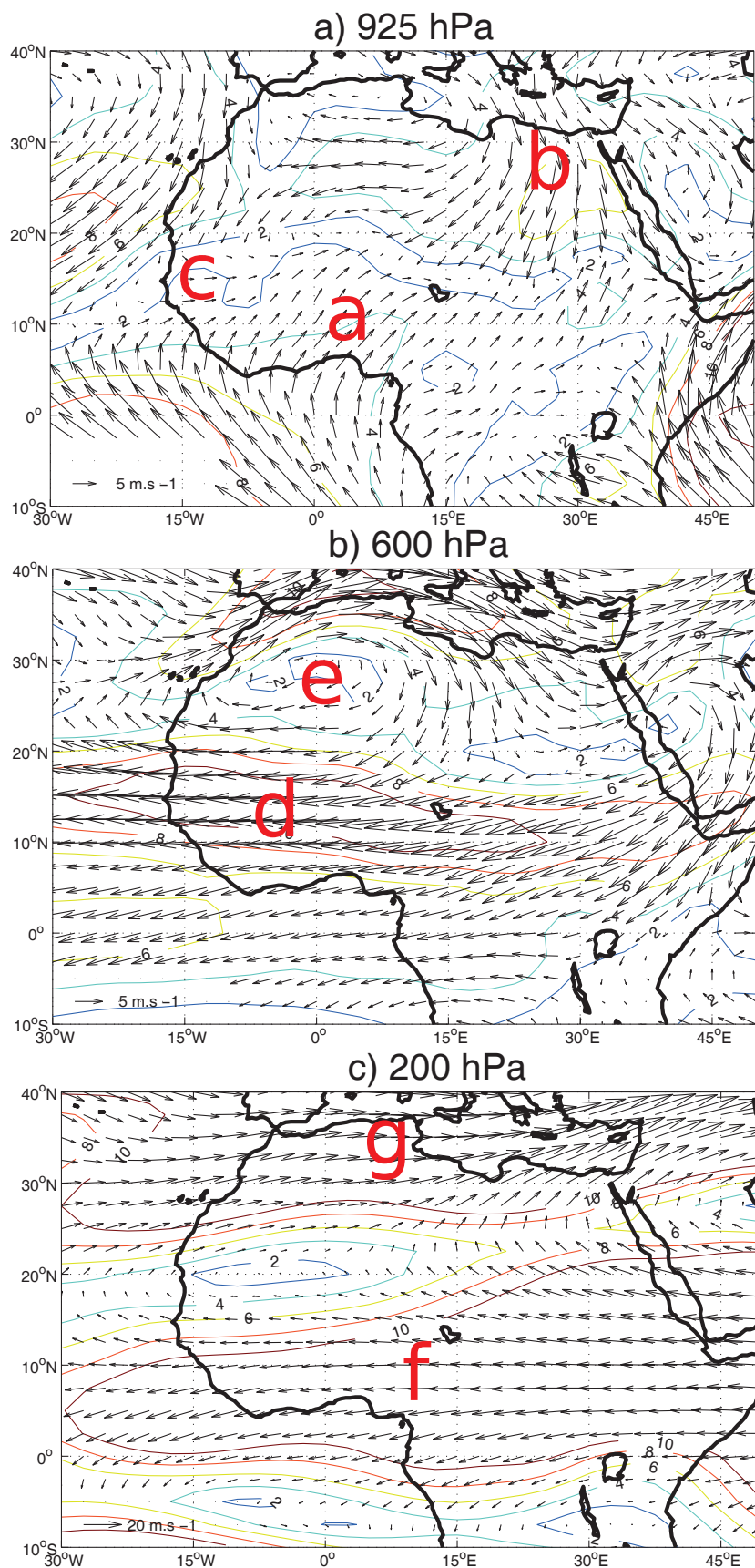


FIGURE 1.14 – Vent et force du vent (m.s^{-1}) moyen pour juillet-septembre et sur la période 1979-2008 : a) à 925 hPa, flux de mousson (a), harmattan (b), jet d'ouest d'Afrique de l'Ouest (c) ; b) à 600 hPa, jet d'est africain (d), anticyclone de moyenne altitude (e) ; c) à 200 hPa, jet d'ouest subtropical (g), jet d'est tropical (f).

Les deux jets (JOST et JET) subissent la rotation anticyclonique de grande échelle, centrée au-dessus de l'Inde où la circulation divergente est la plus forte. Le JOST varie zonalement par les différences locales des forçages géographiques de larges échelles et des sources asymétriques de chaleur (Smagorinsky, 1953). En fait, la force du jet et la position longitudinale de son maximum de vitesse sont liées à la distribution des TSO (au nord des TSO chaudes) (Inatsu *et al.*, 2000). Il est plus intense l'hiver, lorsque les gradients de température équateur/latitudes moyennes sont le plus forts (Krichak *et al.*, 1997). Pendant les mois d'été, le JOST est positionné entre 30°N et 40°N, avec une structure zonale qui s'étend de l'Europe jusqu'à l'océan Pacifique. Sa vitesse est maximale au-dessus de l'Asie, au nord de l'Inde. Le JOST peut être lié au climat sahélien par son action sur la Méditerranée, en favorisant des entrées de masses d'air froid et sec au Sahel (Roca *et al.*, 2005 ; Vizy et Cook, 2009), inhibant alors la convection (Flaounas *et al.*, 2012) et affectant la position et la force de la DTS (Chauvin *et al.*, 2010).

1.4.7 Interactions avec les océans

Les TSO constituent le forçage principal de la MAO aux échelles interannuelle, pluriannuelle et décennale. Le rôle des bassins océaniques sur la mousson africaine est rappelé brièvement :

► **océan Global** : les premières études faites par Folland *et al.* (1986) ont montré que la pluviométrie au Sahel est associée au gradient interhémisphérique des TSO, des conditions anormalement froides (chaudes) dans l'hémisphère nord (sud et océan Indien) favorisant des occurrences plus sèches (humides) sur le continent. Pour Lu et Delworth (2005), la sécheresse sahélienne est surtout due à un réchauffement global des TSO tropicales.

► **océan Atlantique** : des eaux plus chaudes que la normale dans l'Atlantique sud et le golfe de Guinée en JAS ont été associées aux périodes de sécheresse (Lamb, 1978a,b ; Hastenrath, 1984). Pour Rowell *et al.* (1995), il s'agirait plutôt de l'existence d'un dipôle d'anomalies Atlantique sud / Atlantique nord. Aux échelles plus larges, il faut considérer aussi l'AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) : c'est une structure de variabilité d'échelle large connectée à la circulation thermohaline (Knight *et al.*, 2005) dont la phase positive est associée à des TSO plus chaudes (froides) que la moyenne au-dessus de l'océan Atlantique nord (sud). Ainsi, la ZCIT est située plus au nord et les précipitations sahéliennes sont plus intenses lors d'une phase positive de l'AMO (Knight *et al.*, 2006 ; Zhang et Delworth, 2006 ; Ting *et al.*, 2009). Pour Mohino *et al.* (2011) une grande part de la sécheresse sahélienne qui perdura dans les années 1970 et 1980 s'expliquerait par la phase négative (froide) de l'AMO à la même période.

► **océan Pacifique** : Rowell *et al.* (1995) ont montré que l'ENSO avait un faible effet sur les précipitations sahéliennes. Semazzi *et al.* (1988), Rowell *et al.* (1992) et Janicot *et al.* (1996) trouvent eux aussi un lien entre ENSO et Sahel, notamment après les années 1970. Toutefois, Camberlin *et al.* (2001) n'indiquent aucun lien fort ou systématique entre ENSO et mousson africaine, et montrent que le signal dans le Pacifique est parfois faible lorsque la mousson est la plus active. Plus récemment, Joly et Voldoire (2009) ont décrit la téléconnexion ENSO/Sahel au long du cycle annuel à l'aide de données d'observations et de modèles de climats CMIP3, et montré la difficulté des modèles à reproduire ces téléconnexions en termes de force et de calendrier.

► **océan Indien** : le réchauffement de l'océan Indien combiné à celui de l'Atlantique a été évoqué pour expliquer la baisse des précipitations au Sahel des années 1960-1980 (Bader et Latif, 2003) : ces anomalies positives auraient formé un anneau chaud de TSO autour de l'Afrique, affaiblissant le contraste de température Terre-Océan nécessaire à l'établissement de

la mousson (Giannini *et al.*, 2003). Dans le même esprit, Hagos et Cook (2008) suggèrent que le passage de la sécheresse à la reprise des pluies au centre du Sahel depuis les années 1990 pourrait être dû au réchauffement de l'Atlantique par rapport à l'océan Indien : la zone d'anomalies de subsidence se serait ainsi déplacée du centre jusqu'à l'ouest du Sahel.

► **mer Méditerranée** : l'étude de Rowell (2003) sert aujourd'hui de référence quant au lien entre réchauffement de la Méditerranée et pluies au Sahel. L'humidité atmosphérique issue de la Méditerranée, transportée dans les basses couches, favorise la hausse des précipitations sahéniennes. En particulier, le réchauffement de la Méditerranée semble aussi maintenir une certaine humidification du Sahel central en fin de saison des pluies, avant le retrait de la mousson (Fontaine *et al.*, 2011c; Gaetani *et al.*, 2010).

Notons enfin que ces téléconnexions ne sont pas continues dans le temps : elles varient selon les périodes considérées. Janicot *et al.* (2001) qui ont étudié l'évolution des corrélations entre pluies et TSO globale sur deux fenêtres temporelles (1954-1973 et 1970-1989), montrent que durant la première période, les bassins Indien et Atlantique sud ont dominé les relations statistiques alors que, par la suite, c'est avec le Pacifique qu'on obtient les meilleures corrélations. Il est certain aussi que la hausse des températures observées actuellement ou modélisées dans les projections climatiques devrait faire varier l'intensité des différents forçages.

1.5 Mousson et changement climatique

Dans les régions équatoriales et tropicales, les températures de surface (continentales et océaniques) sont les forçages principaux de la dynamique atmosphérique qui conditionne le climat. Ceci est encore plus vrai en région de mousson puisque ce type de circulation inter-tropicale résulte en grande partie des contrastes thermiques et des différentiels d'inertie entre continents et océans. Toutefois, dans le contexte du changement climatique, l'évolution future des relations entre conditions de surface et précipitations moyennes au Sahel est encore mal comprise en raison des nombreux mécanismes impliqués. Nous traitons maintenant, en deux parties séparées, ceux qui sont directement liés au forçage radiatif des surfaces continentales et ceux en lien avec les TSO.

1.5.1 Forçage continentaux

Les systèmes de mousson, d'Afrique de l'Ouest, d'Asie ou d'Amérique centrale, sont d'abord liés au différentiel de température entre un continent et un océan adjacent. Or, toute augmentation de concentration en dioxyde de carbone dans l'atmosphère a comme effet un réchauffement des surfaces et des basses couches atmosphériques. L'inertie plus faible des continents entraînera donc une hausse plus rapide de la température des continents que des océans en été, donc une hausse du gradient océan/continent et de l'intensité de la circulation de mousson. Schewe *et al.* (2011) ont retrouvé l'intensification globale de la mousson, ceci en considérant plusieurs scénarios d'évolution du climat du GIEC.

Haarsma *et al.* (2005) se basent aussi sur ce gradient de température entre le Sahara et le golfe de Guinée. Une hausse de la température continentale, par rapport à l'océan, permet une intensification des précipitations au Sahel. Ce gradient devrait se renforcer dans le futur, ce qui est confirmé par l'utilisation de soixante-deux ensembles du modèle CCM3 du National Centre for Atmospheric Research (NCAR). Entre 1950-1980 et 2050-2080, ces auteurs obtiennent une hausse de la température sur le nord de l'Afrique (figure 1.15a), accompagnée d'une baisse de

la pression sur le Sahara et une augmentation de 25 à 50 % des précipitations entre juillet et septembre (figure 1.15b).

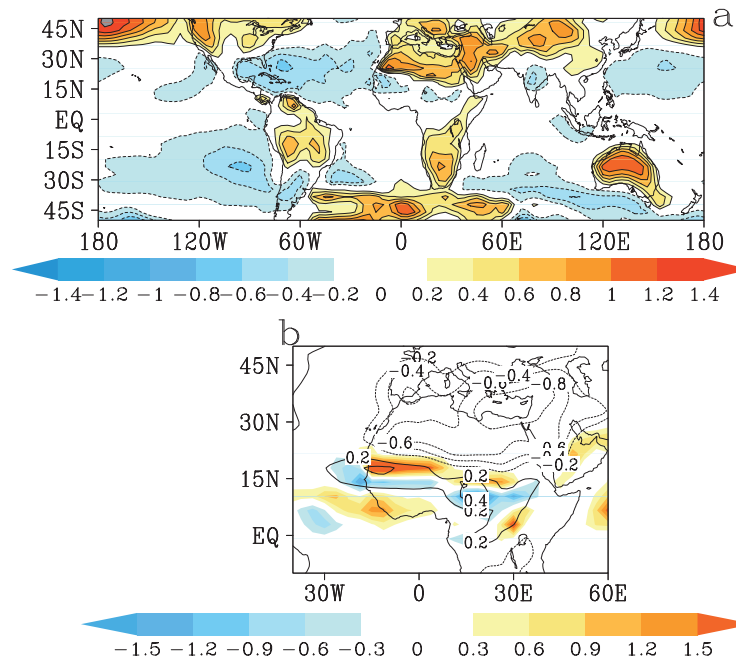


FIGURE 1.15 – a) Différences de température de surface. La moyenne globale entre 50° sud et 50° nord est retirée à la température de surface. b) Différences de précipitations (mm.jour⁻¹; couleurs) et de pression au niveau de la mer (hPa; contours). Les différences sont calculées pour JAS entre les périodes 2050-2080 et 1950-1980 (tirée de la figure 4 de Haarsma *et al.*, 2005).

Ce type de mécanisme a été détaillé par Maynard *et al.* (2002) qui, avec le modèle ARPEGE de Météo-France, montrent que l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre a des répercussions sur la mousson. L'intensification du gradient méridien conduit à une intensification de la mousson ouest-africaine : la convergence des flux d'humidité sur le Sahel se renforce (figure 1.16a) et entraîne une hausse de la pluviométrie (figure 1.16b). Comme nous pouvons le voir en figure 1.16, la DTS est renforcée et favorise l'augmentation des entrées d'humidité depuis le sud et l'ouest. Tout le système de mousson se déplace vers le nord, le flux de mousson est renforcé et le JEA est affaibli et situé plus au nord. Kamga *et al.* (2005) obtiennent le même résultat à partir de simulations du modèle CSM (Climate System Model) du NCAR sur la période 1980-2098 et entre juin et août, avec plusieurs scénarios d'émissions (A1, A2 et B2). Leurs résultats montrent un Sahel plus humide, en lien avec une intensification de la mousson due à un fort réchauffement du Sahara. Caminade *et al.* (2006) constatent également une hausse des précipitations en 2070-2100 par rapport à la période 1961-2000 avec le modèle ARPEGE-IFS de Météo-France et les scénarios A2 et B2. En plus des éléments déjà abordés, ils montrent une intensification du JET dans le futur, ce qui pourrait favoriser la mise en place des précipitations. Plus récemment, Skinner *et al.* (2012) indiquent un surplus de précipitations au Sahel à la fin du ^{xxi}e siècle, en lien avec un renforcement de la DTS avec le modèle CCSM3 (NCAR) sous le scénario A1B.

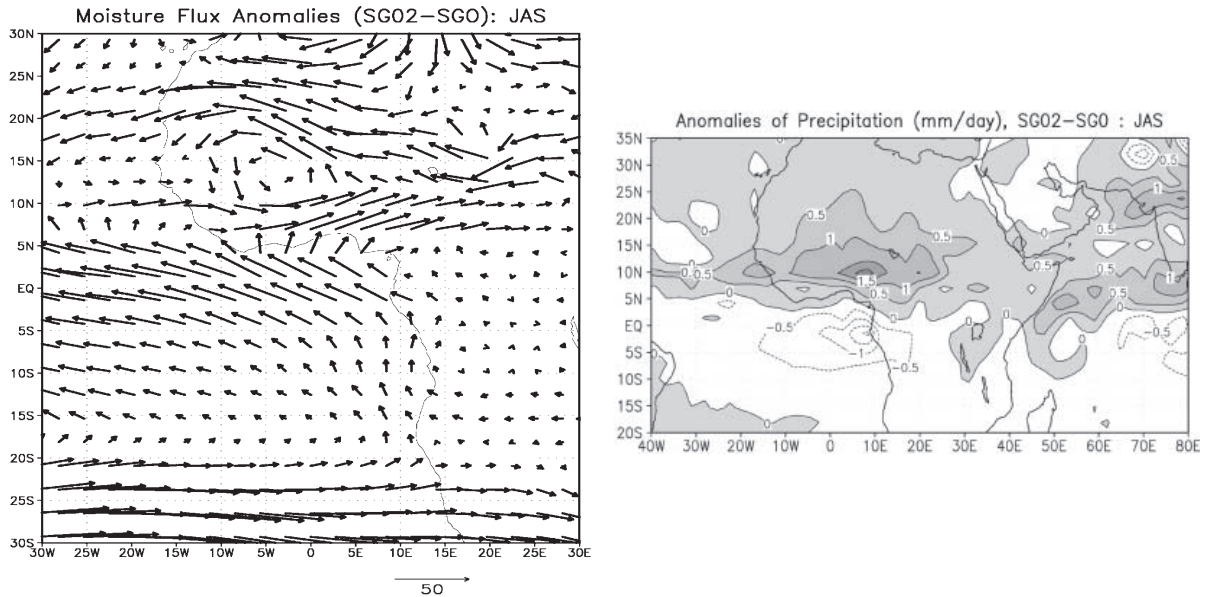


FIGURE 1.16 – a) Anomalie de flux d’humidité ($\text{kgm}^{-1} \text{s}^{-1}$) et b) anomalies de précipitations (mm.jour^{-1}) entre la période 2070-2099 (SG02; et une concentration en CO_2 moyenne de 577 ppmv) et 1980-2009 (SG0) (tirée des figures 13 et 14 de Maynard *et al.*, 2002).

Dans le même ordre d’idée, Patricola et Cook (2010, 2011) ont couplé un modèle régional (WRF, Weather Research and Forecasting) avec neuf modèles globaux sous le scénario A2. Les modèles globaux et régionaux projettent à la fin du xxi^e siècle une hausse des précipitations entre juillet et septembre associée à une baisse de la pluviométrie le long du golfe de Guinée, donc une structure dipolaire d’anomalies par rapport à l’Actuel. Les conditions plus humides au Sahel sont associées à un renforcement des apports d’humidité par le WAWJ. Vizy *et al.* (2013) ont utilisé des projections sous scénario RCP8.5 à la moitié et à la fin du xxi^e siècle avec cinq modèles globaux CMIP5 et un modèle régional (CTL). Une fois encore, ils ciblent comme premier facteur le réchauffement du Sahara qui, avec une dépression thermique plus forte, favoriserait une augmentation des entrées d’humidité depuis l’ouest via le transport effectué par le WAWJ. Pour ces auteurs, le flux de mousson en lui-même ne serait pas modifié, mais un processus local directement lié à la DTS serait, dans le futur, en mesure de permettre une humidification du Sahel.

1.5.2 Forçages océaniques

Pour Hoerling *et al.* (2006), une grande part de la variabilité des précipitations sahélienne serait due à la différence de température entre l’Atlantique nord et l’Atlantique sud. Ces auteurs se basent sur la relation statistique entre TSO et précipitations sahéliennes définie sur la période 1950-1999, en faisant l’hypothèse que les relations et les mécanismes dans le futur seront analogues à ceux observés dans l’Actuel. Pour ce faire, ils utilisent dix-huit modèles CMIP3 sous scénario A1B et réalisent une projection sur la première moitié du xxi^e siècle. Ils montrent que, dans le cadre du changement climatique, ce gradient favoriserait le développement de précipitations au Sahel (figure 1.17).

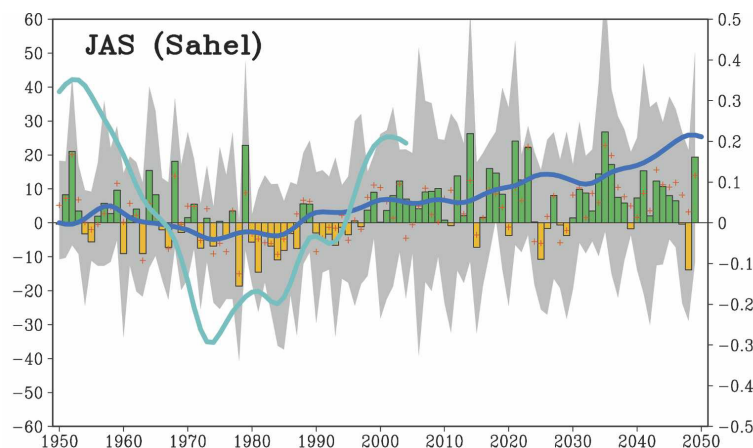


FIGURE 1.17 – Anomalies de précipitations (mm.jour^{-1}) au Sahel entre 1950 et 2049 pour dix-huit modèles CMIP3. Les croix rouges représentent les valeurs médianes de l'ensemble des dix-huit modèles. La courbe bleu foncé (clair) montre les différences de TSO Atlantique nord moins Atlantique sud projetées (observées). La climatologie de référence est 1950-1999 (figure 10 d'Hoerling *et al.*, 2006).

En revanche, Cook et Vizy (2006) ont sélectionné, selon plusieurs critères, le meilleur modèle CMIP3 de mousson africaine — celui du Japanese Meteorological Institute. Ce modèle produit une augmentation de l'occurrence du dipôle Sahel sec/côte de Guinée humide dans la seconde moitié du xxi^{e} siècle. Ce modèle prédit un climat plus sec, en relation avec le réchauffement simulé des TSO du golfe de Guinée. Ces auteurs arrivent à la conclusion inverse des précédents : les sécheresses deviendraient plus fréquentes. De même pour Giannini *et al.* (2008) ou Herceg *et al.* (2007), le réchauffement des TSO de l'océan Indo-Pacifique pourrait entraîner une augmentation de la température de la troposphère dans toute la bande tropicale, amenant des conditions plus stables au-dessus de l'Afrique, donc plutôt une réduction des pluies. Held *et al.* (2005) utilisent, quant à eux, vingt modèles CMIP3 et n'obtiennent pas de consensus sur l'évolution des précipitations futures au Sahel. Pour eux, le modèle le plus crédible est celui qui sait reproduire la sécheresse passée, les modèles GFDL-CM2.0 et GGFL-CM2.1 du Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. Ces modèles projettent une baisse des pluies d'environ 25 % à la fin du xxi^{e} siècle qui serait liée à un réchauffement uniforme des TSO (figure 1.18).

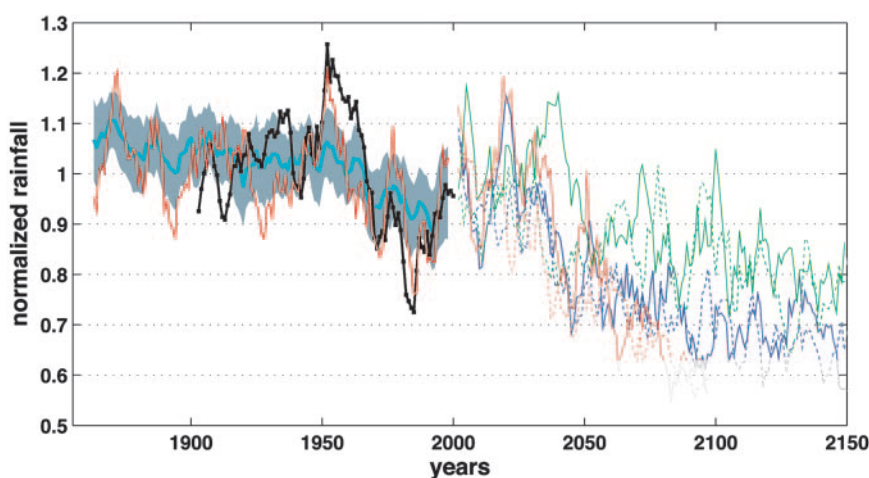


FIGURE 1.18 – Moyenne mobile sur cinq ans (JAS) pour les pluies sahéliennes (CRU) normalisées par leur valeur moyenne entre 1901 et 2000 (ligne noire). La ligne bleue épaisse représente l'ensemble CM2 moyen normalisé. La réalisation historique qui se rapproche le plus de l'observation est symbolisée par une ligne rouge épaisse. Les scénarios futurs utilisés sont : B1 (vert), A1B (bleu) et A2 (rouge). Il y a deux lignes pour chaque scénario, une pour CM2.0 et une pour CM2.1 (figure 1 de Held *et al.*, 2005).

De leur côté, Biasutti et Sobel (2009) ont étudié la modification du calendrier de la mousson sur l'Afrique en lien avec le changement climatique. Pour ces auteurs, la dynamique de mousson est directement liée à l'évolution des TSO, le changement climatique ayant pour effet de modifier leur cycle saisonnier. Puisque les océans prennent plus de temps que les surfaces continentales pour se réchauffer, un décalage entre réchauffement des surfaces continentales et océaniques serait observé. Les eaux seront chaudes plus longtemps à la fin de l'été boréal, ce qui pourrait décaler la mousson (figure 1.19), avec comme conséquence une hausse des pluies de mousson en octobre et un retard dans les dates de fin de la saison des pluies.

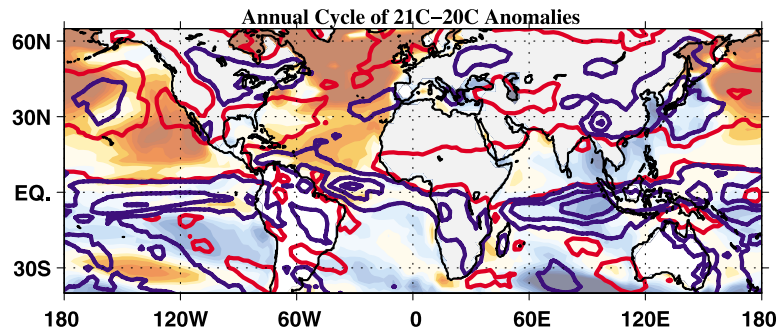


FIGURE 1.19 – Différences novembre/mai (octobre/mai) de TSO (précipitations) entre le xxi^e et le xx^e siècle. TSO (intervalle de 0,05 et 0,05°C) et précipitations en mm.jour⁻¹. Les couleurs chaudes (froides) et les lignes rouges (bleues) indiquent des valeurs positives (négatives) (figure 3 de Biasutti et Sobel, 2009).

La plupart de ces articles se fondent sur les relations reconnues entre TSO et pluviométrie au Sahel, mais il faut bien garder à l'esprit que, comme le rappellent Biasutti *et al.* (2008), plusieurs mécanismes sont en jeu. En d'autres termes, l'évolution future des précipitations ne peut pas être comprise par une simple projection des relations linéaires entre TSO et précipitations. Il est aussi intéressant de noter que les articles qui privilégient le forçage continental régional (réchauffement du Sahara) prévoient une hausse des précipitations, alors que ceux qui ciblent le forçage océanique à plus grande échelle arrivent souvent (à l'exception d'Hoerling *et al.*, 2006) à un affaiblissement de la mousson ouest-africaine. Cette divergence a été partiellement résolue par Giannini (2010) qui montre la coexistence de deux mécanismes distincts d'effets opposés. Dans le premier cas, les modèles sensibles à l'augmentation des températures continentales produisent une convergence des flux plus intense et une hausse de l'évaporation, une plus grande instabilité verticale et une intensification des précipitations. Dans le second, le réchauffement global des océans aboutit à une augmentation de l'énergie statique humide dans les hautes couches de l'atmosphère, entraînant une plus grande stabilité verticale globale. La convection profonde diminue alors au-dessus des surfaces continentales par manque d'humidité concentrée au-dessus des surfaces océaniques évaporatoires et les précipitations sahéniennes se réduisent.

1.6 Peut-on tirer un signal cohérent des modèles de climat ? Le dipôle centre-ouest.

Au final, nous constatons que les modèles divergent en termes de projection des précipitations dans le futur. Il est ainsi difficile de conclure à une hausse ou à une baisse générale des précipitations (Randall *et al.*, 2007; Caminade et Terray, 2010). Toutefois, la figure 2 de l'introduction (figure 10.12 du chapitre 10 de l'AR4; Meehl *et al.*, 2007) indique la présence d'un dipôle zonal, avec hausse des précipitations sur l'ouest de l'Afrique et baisse concomitante sur le centre du Sahel, mais ce résultat reste non significatif puisque non vérifié par au moins

80 % des modèles (points noirs). Au contraire, les modèles convergent sur d'autres zones, telles que la Méditerranée, considérée alors comme un *hot spot*.

Cela ne signifie pas qu'une étude du climat futur en Afrique de l'Ouest avec les modèles de climat soit une aventure vaine, bien au contraire. La divergence observée dans les projections des modèles a, en effet, été souvent surestimée, car seuls quelques modèles donnent des résultats *extrêmes*, simulant ou une forte hausse ou une forte baisse des précipitations à venir (Cook, 2008). De plus, nous avons montré dans la section 1.3 que le traitement des données entrepris dans le cadre de l'AR4 a pu présenter quelques biais, notamment en raison des modèles utilisés.

En 2010, un rapport du Met Office Hadley Centre, révisé par Ben Booth, Dave Rowell et Wilfran Moufouna-Okia (<http://www.oecd.org/fr/csao/publications/47093854.pdf>) a détaillé les prévisions pour le futur à partir du modèle du Met Office Hadley Centre. Les auteurs obtiennent un résultat contrasté dans le plan zonal, avec une baisse des précipitations à l'ouest du Sahel et une hausse sur le centre (figure 1.20). À l'est de 20°E, toutefois, le message est jugé peu fiable. Il est intéressant de noter que les auteurs concluent ce rapport en définissant **trois hot spots** sahéliens : à l'extrême ouest, un *hot spot* oriental et un troisième à l'est de 20°E. L'utilisation des termes de *hot spot* par ces auteurs montrent l'importance à la fois de l'impact du changement climatique sur le Sahel et de l'intérêt d'étudier le Sahel selon plusieurs zones géographiques.

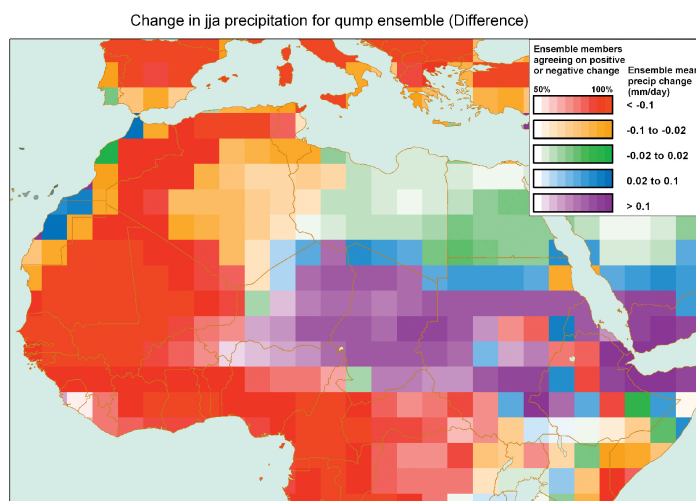


FIGURE 1.20 – Différences (mm.jour^{-1}) des précipitations (JJA) entre 2020-2049 et 1960-1999 pour l'ensemble du Met Office Hadley Centre. La couleur indique la force du signal, alors que l'intensité de couleur indique la cohérence entre tous les modèles. On constate d'importantes différences pour le centre et l'est du Sahel, où l'ensemble du Met Office semble prévoir une forte hausse des précipitations (figure 9 du rapport du Met Office, Booth *et al.*, 2010).

En utilisant une approche par multimodèle fondée sur douze modèles CMIP3, ainsi qu'une métrique de type « one model, one vote », Fontaine *et al.* (2011a) précisent, quant à eux, qu'un résultat cohérent peut être trouvé à condition de ne pas considérer la bande sahélienne comme une seule entité homogène mais, au contraire, d'analyser les résultats à l'échelle régionale. Une structure dipolaire zonale apparaît alors, avec une augmentation (diminution) des pluies sur le centre (l'ouest) du Sahel (figure 1.21a). Ces anomalies sont robustes et cohérentes à l'intérieur du jeu de données utilisées (figure 1.21b), ce qui va dans le sens du rapport du Met Office tout en généralisant les résultats puisque ceux-ci dérivent de plusieurs modèles CMIP3. Ainsi, le dipôle zonal pourrait ne pas être dû aux biais des modèles et il y a lieu de reconsidérer un peu certaines conclusions générales faites à propos du changement climatique au Sahel.

Il est intéressant de noter que ce type de résultat a aussi été signalé dans l'observation, notamment par Lebel et Ali (2009) qui montrent que les conditions sèches perdurent aujourd'hui sur une partie de l'ouest du Sahel alors qu'il y aurait une tendance à la reprise des précipitations au centre du Sahel.

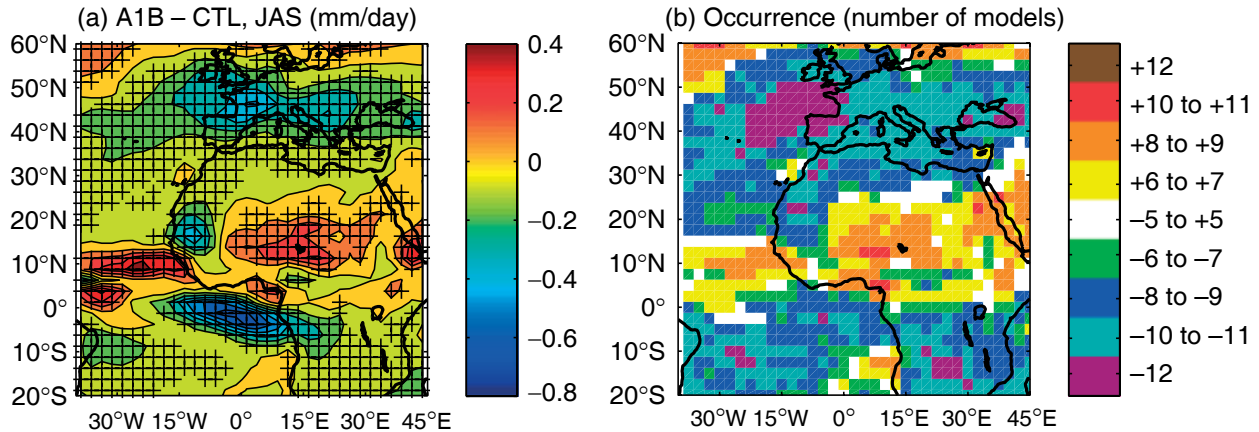


FIGURE 1.21 – a) Différences des précipitations moyennes (mm.jour^{-1}) pour JAS et entre les périodes 2031-2070 (A1B) et 1960-1999 (20c3m). b) Occurrence des anomalies, la valeur affichée correspond au nombre de modèles simulant une anomalie de même signe que le multimodèle. Pour a) les croix sont ajoutées lorsque les différences sont significatives avec un test de Student à $p=0,05$ (figure adaptée de la figure 1 de Fontaine *et al.*, 2011a).

Pour ces auteurs, la hausse des précipitations au centre du Sahel serait due à l'accentuation des gradients méridiens de température vu le réchauffement privilégié du Sahara dans le cadre du changement climatique. Le dipôle centre/ouest n'est en revanche pas expliqué par ce seul gradient. La question de l'évolution future des pluies au Sahel reste donc une question ouverte. L'article de Fontaine *et al.* (2011a) sert de point de départ à ce travail : nous en reprenons les modèles (dans un premier temps) et la méthode utilisée (approche multimodèles avec une métrique « one model, one vote »). Le chapitre suivant propose cependant une étude plus approfondie des résultats obtenus par ces auteurs avec les modèles CMIP3 dans le sens où nous regarderons en particulier les modifications induites dans les champs atmosphériques, puisque ce sont elles qui autorisent, ou non, la mise en place d'un tel dipôle.

Chapitre 2

Évolution future de la MAO selon les modèles CMIP3

L'OBJECTIF DE CE CHAPITRE est d'analyser le changement climatique en Afrique de l'Ouest à partir des modèles couplés océan-atmosphère CMIP3. Dans un premier temps, une introduction rappelle ce qui a déjà été fait dans ce domaine, avant de présenter les principaux résultats publiés dans un article récent. Enfin, nous verrons les perspectives que celui-ci a suscitées et nous présenterons les quelques résultats additionnels qui en découlent. Pour finir, une synthèse permettra de récapituler et de mettre en évidence les points clefs de ce chapitre.

2.1 Introduction

Les MCGAOs sont des outils indispensables pour l'étude du climat futur. Leur nombre toujours croissant et leur diversité permettent de mieux appréhender les incertitudes en fournissant un nombre élevé de représentations de l'évolution du climat.

Les disparités entre les modèles résultent des multiples options et choix faits par les équipes de modélisation au sujet, par exemple, des paramétrisations physiques et des résolutions spatiales utilisées. Les représentations du climat moyen divergent donc d'un modèle à un autre, et parmi les variables produites, les précipitations doivent être considérées comme étant fortement modèle-dépendantes. Par exemple, la figure 2.1 fournit les précipitations moyennes (pour la période JAS et de 1960 à 1999) obtenues par chacun des modèles CMIP3 utilisés. Il apparaît nettement que si certains modèles reproduisent bien les zones de maxima de pluies en Afrique de l'Ouest (CCCMA, GFDL, GISS, MIROC, MRI), d'autres au contraire situent la ceinture des pluies bien trop au sud pour l'été boréal, sur le golfe de Guinée (IPSL, INMCM, CSIRO, MPI, NCAR, UKMO). Les champs de pluies dépendent donc étroitement des choix faits par les modélisateurs. Il en est évidemment de même pour les projections dans le futur. En d'autres termes, les modèles, loin de pouvoir représenter la réalité du climat observé, ne nous donnent qu'une image biaisée de celui-ci, et toute projection future doit donc être considérée comme une trajectoire possible que pourrait suivre le climat dans les temps à venir.

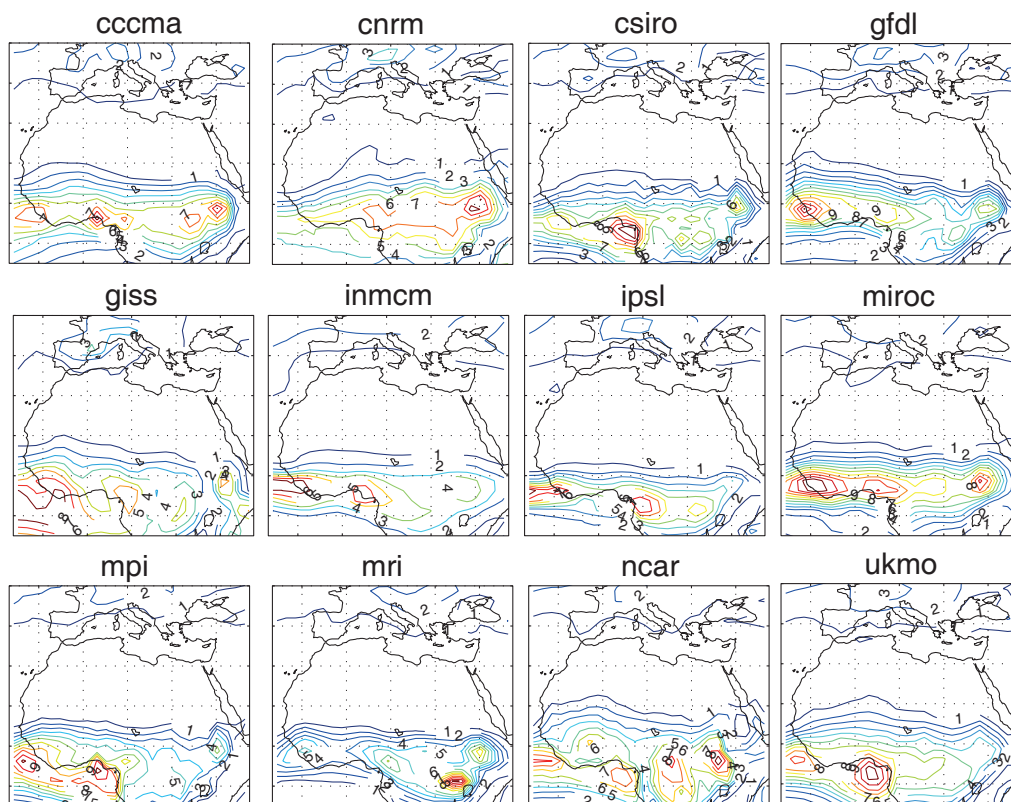


FIGURE 2.1 – Précipitations moyennes (en mm.jour⁻¹) pour la période JAS (1960-1999) pour les douze modèles CMIP3. Les précipitations sont modèle-dépendantes. Les noms complets de ces modèles sont donnés au chapitre 1 (section 1.2).

De nombreux travaux ont été publiés sur la question de l'évolution des précipitations dans la zone sahélienne à partir des sorties issues de différents MCGAOs. Les résultats obtenus divergent. Ces études ont été synthétisées dans le chapitre 1 (section 1.5) et arrivent à la conclusion qu'un consensus semble difficile à trouver. Cet aspect est très bien illustré par la figure 2.2 de Joly *et al.* (2007) qui montre les prévisions en termes de précipitations au Sahel jusqu'à la fin du xxi^e siècle avec le scénario d'émission B2. Certains modèles peuvent être classés comme extrêmes (le modèle GFDL prévoit une forte sécheresse et, au contraire, le modèle MIROC table sur des conditions beaucoup plus humides). Les autres ne montrent pas de changement ou, du moins, pas d'évolution significative.

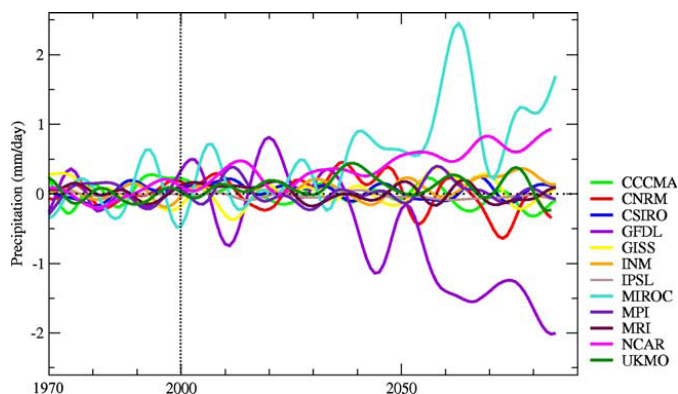


FIGURE 2.2 – Signal de basse fréquence extrait par filtre digital (cut-off de dix ans) sur un indice des pluies sahéliennes (JJAS), pour le scénario SRES-A1 et douze modèles couplés IPCC4 sélectionnés. Les anomalies sont montrées par rapport à la climatologie 1971-2000 des modèles. Issu de la figure 2 de Joly *et al.* (2007).

2.2 Article 1. Mid-century effects of Climate Change on African monsoon dynamics using the A1B emission scenario

2.2.1 Résumé

Cet article a comme objectif d’approfondir les résultats obtenus dans l’article de Fontaine *et al.* (2011a) en présentant des aspects supplémentaires, tels que les modifications de la dynamique de l’atmosphère, dans les cellules méridiennes et zonales, et des flux de mousson et de vent à différentes altitudes. Les données de douze modèles sont utilisées et interpolées sur une même grille de 2,5° sur 2,5°. L’analyse effectuée se base donc sur l’utilisation d’un multimodèle, complétée par l’approche « one model, one vote » de Santer *et al.* (2009) donnant le même poids à chacun des modèles. Deux périodes sont définies, la première de l’année 1960 à l’année 1999 documente le climat *actuel* avec les simulations du xx^e siècle (intégrations 20c3m). La seconde, entre les années 2031 et 2070, représente quant à elle le climat *futur* sous scénario A1B. Le changement climatique est défini par les différences calculées entre les simulations de la période *future* moins les simulations de la période *actuelle*. Il est aussi associé à une probabilité d’occurrence.

Les résultats montrent :

- ne structure spatiale des anomalies de pluie qui perdure dans le temps, jusqu’à la fin du xxie siècle ;
- un nombre accru de modèles simulant une hausse (diminution) des pluies sur le centre (ouest) du Sahel dans la période *future* par rapport à la période *actuelle* ;
- un renforcement de la mousson, cohérent avec la hausse des pluies observée sur le centre du Sahel. Les alizés océaniques, ainsi que l’harmattan, apportent le surplus d’humidité depuis l’Atlantique et la Méditerranée ;
- une remontée de la ZCIT sur le centre du Sahel en lien avec une modification de la circulation méridienne associée à la cellule de Hadley et, au contraire, une position plus au sud de celle-ci sur la partie ouest du Sahel. Des modifications dans les circulations zonales de type Walker peuvent également intervenir, en lien avec la relation existant entre les TSM de l’Atlantique tropical nord et les pluies au Sahel ouest ;
- une évolution saisonnière de la ceinture des pluies différente selon les longitudes localisée plus au sud (nord) sur l’ouest (le centre) de mai à août (juillet à novembre). La modification de la position de la ceinture de pluie sur le centre du Sahel peut cependant être due à une forte augmentation des précipitations sur l’Afrique de l’Est à partir du mois de septembre.

2.2.2 L’article

Mid-century effects of Climate Change on African monsoon dynamics using the A1B emission scenario

Paul-Arthur Monerie,* Pascal Roucou and Bernard Fontaine

^a *Centre de Recherches en Climatologie, CRC BIOGEOSCIENCES, CNRS/University of Burgundy, Dijon, France*

ABSTRACT: Future climate changes in African regions are model-dependent and there is no consensus regarding Sahelian rainfall by the end of this century. Using 12 atmosphere-ocean global climate models of the third Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3) we propose a multi-model (MM) analysis contrasting the 1960–1999 period (20c3m integration) and the 2031–2070 period (A1B emission scenario). The analyses are based on MM response but also on the ‘one model-one vote’ concept to give the same weight to each model. The results show robust signals in the rainfall response, i.e., increasing (decreasing) amounts in central (western) Sahel associated with specific changes in atmospheric dynamics. The rainfall excesses expected in central Sahel are mainly linked to an enhancement of the northern Hadley-type cell and probably to its northward shift. At low-levels increasing temperature and evaporation strengthen the monsoon flux. Rainfall deficits predicted westward are due to a reinforcement of the African Easterly Jet and to anomalies in the zonal circulation between the Indian and the Atlantic Oceans, favouring air subsidence and moisture export outside the region. The weakening of the meridional circulation is also able to prevent rainfall amounts in the western part of the Sahel. More generally, these analyses show that in future works the Sahel region must not be considered as one consistent region but as two separate areas, both sides of the Greenwich meridian. The authors propose to consider this feature in the next Fifth Assessment cycle (AR5) in order to better understand the impacts of the climate change on West Africa. Copyright © 2012 Royal Meteorological Society

KEY WORDS West African monsoon; climate change; precipitation

Received 1 September 2011; Revised 27 February 2012; Accepted 28 February 2012

1. Introduction

The African Sahel is a transition zone between the arid Sahara Desert and the more humid Gulf of Guinea registering about 80% of annual rainfall between June and September during the south-west monsoon season. Approximately, 65% of the labour forces (FAO, 2006) and 95% of the land use (Rockström *et al.*, 2004) in the region are devoted to agricultural activities, and overwhelmingly, to rain-fed agriculture. On average one third of the gross domestic product depends on the agricultural sector, *versus* about 14% for developing nations elsewhere (Barrios *et al.*, 2003). The African Sahel is therefore highly vulnerable to climate variability for these socio-economic reasons. Whereas the 1950s and 1960s were anomalously wet, the main consequences of the Sahel vulnerability have been observed in the latter half of the 20th century during the anomalously dry 1970s and 1980s.

Forced numerical experiments (Giannini *et al.*, 2003; Held *et al.*, 2005) have shown that the observed SST–Sahel teleconnection, is in relative agreement with model results despite some systematic errors: when the general

circulation models are forced by the observed patterns of global SSTs they capture a significant proportion of both the inter-annual and multi-decadal variability of Sahel precipitation, indicating that SST patterns force directly the African monsoon circulation. However, when these atmospheric models are coupled with the oceanic, ice and land surfaces, the systematic errors grow significantly in particular during long-term simulations, i.e., those performed on several decades to analyse the future climate as in AR4 experiments. Other biases also appear in forced and coupled models because the vegetation and aerosol feedbacks are poorly represented. The omission of dynamic vegetation tends to moisten the response to SST forcing (Giannini *et al.*, 2003), whereas aerosols favour drying at the northern edge of the rain belt (Biasutti and Giannini, 2006). The analysis of the observed and simulated West African Monsoon (WAM) both in the historical and future periods is therefore a major issue which gave rise to the African Monsoon Multidisciplinary Analyses (AMMA) and to the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) programmes.

However, all prospective studies of the future African climate suffer from several difficulties, mainly that models show significant biases, partly model-dependent, and provide divergent results with large spreads in rainfall simulations (Joly *et al.*, 2007). Consequently, there is no

* Correspondence to: P.-A. Monerie, Centre de Recherches de Climatologie, CRC BIOGEOSCIENCES, UMR 6282, CNRS/Université de Bourgogne, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France.
 E-mail: paul-arthur.monerie@u-bourgogne.fr

consensus regarding the future Sahelian rainfall by the end of this century as mentioned in the last IPCC report by Christensen *et al.* (2007).

Since the inter-scenario variability is weaker in the beginning and in the middle of the century than at the end of the century (Solomon *et al.*, 2007), it is attractive to reduce somewhat the time horizon especially since the recent variability shows enhanced precipitation (Ozer *et al.*, 2003; Nicholson, 2005; Lebel *et al.*, 2009). In a multi-model (MM) approach, Paeth and Hense (2004) have directly implied greenhouse-gas driven signals in this partial amelioration which may have occurred around the early 1990s (albeit only verified in further years). It should be noted that the recent modification is not observed over all the Sahel. According to Lebel and Ali (2009), wetter conditions are observed since the end of the 1990s in the Eastern Sahel (roughly eastward to 10°E), whereas dry conditions are still prevailing over the western Sahel. Using 12 atmosphere-ocean global climate models (AOGCMs) and the A1B emission scenario Fontaine *et al.* (2011) showed that such a rainfall pattern, i.e., contrasted in longitude, could probably be obtained in a 'near future' period (between 2031 and 2070). These findings suggest that the 1990's recovery could continue in the coming decades.

Today, a number of fundamental questions remain open, among others, is there a consistent inter-model signal all over the region? What are the main patterns, scales, geography and physical/dynamical reasons?

The aim of this article is of course less ambitious but more specific. We propose to analyse the future changes in terms of atmospheric dynamics using the same 12 AOGCMs, emission scenario, methods and time-horizon of Fontaine *et al.* (2011) in focusing on the cause of these East/West rainfall contrasts. The choice of a mid-term horizon time period allows us to reduce uncertainties as mentioned above. This is also more interesting from a 'human point of view'. Finally, the question of contrasted climate impacts along the Sahelian belt is directly linked to some African specificities: at first glance the continental excursion of the monsoon system over Africa is mostly meridional, but the geometry, topography and land surface heterogeneities of the African continent impact the low level circulation and therefore introduce zonal differences which must be taken into account.

In Section 2 we review what has already been done on this topic. In Section 3, we present the data-field, and discuss our choices, i.e., models, emission scenario and methods. In Section 4, we analysed the representativeness of the model sample and the robustness of expected rainfall changes using MM outputs. In Section 5, the meridional, zonal and vertical wind fields are used to diagnose the basic climate conditions over Sahel. The analysis of WAM dynamics and changes are displayed in Section 6. Section 7 allows us to conclude about the results.

2. Background

Numerous studies have investigated future changes in the WAM region using one or several AOGCMs. They can be categorized into three classes regarding the results: those concluding that Sahelian precipitation will increase, those which found a decrease and those which cannot conclude.

2.1. Towards drier conditions

Examining the database of 20 models from 14 modelling centres Held *et al.* (2005) selected the model simulating with the highest accuracy the Sahelian drought in the 1970s and 1980s, i.e., the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL-CM2) AOGCM, and conclude to a ~25% Sahel rainfall reduction in the 21st century. Caminade and Terray (2010) suggested that the GFDL CM2 model simulates well the relationship between the Sahelian rainfall, the inter-hemispheric SST gradient and the tropical tropospheric temperatures. These authors thus proposed that the prediction of Held *et al.* (2005), i.e., a dry trend over sub-Saharan Africa at the end of the 21st century, is reliable but must be nuanced because the above relationship does not remain consistent among models for the projections of future climate. Cook and Vizi (2006) showed that many AOGCMs of the IPCC fourth assessment archive simulate flawed representations of the WAM climate. So, using three criteria (patterns of precipitation, monsoon circulation and the frequency of the dry Sahel/wet Guinean coast dipolar structure) they selected the 'best' model simulation in the second half of the 20th-century integration with the A2 emission scenario, i.e., the Japanese Meteorological Institute AOGCM. These authors find larger occurrences of the 'dry Sahel/wet Guinean coast' pattern in the second half of the 21st century than in the first half due to a warming of the Gulf of Guinea SST and conclude that Sahelian droughts will become progressively more frequent. For Giannini *et al.* (2008) and Herceg *et al.* (2007) global warming and, chiefly, the warming of Indo-Pacific SST could produce a warmer troposphere in the entire tropical band and more stable conditions over Africa, leading to a reduction of rainfall over the Sahel.

2.2. Towards wetter conditions

Maynard *et al.* (2002) used the Météo-France climate model ARPEGE-Climat AOGCM to study the impact of increasing concentrations of greenhouse gas (GHG), stratospheric ozone and aerosols on the WAM system under the IPCC B2 scenario. The simulated change in July–September is analysed through differences between two 30 year time periods, 1980–2010 and 2070–2100. The surface warming is stronger over North Africa than over the rest of the continent, the meridional temperature gradient is enhanced and the monsoon is shifted northward favouring monsoon precipitation over the Sahel, with a rain band located by 10°N, i.e., the northern edge of the rain band for the earlier period. Using the National Centre for Atmospheric Research (NCAR) model Haarsma *et al.* (2005) and Kamga *et al.*

(2005) found an increase in Sahelian rainfall by the end of the 21st century. These results are due to the thermal maximum over the Sahara enhancing moisture convergence and deepening the monsoon flow (according to Maynard *et al.*, 2002). Interestingly, the physical mechanism explaining the projected trend has been explored by Hoerling *et al.* (2006): it is analogous to the relationship between SST and Sahel rainfall detected in the 1950–1999 period, in particular the inter-hemispheric SST contrasts in the Tropical Atlantic (Folland *et al.*, 1986; Ward, 1998), i.e., a more rapid warming of the North Atlantic can generate meridional SST gradients favouring wetter conditions over the Sahel.

2.3. Open questions

Most of the studies cited above consider thermal anomalies at the continental and oceanic surfaces as the main driver of Sahelian rainfall variability through the SST-Sahel teleconnection in accordance with diagnostic analyses of observations. Biasutti *et al.* (2008) stated that at interannual time scales the SST-rainfall relationship does not change between the 20th and the 21st century and should thus be consistent in the future. In this framework, the role of the GHG is difficult to diagnose: in most models, GHGs exert a substantial direct positive effect on Sahel rainfall not mediated by SST (Paeth and Hense, 2004). Another question is the degree of uncertainty: Giannini (2010) concludes that ‘wet models’ projections

are related to an increase in net radiation at the surface associated with the GHG augmentation which drives increases of moisture convergence through an increase of evaporation. The consequences are an increase of the vertical instability and therefore of precipitation. By contrast, ‘dry models’ projections highlight the warming of the global ocean which heats the troposphere and imposes stability. Deep convection decreases over land due to a lack of moisture concentrated over oceanic evaporative surface: this effect reduces precipitation over the Sahel.

Since no consensus can be found regarding the literature we propose to analyse the future changes in terms of atmospheric dynamics through a different approach. Based on the paper of Fontaine *et al.* (2011) the data and methods used are explained in the following section.

Fontaine *et al.* (2011) show that a MM composed by 12 AOGCMs reproduces the main features of African rainfall patterns during the Sahelian rainy season and in particular the three major precipitation maximums located in the vicinity of Fouta Djallon along the Guinean coast, and over the mountains of Cameroon and Ethiopia. Nevertheless, between the months of July and September (Figure 1(a) and (b)), 20c3m simulations of 1960–1999 climate produce weaker rainfall amounts over the continent than Climate Research Unit observations. This bias could be a consequence of the quasi-absence of feedbacks in the models due to the mineral dust and vegetation loss. The poor representation of the orography and the cold tongue (too warm) in the gulf of Benin

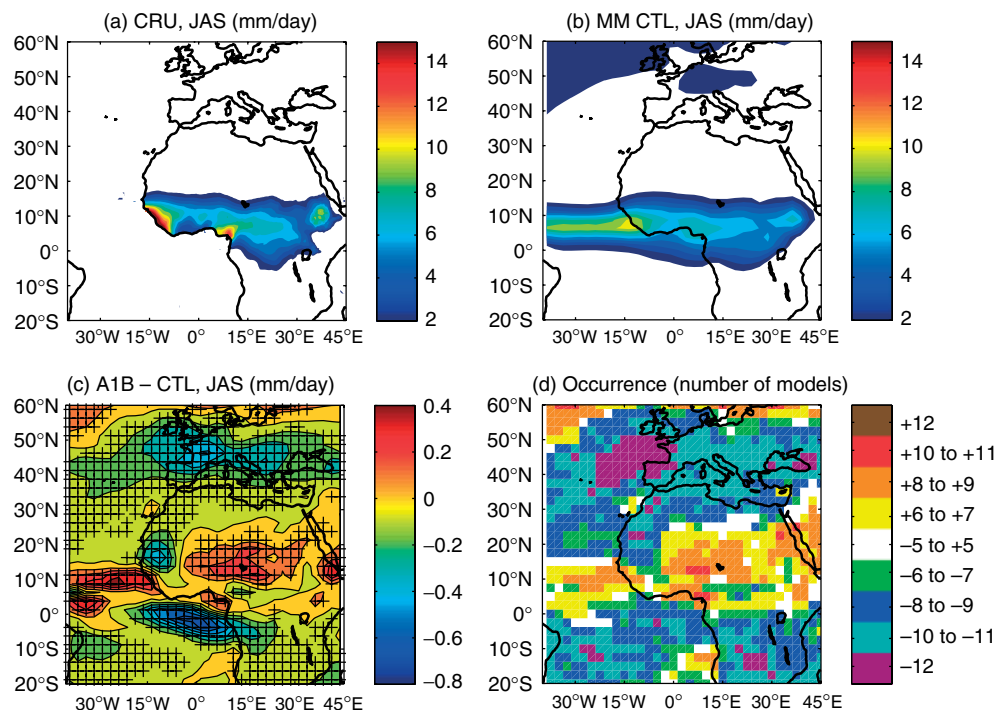


Figure 1. (a) Mean July–September precipitation (mm d^{-1}) from the CRU data-field, (b) CTL experiments, (c) A1B-CTL climate change. Marks (+) are superimposed when differences are judged interesting at $p = 0.05$ using a Student’s t -test with a 39 degrees of freedom and (d) Number of models simulating a deficit (negative value) or an excess (positive value) by grid points is also displayed, i.e., the scores range either between +7 and +12 or between –7 and –12: +7 (–7) means that 7 models out of 12 simulate increasing (decreasing) rainfall and +12 (–12) that all models produce an excess (a deficit). Adapted from the Figure 1 of Fontaine *et al.* (2011) published in the Atmospheric Science Letters.

can also be responsible of a more southward location of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and thus of weaker rainfall amounts. Furthermore, Davey *et al.* (2002) show that many state-of-the-art coupled GCMs have difficulty in simulating the realistic climatology and annual cycle in the tropical Atlantic. In the future (period 2031–2070 under the SRESA1B emission scenario compared to the current period 1960–1999), the models produce opposite effects regarding the rainfall amounts in central and western Sahel, where they increase and decrease, respectively (Figure 1(c)). Noteworthy, similar results are obtained when one gives each model the same weight (Figure 1(d)): most of the 12 models (8–11 in the centre of the pattern) generate more rainfall in the future over the Sahel and the tropical Atlantic; by contrast 8–11 models simulate less rainfall in Senegal, Mauritania and in the gulf of Guinea. The expected wetter conditions in the central part of the Sahel have been also linked to the intensification of the monsoon circulation caused by stronger temperature gradients between the cold tongue in the gulf of Benin and the warmer Sahara.

3. Data and methods

3.1. Simulations

In this article, we use 12 simulations performed on 12 different models of the third Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3) for ensuring the same weight to the simulations. These models, used for the fourth assessment report (AR4) of the IPCC, have been chosen following Joly *et al.* (2007), who have shown that this

set offered a representative sample of the performance of the state-of-the art coupled models without any type of *a priori* consideration. Table I displays the 12 model acronyms, resolutions and references. The model outputs were downloaded from the ftp-esg.ucllnl.org web-site (more information on the IPCC website).

We focus on the CMIP3 simulations for the 20th century (20c3m integrations) and the A1B scenario for the 21st century. According to the selected mid-century time-horizon the choice of one or another scenario is not of primary importance. Indeed, following Stott and Kettleborough (2002), the simulations are sensitive to the scenario mainly at the end of the century, while at mid-term there are no strong differences. The 20c3m integrations are forced by the historical anthropogenic emissions of GHGs and sulphate aerosols and by other anthropogenic and natural forcing. The A1 family scenario predicts an increase between 1.4 and 6.4 °K of the temperature around the end of the century and a rapid economic growth. During the first part of the 21st century CO₂, CH₄ and SO₂ gases concentrations will increase. With A1B, these emissions start to decline from the half of the century (Cook and Vizi, 2006). For example, around 2050 the global emission of GHG is about 75 GtCO₂-equivalent per year then it decreases up to 60 GtCO₂-equivalent per year in 2100.

The 20c3m data are extracted over the ‘current’ period 1960–1999 simulations, and the ‘future’ period is between 2031 and 2070. Notice that the ‘current’ period is not limited to the dry Sahelian trend since it includes the dry 1970s and 1980s as the wetter 1960s and 1990s. This choice allows us to better evaluate the

Table I. Acronyms, organisms, grid resolution and full names of the models used.

Acronyms and organisms	Full name	Grids longitude × latitude × level	Acronyms and organisms	Full name	Grids longitude × latitude × level
CCCMA: Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis; Canada	cccma_cgcm3_1	93 × 48 × 17	IPSL: Institut Pierre Simon Laplace; France	ipsl_cm4	96 × 72 × 17
CNRM: Centre National de Recherches Météorologiques; France	cnrm_cm3	128 × 64 × 12	MIROC: Centre for Climate System Research, Institute; Japan	miroc3_2_medres	128 × 64 × 17
CSIRO: CSIRO Atmospheric Research; USA	csiro_mk3_0	192 × 96 × 17	MPI: Max Planck Institute for Meteorology; Germany	mpi_echam5	192 × 96 × 16
GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory; USA	gfdl_cm2_0	144 × 90 × 17	MRI: Meteorological Research Institute; Japan	mri_cgcm2_3_2a	128 × 64 × 17
GISS: Goddard Institute for Space Studies; USA	giss_model_er	72 × 45 × 17	NCAR: National Centre for Atmospheric Research; USA	ncar_ccsm3_0	256 × 128 × 17
INMCM: Institute for Numerical Mathematics; Russia	inmcm3_0	49 × 73 × 17	UKMO: Met office; UK	ukmo_hadcm3	96 × 73 × 15

Adapted from Fontaine *et al.* (2011).

ability of models to reproduce the 'real' climate with 20c3m integrations and is used as control runs, noted 'CTL'. The 'future' period will be noted 'A1B'.

3.2. Observations

To evaluate model accuracy, we selected the National Centres for Environmental Prediction (NCEP) (R-2) reanalysis more accurate than the NCEP (R-1) reanalysis by the removing of several errors (Kanamitsu *et al.*, 2002). This reanalysis offers a 2.5° resolution (144 longitude grid points and 72 latitude grid points) with 17 altitude levels over the period 1979–2008. The mean NCEP data-field is thus calculated from 1979 to 1999. The selected variables are air temperature, wind, specific humidity and surface temperature (2 m up to the ground) at the same resolution. The CRU dataset is the observational reference for estimating continental rainfall with a 0.5° resolution from 1901 to 2002 (Figure 1(a)) (see Mitchell *et al.*, 2004; Mitchell and Jones, 2005 and for more details http://www.cru.uea.ac.uk/~timm/grid/CRU_TS_2_1.html). To correctly compute MM fields and compare with the NCEP R-II reanalysis, all model outputs are interpolated on the same 2.5° grid resolution.

3.3. A regional MM approach

The objective is here to address future climate changes in the region through atmospheric dynamics over the whole African monsoon domain. Let us recall that an MM approach allows more accuracy than one single model (Randall *et al.*, 2007) and reduces the uncertainty linked to the number of models retained and to the length of the integration (Gillett *et al.*, 2002). The MM averaging serves to filter out biases of individual models (IMs) and to only retain errors that are generally pervasive. To make more appropriate use of the information from 12 models of varying complexity and performance levels, this approach is completed by the 'one model-one vote' approach (Santer *et al.*, 2009). This method only retains the sign of the change simulated by one model and does not take into account the intensity of the change simulated. Thus models that are very sensitive are not given a larger weight than models with a lower sensitivity.

To validate the MM performance, the CRU and NCEP (R-II) data fields are first compared to CTL simulations. The differences between the A1B and CTL simulations are then calculated to quantify the climate change. Finally, maps of occurrences indicate the number of models in agreement with the A1B-CTL differences.

This article starts from the preliminary results of Fontaine *et al.* (2011) who focused on the rainfall signal over the Sahel zone using the MM approach (Figure 1(b)). In this former study, the authors show that the precipitation climate change pattern is characterized by an east/west dipole, as presented in Figure 1(c), which displays the difference between the A1B and the CTL

simulations. The robustness of the response is showed in Figure 1(d) where more than eight models are associated to the eastward (westward) surplus (deficit). Differences between the A1B and the CTL simulations are captured through three spatial indices: (1) the eastern Sahel area (10°–20°N; 0°–25°E) where the rainfall amounts are likely to increase, (2) the western Sahel area (10°–20°N; 15°–5°W) where these amounts are expected to decrease, (3) the whole Sahel between 10°–20°N and 20°W–40°E.

4. Rainfall amounts changes

4.1. Robustness of the 12 MM approach

To compare the robustness of our sample of 12 runs each performed with a model developed in a different model team to that of the 23 runs provided by the IPCC, we analyse first the rainfall changes simulated by these model pools by computing the future minus current differences. Figure 2 allows us to easily compare MM and IM rainfall outputs using our model pool to a sample of 23 simulations performed on 15 models reported in the last IPCC report (Christensen *et al.*, 2007). The comparison is available in standardized units regarding July–September differences between future and present over three areas: the eastern Sahel in Figure 2(a), the western Sahel in Figure 2(b) and the total Sahel zone in Figure 2(c) (more details in the caption). Thus a positive (negative) difference indicates more (less) rainfall in the future. The number of models producing positive or negative rainfall changes over the three Sahelian areas and using our pool (MM12) or the AR4 pool (MM23) is also displayed in Table II.

Noteworthy, the MM and IM rainfall indices from our model selection (Figure 2 upper line in panels a–c) produce similar means and spreads than those issued from the 23 runs (bottom lines): no significant difference in means and standard deviations can be detected. Moreover, both selections indicate rainfall increases over the eastern and total Sahel (Figure 2(a) and (c)) in the future and rainfall decreases over the western Sahel (Figure 2(b)). This last signal is just slightly more evident in our selection because IM#7 (gfdl_cm2_0) generates higher negative values than IM#8 (gfdl_cm2_1, another outlier). In agreement with Biasutti *et al.* (2008), some model results can be considered as outliers. For example, the GFDL models (IM#7 and #8) produce a much dryer climate whereas the MIROC models (IM#15 & 16) produce, in some cases, a much wetter climate. This confirms that different models from a same institution can provide the same information (Knutti *et al.*, 2002).

Interestingly, inter-model spreads encompass largely spreads between simulations performed on different versions of the same model, as illustrated with IM#7 (gfdl_cm2_0) and #8 (gfdl_cm2_1), but also with IM#15 (miroc3_2_hires) and #16 (miroc3_2_medres) or IM#9 (giss_aom), #10 (giss_model_e_h), #11 (giss_model_e_r). These points justify a posteriori the MM12 choice.

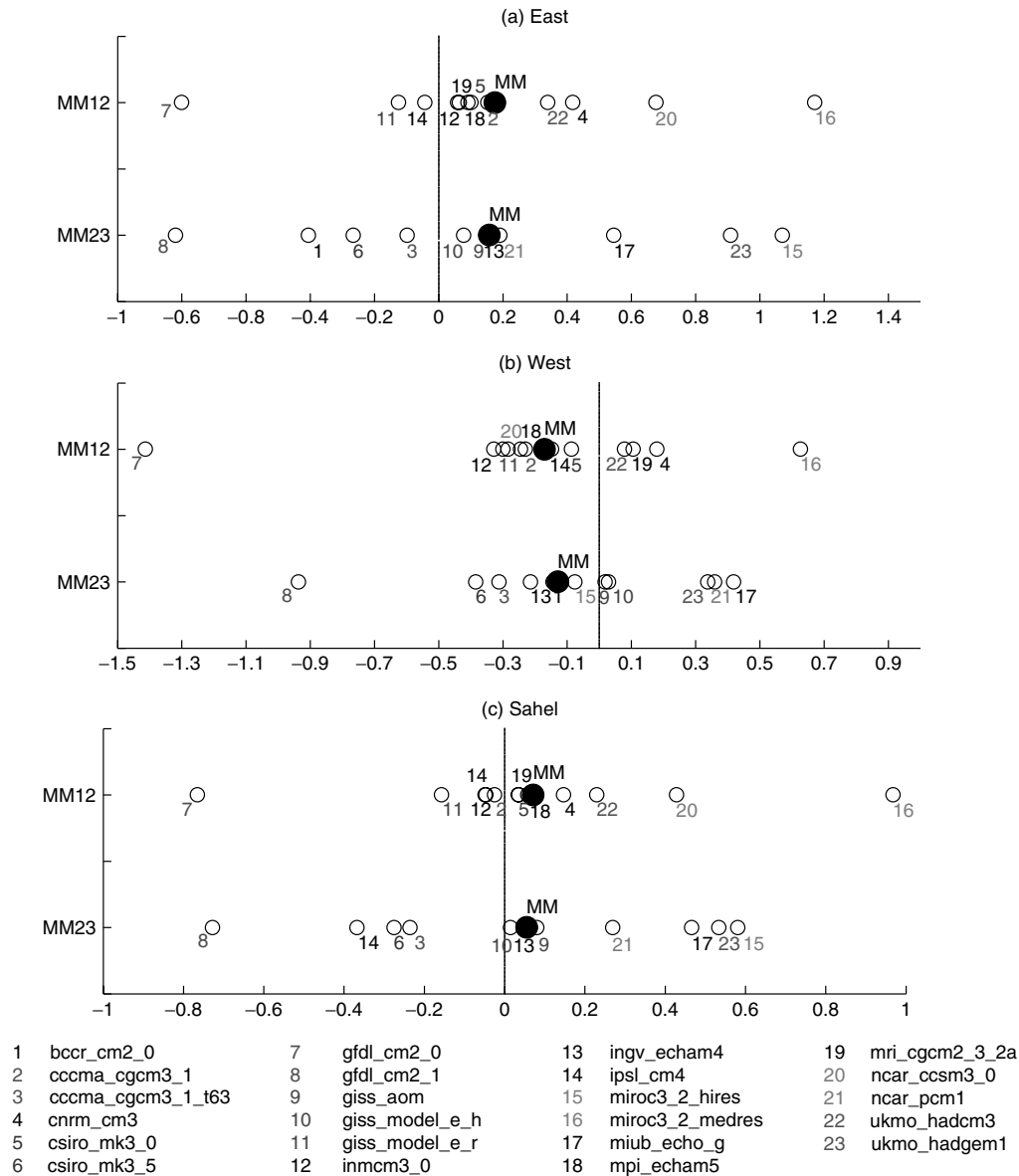


Figure 2. Mean July–September precipitation differences (mm d^{-1}) between the A1B and CTL experiments for an eastern (a), western (b) and total Sahel zone (c). Upper lines (MM12) in each panel refer to the MM mean based on 12 models and individual results; bottom lines (MM23) to the MM mean of the 23 models and to the 11 individual results issued from models not included in MM12.

Table II. Numbers of models generating positive or negative rainfall changes in the future as produced in our pool (based on 12 IMs: MM12) and in the AR4 pool (23 IMs: MM23).

Future-current rainfall changes	West Sahel (10°–20°N; 15°–5°W)		East Sahel (10°–20°N; 0°–25°E)		Total Sahel (10°–20°N; 20°W–40°E)	
	MM12	MM23	MM12	MM23	MM12	MM23
Number of models producing positive rainfall changes	4/12	9/23	9/12	16/23	7/12	14/23
Number of models producing negative rainfall changes	8/12	14/23	3/12	7/23	5/12	9/23

For example, 4/12 in first column means that 4 models out of 12 generate a positive change.

4.2. Latitudinal location of the rain belt

We focus now on the location of the precipitation's barycentre, following d'Orgeval (2008), in order to track the meridional shifts of the African rain belt (values $> 2 \text{ mm d}^{-1}$) over the domain (20°S – 40°N ; 40°W – 45°E : AFRICA). The latitudinal location of the rainfall barycentre is calculated from the latitudinal locations and the intensities of each rainfall value.

$$G_{\text{lat}} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} \text{plat}_i \times p_i}{\sum_{i=1}^{i=n} p_i}$$

where p is precipitation and plat its latitudinal location. G_{lat} , the latitudinal location of the barycentre is calculated for each n value.

Since the CRU data-field is not defined above the Ocean, we applied a mask on the models rainfalls data for taking only into account continental rainfall. Interestingly, MM results are in good agreement with CRU observations and, albeit somewhat too southward, the MM seasonal evolution reproduces the latitudinal excursion of the rain belt observed in the domain (Figure 3). The results from IMs show, however, larger spread around the MM value, since this large domain mixes different signals of lower scale.

To concentrate better on the zonal rainfall contrasts along the Sahelian belt (Figure 1(c)), an eastern (10°S – 21°N ; 0° – 25°E : EAST) and a western

(Eq- 21°N ; 15° – 5°W : WEST) regions (Figure 4(a)) are hence defined. These areas are made wide enough to be representative of the WAM migration between the Guinean and Sahelian rainy seasons. The comparison between the 'current' and 'future' periods shows that over WEST the April to June rain belt could be situated farther South in the future while over EAST and over AFRICA it could be farther North from August to November (Figure 4(b)–(d)).

In JAS, the southward shift of the rain belt in the WEST zone is reproduced in 11 models out of 12 (Figure 4(d)) while the northward shift over EAST and AFRICA is simulated by 8 models (Figure 4(b) and (c)). This is in good agreement with the zonal contrasts observed in the East/West overturning between the western and central-eastern Sahel. These results confirm also the likelihood of a northward migration or/and an enhancement of the rain belt towards the central and eastern Sahel and of its southward shift or its weakening between the Senegal and the near Atlantic Ocean. These changes are consistent with specific north/south patterns, i.e. decreasing (increasing) rainfall amounts in western Sahel (the gulf of Guinea) and changes in precipitation between the tropical Atlantic and central Sahel. The north/south dipole is known to be a consequence of a more northward migration of the monsoon into the continent in boreal summer, the mode of WAM variability of first order. In fact the rain belt over Africa seems to be farther South until August and farther North after, indicating less (more) rainfall before (after) the peak of the rainy season and a delay in the southward retreat of the rain belt in October and November. This is consistent

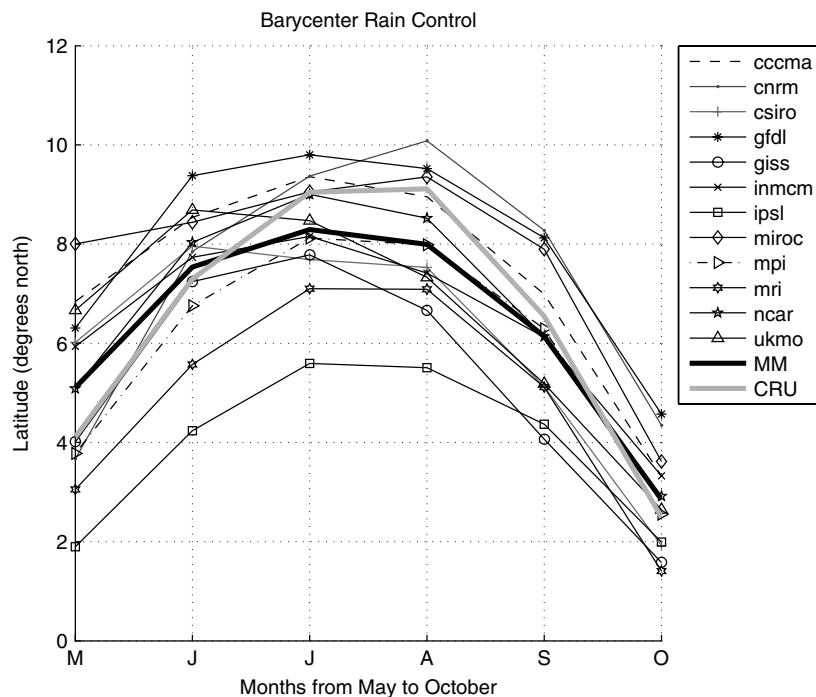


Figure 3. Latitudinal locations in degrees of the rain belt ($> 2 \text{ mm d}^{-1}$) barycentre from May to October over AFRICA (20°S – 40°N ; 40°W – 45°E) using the CRU data-field (green thick line), the MM CTL experiment and the 12 models.

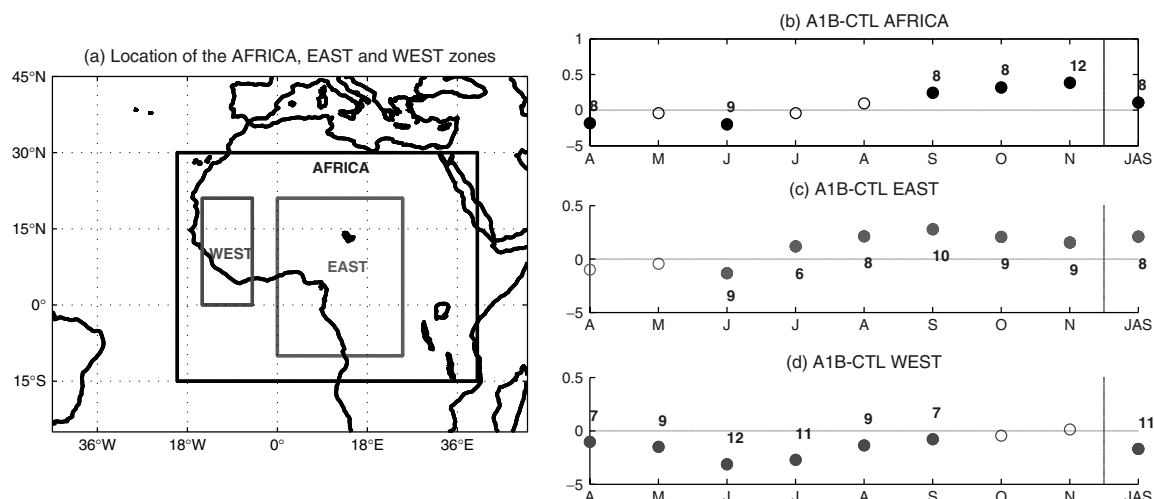


Figure 4. The three subdomains : AFRICA (20°S–40°N; 40°W–45°E), EAST (10°S–21°N; 5°W–30°E) and WEST (Eq–21°N; 20°–5°W) (a), along with the respective A1B-CTL differences in latitudinal location of the rainfall barycentre (b,c,d) from April to November and in July–September. When differences are statistically significant regarding a Student's t -test at $p = 0.05$ with 39 degrees of freedom, the circles are full stained and the numbers of models reproducing anomalies of same sign are added.

with Biasutti and Sobel (2009) who showed a delay of the mean rainy season in 21st century projections.

4.3. Effect of climate change during the 20th and 21st centuries

The three rainfall indexes presented in Figure 2 are used to evaluate the longitudinal contrasts mentioned above. For these three regions a 3 month time-period centred on August (July–September, JAS) is defined to focus more on the heart of the rainy season in Sahelian latitudes, i.e., after the monsoon onset (mean occurrence by last June). Low-frequency time evolutions of the series have been extracted through digital filtering (detailed in Murakami, 1979) with a 10 year cut-off. Anomalies are displayed in Figure 5, relatively to the 1960–1999 climatology.

According to Joly *et al.* (2007), Figure 5(a) shows that model simulations are not convergent and produce significant spread since the results are strongly varying in time (as confirmed by the histograms of occurrences). However, when those changes do not refer to the whole Sahel, but to its western and eastern parts, the results are clearly more homogeneous in terms of rainfall variability: the differences become respectively negative (positive) with time (Figure 5(b) and (c)). In spite of the outlying wet (dry) bias with MIROC and NCAR (GFDL) (Biasutti *et al.*, 2008), the histograms of model occurrences show that these results are robust. Thus, despite their difficulty to reproduce correctly northern summer evolution of precipitation over the WAM region, the AR4 simulations tend to converge toward significant signals when more consistent Sahelian sub-regions and season are defined. It is also noteworthy that results in Figure 5 are very consistent with Lebel and Ali (2009) who observe a positive (negative) rainfall trend over the Eastern-Central (Western) Sahel since the 1990s.

These results show (1) that rainfall changes continue with time and are not due to outlier values during the

future period and (2) that interdecadal variabilities registered in the western and eastern parts of the Sahel are different. They point out that occurrence results seem to be not very dependent on the period used and become more steady after 2030–2040. This approach is thus able to solve the problem of the spread increasing in each IM but, considering the sign of the climate change, the choice of a medium-term horizon seems to not be critical. The contrasted response in longitude has been already identified in historical observations using principal component analysis for detecting the main coherent modes (Moron, 1994). This author shows that if the Sahel region constitutes the first mode of annual and seasonal rainfall variability in north tropical Africa, the longitude 10°W separates two sub-domains: one Atlantic section and one Continental section. Westward to this transition zone, the regional low-level circulation, the convective processes and precipitation depend more on the presence of the Saharan heat low (Lavaysse *et al.*, 2009) located over the western Sahara and of the low-level westerly jet blowing from the eastern Atlantic across the Senegal coast (Grotsky *et al.*, 2003; Pu and Cook, 2010).

5. Changes in atmospheric dynamics

Large-scale atmospheric circulation in the tropics interacts with the atmospheric radiation, the boundary layer and the cloud cover which play a major role in determining the basic state of the tropical climate (Betts and Ridgway, 1988). For Janicot *et al.* (1996) the gradients of temperature are able to induce a modification of the meridional circulation. In particular the position of the Hadley-type cell boundaries is an important parameter which determines the progression of the summer tropical monsoons. In the context of the global warming a modification of the atmospheric circulation is thus expected.

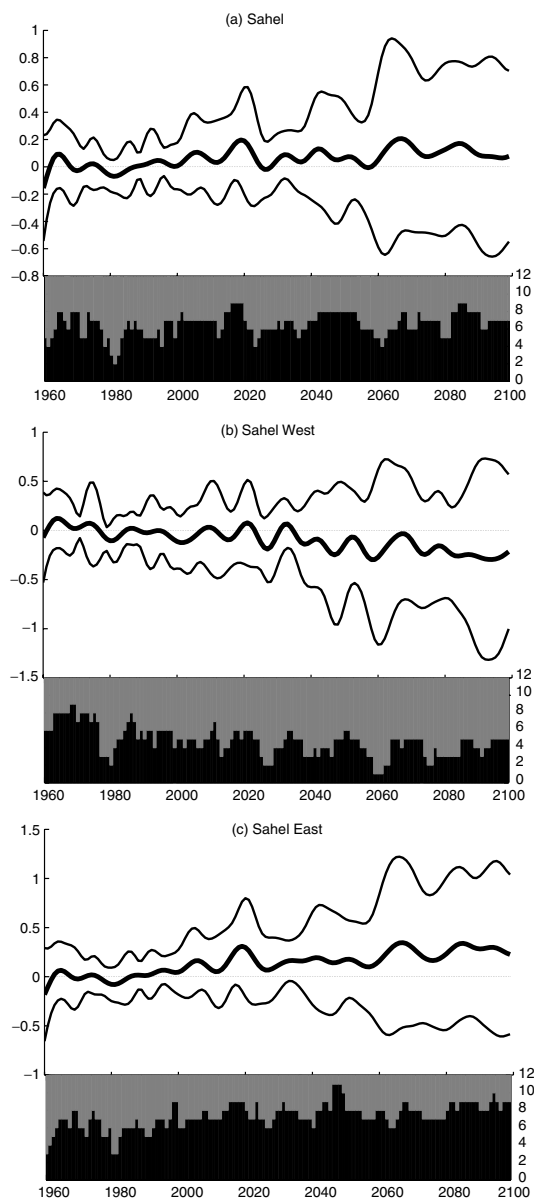


Figure 5. Low-frequency signals extracted by digital filtering (10 year cut-off) and spatial averaging over the whole Sahel (10° – 20° N; 20° W– 40° E) (a), West Sahel (10° – 20° N; 15° – 5° W) (b) and East Sahel (10° – 20° N; 0° – 25° E) (c). Anomalies are displayed relatively to the 1960–1999 climatology and from the JAS period for the Sahel (West and East) index in a (b and c). Mean anomalies (thick lines) and standard deviations (thin lines) are added. The occurrences are superimposed to mean anomalies along with the number of models simulating an increasing (decreasing) of rainfall in black (grey) in the histogram. Mean anomalies and standard deviations are in mm d^{-1} , the occurrences are expressed in number of models.

These circulations are now analysed through meridional and zonal cross sections, respectively defined in a zonally averaged latitude-height and a meridionally averaged longitude-height framework (see more details in Figure 6). Only 10 models (out of 12) are used due to the lack of omega data in the CSIRO and UKMO models. Meridional circulations refer to the western (15° W– 15° E) and eastern (0° – 25° E) parts of the Sahel;

zonal circulations are averaged between 10° and 20° N and displayed from 40° W to 120° E.

5.1. Meridional circulation

The meridional circulations displayed in Figure 6(a) and (d) present several similarities over the western and central-eastern parts of the Sahel. Both regions are marked by a zone of air ascents, from the surface to the tropopause between 5° and 15° N, flanked by two overturning cells linked to Hadley-type dynamics. The branch of subsidence of the southern (northern) cell is around 20° – 15° S (30° – 40° N), while its low-level branch is associated with the southwesterly monsoon (northeasterly circulation). The convergence between the southern and northern overturning cells situate near the surface the Inter tropical Front (ITF) and the ITCZ in the free troposphere above the level of condensation (600 hPa). Notice that the ITCZ is southward to the ITF. The vertical line at 12.5° N in Figures 6(a)–(f) allows us to locate the Sahel.

Over the western Sahel (Figure 6(b)), the differences between future and current periods exhibit significant anomalies of subsidence within the 5° – 15° N belt, hence decreasing air ascents in the ITCZ (above the 500 hPa level in Figure 6(a)) limiting deep convection. This is well consistent with the decreasing rainfall amounts at these latitudes (Figure 1(c)). By contrast, northward to 12.5° N air mass ascent increases from the surface to 600 hPa (upward anomalies) indicating an enhancement of dry convection while in the subtropics (30° – 40° N) the mean subsidence tends to decrease in high levels (upward anomalies). Overall, the southern cell is likely to be weaker in the future period. These results are robust since they derive from a large majority of models (Figure 6(c)).

Over the eastern Sahel (Figure 6(e)), one notices the presence of downward (upward) significant anomalies extending southward (northward) to 12.5° N pointing out decreasing (increasing) air ascents in the future, and therefore a deeper penetration of the monsoon system and moist convection into the continent. The reinforced vertical and meridional winds at 400 hPa above the Sahara and the anomalies of subsidence over Mediterranean regions (30° N– 45° N) denote also a probable enhancement of the northern overturning and maybe a northward migration of this atmospheric cell. The reinforced subsidence above the Mediterranean Sea contributes to the future warming in favouring adiabatic heating, clear sky and radiation received at the surface. Interestingly, the southern cell is also expected weaker: less ascents southward to 12.5° N (subsidence anomalies) and less descents south of the equator (upward anomalies). These results are found in a majority of models (Figure 6(f)) and are consistent with the Mediterranean warming expected in the future (Christensen *et al.*, 2007).

5.2. Zonal circulation

The Walker-type circulation is a zonally atmospheric response to east-west thermal contrasts near the equator.

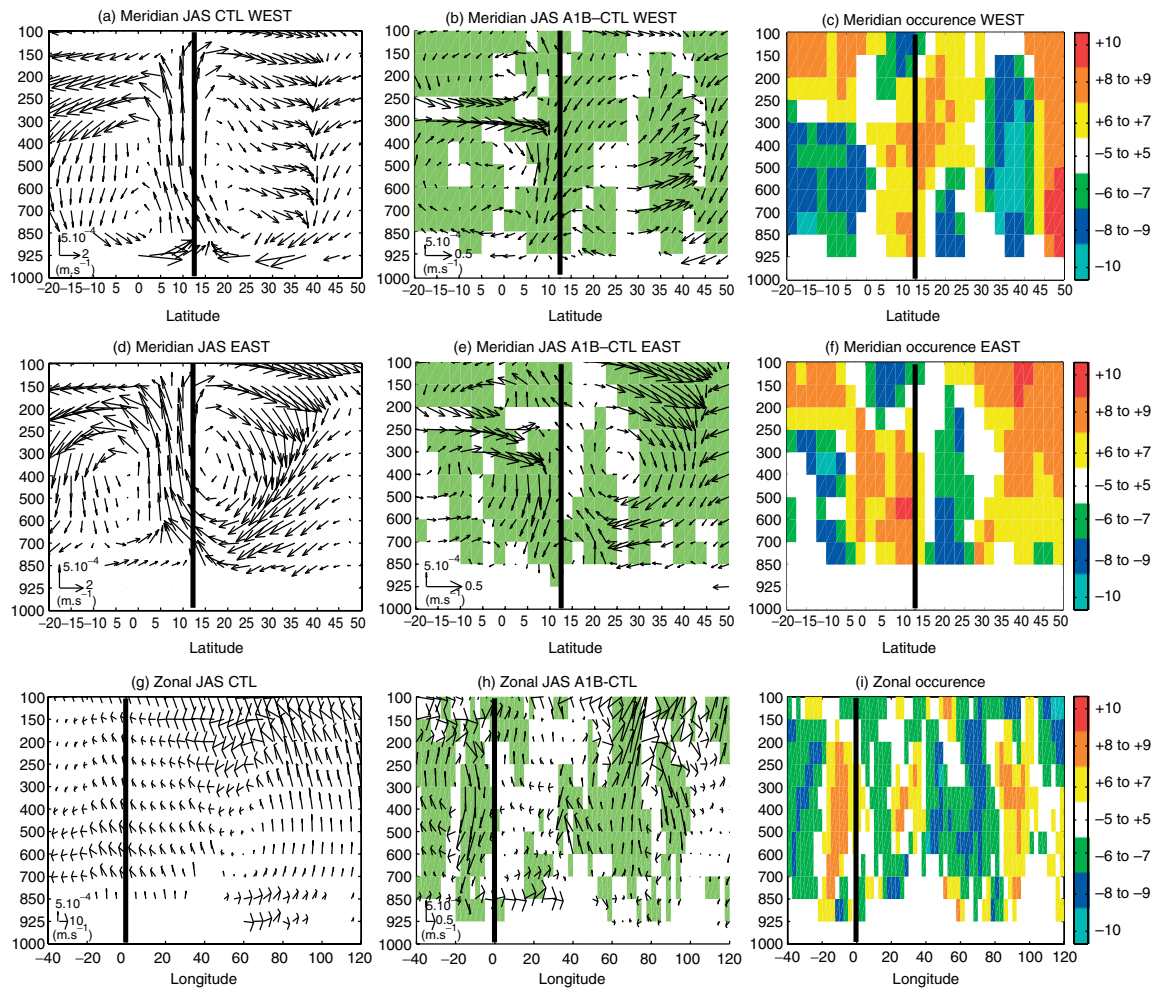


Figure 6. Meridional and zonal cross-sections illustrating the atmospheric circulation in July–September. (a–c): meridional circulation over the western part of the Sahel (from 15° to 5°W) showing (a) mean circulation from the MM CTL experiment (1969–1999 mean), (b) climate changes from the A1B-CTL difference, (c) the occurrence maps. (d–f) as above except over the eastern part of the Sahel (0°–25°E) (g–i) zonal circulation averaged between 10° and 20°N showing (g) mean circulation from the MM CTL experiment, (h) climate changes from the A1B-CTL difference and (i) the occurrences map. Ten models out of 12 are used because of the lack of omega outputs in the CSIRO and UKMO models. Horizontal wind (m s^{-1}) and vertical velocity (in m s^{-1} multiplied by 200 to be clearly displayed) with significant values in green (Student's t -test at $p = 0.05$ and 39 degrees of freedom). The lack of data in low levels is due to the orography. The vertical line marks the location of the Sahel at 12.5°N (a–f) and the longitude 60° (g–i).

In summer, air ascents over the Indian-Pacific Ocean and air descents above the southern Atlantic Ocean (Tanaka *et al.*, 2004).

Some authors have linked the historical Sahelian drought to a warmer Indian ocean (Bader and Latif, 2003, 2005; Lu and Delworth, 2005, Giannini *et al.*, 2003), and others to the tropical Pacific (Lu and Delworth, 2005; Caminade and Terray, 2010) or to the Atlantic (Mohino *et al.*, 2011). The present rainfall recovery in central Sahel has been attributed to the interference with internal variability in the Atlantic Ocean (Hoerling *et al.*, 2006; Knight *et al.*, 2006; Ting *et al.*, 2009). More generally, any evolution of the zonal circulation influences the WAM through the generation of anomalies of subsidence and air ascents. This affects the climate (Caminade and Terray, 2010) and could explain part of the decadal rainfall variability observed in the dry 1970s and 1980s

or since the mid-1990s with the precipitation's recovery in central Sahel (Hagos and Cook, 2008).

The mean zonal cross-section averaged between 10° and 20°N is displayed in Figure 6(g). Above the Indian-Pacific the reinforcement of deep moist convective processes over the warm pool region, generates air rising in the whole troposphere which fuels a zonal overturning with an easterly (westerly) circulation in high (low) levels. In the future (Figure 6(h)), upward anomalies are expected from 60° to 80°E and downward anomalies from 20°W to the Greenwich meridian, indicating therefore a strengthening of the east-west circulation, with in particular lower air ascents over the western Sahel. This last point is in agreement with Hagos and Cook (2008) who showed that the divergence patterns could explain the current persistence of drought (the rainfall recovery) in western (central) Sahel. Noteworthy, the

downward anomalies shown in Figure 6(h) are simulated by 70–90% of the ten models (Figure 6(i)): they could explain part of the East/West contrasted rainfall changes displayed in Figure 1(c). However, this must be verified in future studies due to the systematic biases in the modelled SSTs which impact on the location of the major rising branches of the Walker-type circulation (Randall *et al.*, 2007).

6. Changes in African monsoon dynamics

6.1. Atmospheric moisture

In the context of Global Warming, the evaporation from the Ocean will increase and will supply more water vapour in the atmosphere. Atmospheric moisture is therefore a key-variable for the future climate evolution. The July–September mean fields of specific humidity at 925 hPa have been computed from the NCEP data (Figure 7(a)) and from the CTL experiment using the MM. The respective results (Figure 7(b)) exhibit highest values around 10°N, although the specific humidity strongly lessens between the wet African coast and the arid Sahara. The CTL-A1B differences are positive in the MM (Figure 7(c)), as in the 11 IMs (Figure 7(d)), indicating a future moistening of the low troposphere over the continent. Notice that the Sahel concentrates the main part of this signal and that the atmospheric moisture penetrates deeper into the continent eastward to the Greenwich meridian, in agreement with the northward ITCZ migration observed in the same region.

6.2. Wind dynamics

The low-level wind evolution is of main importance since the south-west monsoon transports the atmospheric moisture from the gulf of Guinea while the north-east Harmattan compels the northward progression of the ITCZ (Hall and Peyrillé, 2006). The monsoon from the equatorial Atlantic is well reproduced in the MM (Figure 8(a) and (b)). Nevertheless in CTL, the Harmattan winds from the Mediterranean Sea penetrate less into the Sahara (near 15°–20°N) than in NCEP. The A1B-CTL differences suggest stronger winds from the northern tropical Atlantic and weaker northerlies (Harmattan circulation) (Figure 8(c)). This could be associated with a reinforced monsoon or/and with a more northward ITCZ and ITF migration in the future. Also, the westerly jet from the Atlantic ocean toward the continent between 12° and 20°N (Grist and Nicholson, 2001) is expected strengthened. Figure 8(d) and (e) show that most models (7–12) generate both the wind increase from the Atlantic and the northerly decrease from the eastern Mediterranean over Egypt. Such modifications are able to favour moisture transport towards central Sahel and therefore rainfall increase. Wind changes are thus analysed through the atmospheric moisture transport (Figure 10).

The major element of the African monsoon system in mid-levels is the African Easterly Jet (AEJ). This jet is a dynamical response to the strong surface moisture and temperature gradients installed between the Guinea coast and the Sahara in northern summer (Cook, 1999;

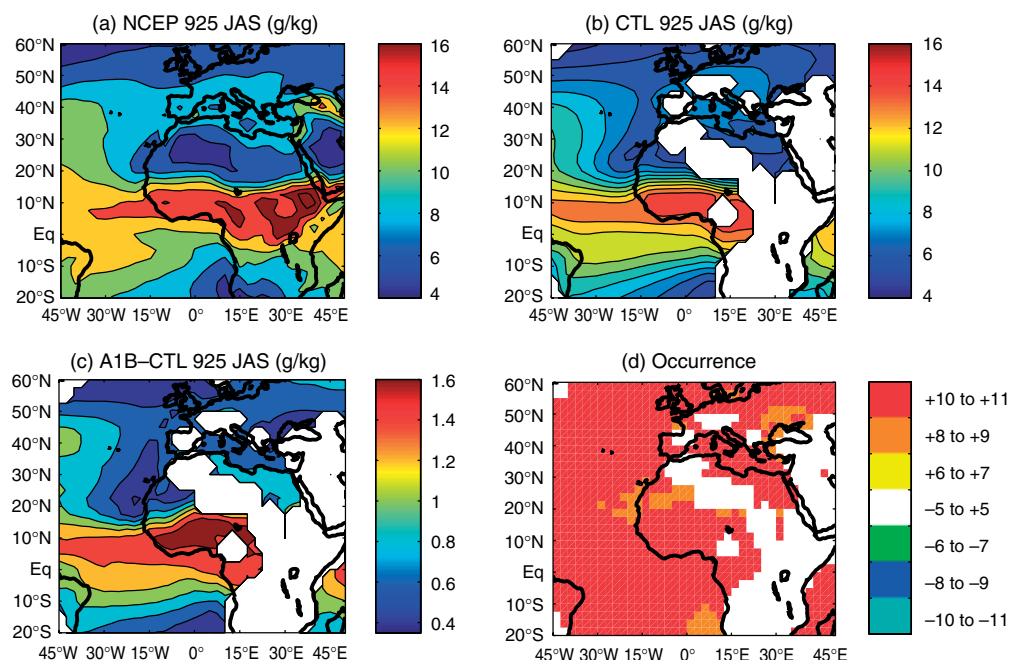


Figure 7. Mean JAS specific humidity (g kg^{-1}) for the NCEP (R-2) reanalysis at 925 hPa (1979–1999 mean) (a), MM CTL experiment (1969–1999 mean) (b), A1B-CTL differences (c) and number of models simulating positive and negative anomalies by grid points (d). All the displayed A1B-CTL differences are statistically significant regarding a Student's t -test at $p = 0.05$ with 39 degrees of freedom. Here, only 11 models out of 12 are considered since no moisture data were available in UKMO outputs (Met Office, UK).

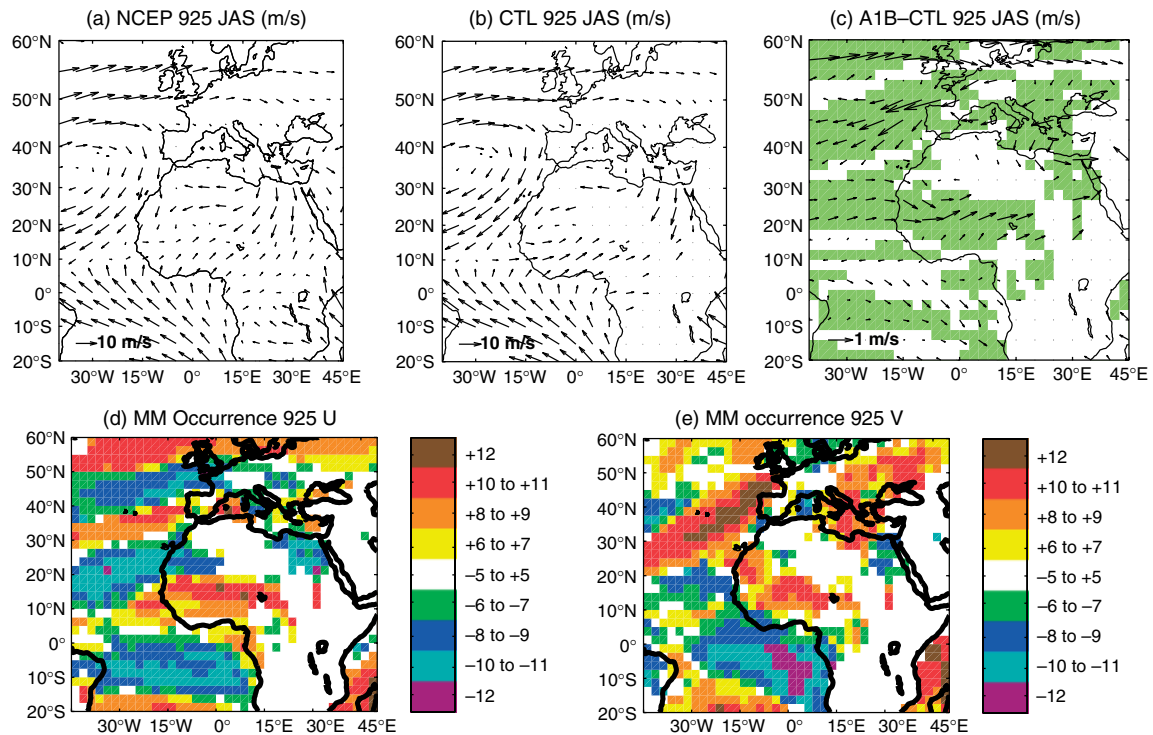


Figure 8. Mean JAS winds (m s^{-1}) for the NCEP data-field (1979–1999 mean) (a), MM CTL experiment (1969–1999 mean) (b) and A1B-CTL differences (c) at 925 hPa with shading when statistically significant regarding a Student's t -test at $p = 0.05$ with 39 degrees of freedom. Number of models simulating negative and positive anomalies by grid points for the zonal (meridional) component (d, e).

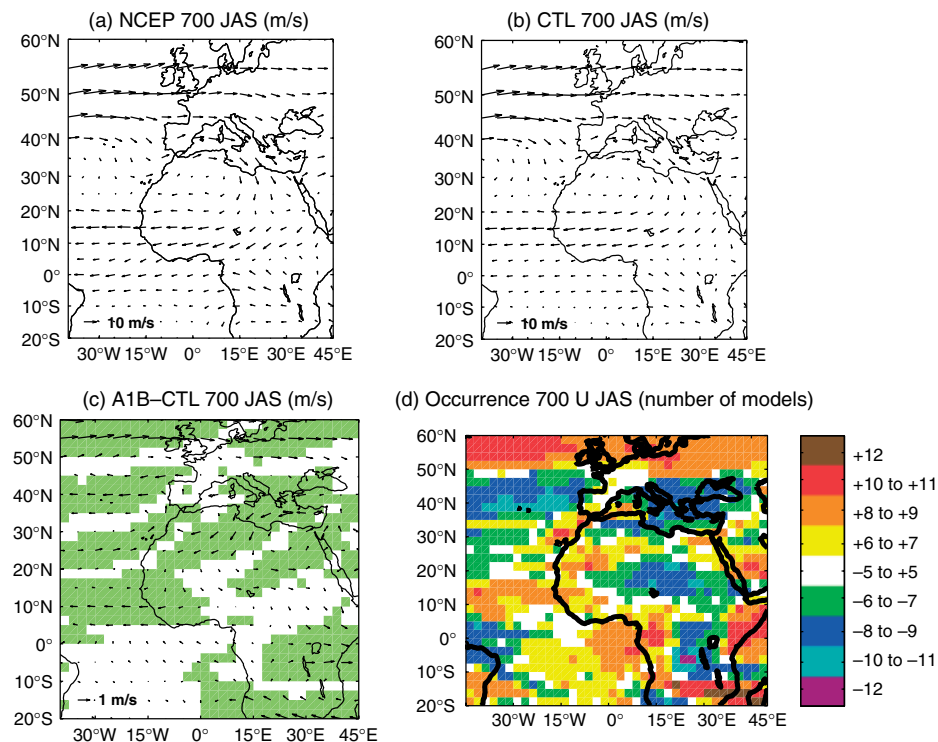


Figure 9. Mean JAS winds (m s^{-1}) for the NCEP data-field (1979–1999 mean) (a), MM CTL experiment (1969–1999 mean) (b) and A1B-CTL differences (c) at 700 hPa with shading when statistically significant regarding a Student's t -test at $p = 0.05$ with 39 degrees of freedom. Number of models simulating negative and positive anomalies by grid points (d).

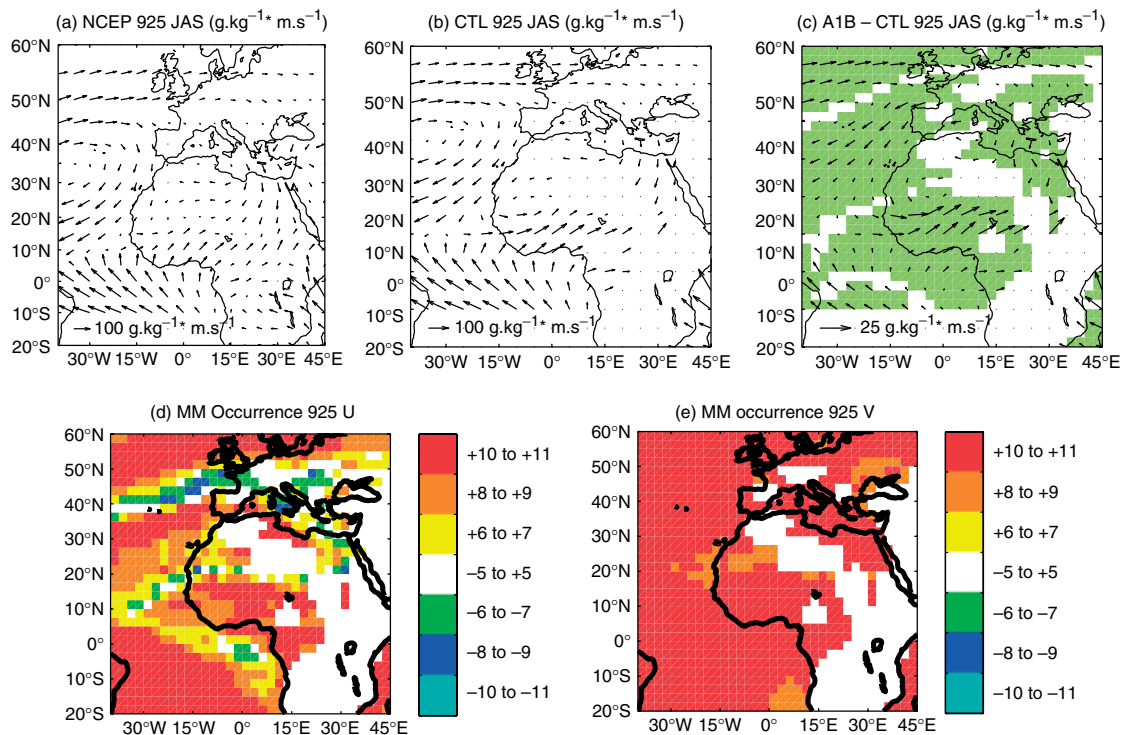


Figure 10. Mean JAS specific humidity flux ($\text{g kg}^{-1} \times \text{m s}^{-1}$) for the NCEP (R-2) reanalysis (1979–1999 mean) (a), the MM CTL experiment (1969–1999 mean) (b) and A1B-CTL differences (c). The full-tone green refers to differences statistically significant regarding a Student's t -test at $p = 0.05$ with 39 degrees of freedom (d,e). Number of models simulating negative and positive anomalies by grid points respectively for the zonal and the meridional transport. Here, only 11 models out of 12 are considered since no moisture data were available in UKMO (Met Office, UK).

Thorncroft and Blackburn, 1999): during an anomalous wet summer over Sahel the meridional soil moisture and temperature gradients weaken and the AEJ speed decreases (Newell and Kidson, 1984; Hastenrath, 1990; Fontaine *et al.*, 1995; Cook, 1999). Moreover, because of the strong vertical wind shear induced under the AEJ core, deep moist convection processes take place southward of the jet axis. So an anomalous northward location of the AEJ favours convection and precipitation in the Sahel (Newell and Kidson, 1984; Fontaine *et al.*, 1995; Fontaine and Philippon, 2000).

Compared to observations (R-2 reanalysis), MM results (Figure 9(a) and (b)) reproduce well the AEJ axis in terms of intensity and location (near 15°N). In the future, the AEJ is expected to be weaker above central Sahel, stronger above western Sahel and globally shifted southward on the western part of the Sahel since the MM (Figure 9(c)), as a majority of models, produces decreasing speed around 20°N and increasing speed by 10°N (Figure 9(d)). The reinforcement of the AEJ over Senegal and Mauritania favours the moisture export outside the continent, thus contributing to dryness over the western Sahel. This is also a robust conclusion confirmed by the 'one model-one vote' approach.

6.3. Atmospheric moisture transport

The spatial structure of the mean moisture flux at 925 hPa in Figure 10(a) reveals three sources of atmospheric

moisture in the region: the gulf of Guinea (the main source), the tropical North Atlantic and the Mediterranean Sea. The moisture flux from the gulf of Guinea is well reproduced in the CTL experiment compared to the NCEP (R-2) reanalysis, although the monsoon flow is stronger in the MM simulation (Figure 10(a) and (b)).

The A1B-CTL differences in Figure 10(c) are consistent with a future enhancement of the moisture transport into the continent, in agreement with a warmer climate increasing surface evaporation from the adjacent oceanic basins and, therefore, moisture flux convergence over eastern Sahel. The moisture transport towards the continent is enhanced, despite decreasing winds in the gulf of Guinea in the future period (Figure 8(c)). A warmer Mediterranean Sea is also known to enhance the northerly moisture transport towards the Sahel and hence rainfall totals because it supplies additional moisture, although winds can be reduced over Egypt due to the attenuation of the thermal contrast between the African continent and the eastern Mediterranean (Rowell, 2003; Hall and Peyrillé, 2006; Fontaine *et al.*, 2010; Gaetani *et al.*, 2010, among others). All these features are simulated in all models, which also favours rainfall excesses in central and eastern Sahel (Figure 8(d) and (e)).

Thus the expected 'future' changes can be summarized as follows. The atmospheric moisture transport from the gulf of Guinea, eastern Atlantic and Mediterranean region increases and penetrates deeper northward in

central Sahel: this augments the water content and shifts northward the ITCZ and ITF. The moistening of the low troposphere can be attributed mainly to the SST warming, however, the moisture transport from the equatorial Atlantic and Mediterranean Sea is mainly due to the moistening of the low troposphere, whereas the transport from the northern equatorial Atlantic is more favoured by increased winds. Above the monsoon air, the modelled AEJ is also favourable to wetter conditions over central Sahel while the zonal overturning tends to generate drier conditions in western Sahel, and hence West/East rainfall contrasts. Thus several mechanisms leading to the current rainfall recovery in central-eastern Sahel associated with a more arid environment westward are present in a global warming context.

7. Conclusion

Some advances have been made in climate simulations in terms of quantitative estimates of future climate change at large scale but uncertainties remain, leading the models to produce large spreads. This is mainly due to the different representations of cloud processes regulating the flow of radiation near the top of the troposphere, and hence the redistribution of atmospheric mass. In fact, the differences in cloud responses are the primary source of inter-model spread estimating in climate sensitivity (Randall *et al.*, 2007). Other sources of uncertainties exist, as the magnitude of feedbacks with the modelled cryosphere through surface albedo, the contributions of water vapour/lapse rate feedbacks, and of course the different parameterizations used for representing the small-scale processes which cannot be represented explicitly. For example, the interactive aerosol parameterization is used only in the MIROC model.

Most studies documenting the climate change in African regions are based on a limited number of coupled models showing significant biases, partly model-dependent. They provide therefore divergent results and large spreads, especially when the study is based on long-term horizons: there is hence no consensus regarding future Sahelian rainfall by the end of this century (Christensen *et al.*, 2007). This article investigated the climate change using 12 AOGCMs, following (1) the selection argument of Joly *et al.* (2007), (2) the 'one model-one vote' of Santer *et al.* (2009), (3) the choice of a medium-term horizon with the A1B emission scenario of Fontaine *et al.* (2011) and (4) the definition of consistent regional indices along the Sahelian belt. If the use of a medium-term horizon increases the signal to noise ratio when analysing MM outputs, it is noteworthy that the 'one model-one vote' approach permits to expand on other periods. This allows us to provide more consistent results, to focus on atmospheric dynamics and to revisit the concept of contrasted impacts along the Sahelian longitudes with Global Warming. This framework could be indeed helpful in the analysis of future AR5 outputs and assessment report of the IPCC.

Fontaine *et al.* (2011) showed that despite some systematic biases these 12 models reproduce the basic elements of West African precipitation and for the next future simulate significant rainfall increase (decrease) over the eastern (western) Sahelian regions, similarly to what is observed since the end of the 1990s (Lebel and Ali, 2009). Our results indicate that east-west rainfall contrasts along the Sahelian belt could intensify in the future due to some specific adjustments in meridional and zonal atmospheric cells. We propose the following hypothesis. Model simulations reveal in fact an apparent enhancement of thermal gradients in boreal summer between hot deserts (Sahara, Arabia) and adjacent Oceans (Atlantic, Indian) (see the Figure 3 of Fontaine *et al.*, 2011). This rise could strengthen the monsoon circulation between the Atlantic and the Sahel through the gradient installed between the cold tongue in the Gulf of Guinea and the hot Sahara. It reinforces also the low-level moisture transport from the Atlantic Ocean and the Mediterranean and the convergence within the Sahelian zone. However, the specific geometry of the African continent, introduce longitudinal dissimilarities, in particular (1) the presence of anomalously warm waters in the eastern Mediterranean and Indian Ocean and (2) the existence of anomalously cold Atlantic waters both in the Northern Tropic and in the Gulf of Guinea. The former could reinforce in the future the meridional circulation and the convergence between the southwesterly and northerly moisture fluxes in eastern and central Sahel. The latter is likely to favour in western regions a weakening of the monsoon cell and a strengthening of the east-west circulation in generating subsidence anomalies between 5° and 15°N.

Notice that these low-level signals cannot explain, by themselves, the reverse rainfall response over Senegal and Mauritania. We propose that this opposite evolution could be linked to other tropospheric signals: the modelled AEJ reinforces in A1B simulation over the western parts of the Sahel while the zonal circulation favours the air subsidence above these regions. So the expected East/West contrasted response in precipitation could be due to different causes, i.e., a reinforced meridional monsoon circulation in low levels over central Sahel, associated with more subsidence at the West in the tropospheric column.

These zonal differences rise the question as to what extent consistent regions are defined over Africa, taking account model spatial resolution and model biases. We provided evidence that a better geographical definition of Sahelian regions diminishes model spread and helps to converge towards more consistent results. Convergence of model results is a key point in the production of climate scenarios for the Sahel in terms of management of water resources for population concentrated in urban areas. These features will be confirmed or mitigated in a forthcoming study using model outputs involved in the Fifth Assessment cycle (AR5).

Acknowledgements

The authors are very grateful to the modelling teams for providing outputs and to the two anonymous reviewers for their constructive comments. The study was supported by the French component of AMMA and the TELEMEDAF-CNR/CNRS joint project. Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. Calculations were performed using HPC resources from CRI-CCUB (Université de Bourgogne).

References

- Bader J, Latif M. 2003. The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters* **30**: 2169, DOI: 10.1029/2003gl018426.
- Bader J, Latif M. 2005. North Atlantic Oscillation Response to anomalous Indian Ocean SST in a Coupled GCM. *Journal of Climate* **18**: 5382–5389, DOI: 10.1175/jcli3577.1.
- Barrios S, Bertinelli L, Strobl E. 2003. Dry times in Africa: rainfall and Africa's growth performance. CORE Discussion Paper 2003/61, Université catholique de Louvain, www.core.ucl.ac.be/services/psfiles/dp03/dp2003-61.pdf
- Betts AK, Ridgway W. 1988. Coupling of the radiative, convective, and surface fluxes over the Equatorial Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences* **45**: 522–536, DOI: 10.1175/1520-0469(1988)045<0522:cotrca>2.0.co;2.
- Biasutti M, Giannini A. 2006. Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophysical Research Letters* **33**: L11706, DOI: 10.1029/2006gl026067.
- Biasutti M, Held IM, Sobel AH, Giannini A. 2008. SST forcings and Sahel rainfall variability in simulations of the twentieth and twenty-first centuries. *Journal of Climate* **21**: 3471–3486, DOI: 10.1175/2007jcli1896.1.
- Biasutti M, Sobel AH. 2009. Delayed Sahel rainfall and global seasonal cycle in a warmer climate. *Geophysical Research Letters* **36**: L23707, DOI: 10.1029/2009gl01303.
- Caminade C, Terray L. 2010. Twentieth century Sahel rainfall variability as simulated by the ARPEGE AGCM, and future changes. *Climate Dynamics* **35**: 75–94, DOI: 10.1007/s00382-009-0545-4.
- Christensen JH, Hewitson B, Busuioac A, Chen A, Gao X, Held I, Jones R, Kolli RK, Kwon WT, Laprise R, Magaña Rueda V, Mearns L, Menéndez CG, Räisänen J, Rinke A, Sarr A, Whetton P. 2007. Regional climate projections. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press: Cambridge.
- Cook KH. 1999. Generation of the African Easterly Jet and its role in Determining West African Precipitation. *Journal of Climate* **12**: 1165–1184, DOI: 10.1175/1520-0442(1999)012<1165:gotaej>2.0.co;2.
- Cook KH, Vizy EK. 2006. Coupled model simulations of the West African Monsoon System: twentieth- and twenty-first-century simulations. *Journal of Climate* **19**: 3681–3703, DOI: 10.1175/jcli3814.1.
- Davey MD, Huddleston MH, Sperber KS, Braconnot PB, Bryan FB, Chen DC, Colman RC, Cooper CC, Cubasch UC, Delecluse PD, DeWitt DD, Fairhead LF, Flato GF, Gordon CG, Hogan TH, Ji MJ, Kimoto MK, Kitoh AK, Knutson TK, Latif ML, Le Treut HLT, Li TL, Manabe SM, Mechoso CM, Meehl GM, Power SP, Roeckner ER, Terray LT, Vintzileos AV, Voss RV, Wang BW, Washington WW, Yoshikawa IY, Yu JY, Yukimoto SY, Zebiak SZ. 2002. STOIC: a study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions. *Climate Dynamics* **18**: 403–420, DOI: 10.1007/s00382-001-0188-6.
- Folland CK, Palmer TN, Parker DE. 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. *Nature* **320**: 602–607.
- Fontaine B, Philippon N. 2000. Seasonal evolution of boundary layer heat content in the West African monsoon from the NCEP/NCAR reanalysis (1968–1998). *International Journal of Climatology* **20**: 1777–1790, DOI: 10.1002/1097-0088(20001130)20:14<1777::aid-joc568>3.0.co;2-s.
- Fontaine B, Janicot S, Moron V. 1995. Rainfall anomaly patterns and wind field signals over West Africa in August (1958–1989). *Journal of Climate* **8**: 1503–1510, DOI: 10.1175/1520-0442(1995)008<1503:rapawf>2.0.co;2.
- Fontaine B, Roucou P, Garcia-Serrano J, Roucou P, Rodriguez-Fonseca B, Losada T, Chauvin F, Gervois S, Sijikumar S, Ruti P, Janicot S. 2010. Impacts of warm and cold situations in the Mediterranean basins on the West African monsoon: observed connection patterns (1979–2006) and climate simulations. *Climate Dynamics* **35**: 95–114, DOI: 10.1007/s00382-009-0599-3.
- Fontaine B, Roucou P, Monerie P-A. 2011. Changes in the African monsoon region at medium-term horizon using 12 AR4 coupled models under the A1b emissions scenario. *Atmospheric Science Letters* **12**: 83–88, DOI: 10.1002/asl.321.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). 2006. FAOSTAT Online Statistical Service, http://faostat.fao.org
- Gaetani M, Fontaine B, Roucou P, Baldi M. 2010. Influence of the Mediterranean Sea on the West African monsoon: Intraseasonal variability in numerical simulations. *Journal of Geophysical Research* **115**: D24115, DOI: 10.1029/2010jd014436.
- Giannini A. 2010. Mechanisms of climate change in the Semiarid African Sahel: the local view. *Journal of Climate* **23**: 743–756, DOI: 10.1175/2009jcli3123.1.
- Giannini A, Saravanan R, Chang P. 2003. Oceanic forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science* **302**: 1027–1030, DOI: 10.1126/science.1089357.
- Giannini A, Biasutti M, Held I, Sobel A. 2008. A global perspective on African climate. *Climatic Change* **90**: 359–383, DOI: 10.1007/s10584-008-9396-y.
- Gillett NP, Zwiers FW, Weaver AJ, Hegerl GC, Allen MR, Stott PA. 2002. Detecting anthropogenic influence with a multi-model ensemble. *Geophysical Research Letters* **29**: 1970, DOI: 10.1029/2002gl015836.
- Grist JP, Nicholson SE. 2001. A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *Journal of Climate* **14**: 1337–1359, DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014<1337:asotdf>2.0.co;2.
- Grodsky SA, Carton JA, Nigam S. 2003. Near surface westerly wind jet in the Atlantic ITCZ. *Geophysical Research Letters* **30**: 2009, DOI: 10.1029/2003gl017867.
- Haarsma RJ, Selten FM, Weber SL, Klinkhuis M. 2005. Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming. *Geophysical Research Letters* **32**: L17702, DOI: 10.1029/2005gl023232.
- Hagos SM, Cook KH. 2008. Ocean warming and late-twentieth-century Sahel Drought and recovery. *Journal of Climate* **21**: 3797–3814, DOI: 10.1175/2008jcli2055.1.
- Hall NMJ, Peyrillé P. 2006. Dynamics of the West African monsoon. *Journal de Physique IV France* **139**: 81–99.
- Hastenrath S. 1990. Decadal-scale changes of the circulation in the tropical atlantic sector associated with Sahel drought. *International Journal of Climatology* **10**: 459–472, DOI: 10.1002/joc.3370100504.
- Held IM, Delworth TL, Lu J, Findell KL, Knutson TR. 2005. Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **102**: 17891–17896.
- Herceg D, Sobel A, Sun L. 2007. Regional modeling of decadal rainfall variability over the Sahel. *Climate Dynamics* **29**: 89–99, DOI: 10.1007/s00382-006-0218-5.
- Hoerling M, Hurrell J, Eischeid J, Phillips A. 2006. Detection and attribution of twentieth-century Northern and Southern African rainfall change. *Journal of Climate* **19**: 3989–4008, DOI: 10.1175/jcli3842.1.
- Janicot S, Moron V, Fontaine B. 1996. Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters* **23**: 515–518, DOI: 10.1029/96gl00246.
- Joly M, Voldoire A, Douville H, Terray P, Royer J-F. 2007. African monsoon teleconnections with tropical SSTs: validation and evolution in a set of IPCC4 simulations. *Climate Dynamics* **29**: 1–20, DOI: 10.1007/s00382-006-0215-8.
- Kamga AF, Jenkins GS, Gaye AT, Garba A, Sarr A, Adedoyin A. 2005. Evaluating the National Center for atmospheric research climate system model over West Africa: present-day and the 21st century A1 scenario. *Journal of Geophysical Research* **110**: D03106, DOI: 10.1029/2004jd004689.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, Yang S-K, Hnilo JJ, Fiorino M, Potter GL. 2002. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society* **83**: 1631–1643, DOI: 10.1175/bams-83-11-1631.
- Knight JR, Folland CK, Scaife AA. 2006. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters* **33**: L17706, DOI: 10.1029/2006gl026242.

- Knutti R, Stocker TF, Joos F, Plattner GK. 2002. Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles. *Nature* **416**: 719–723.
- Lavaysse C, Flamant C, Janicot S, Parker D, Lafore JP, Sultan B, Pelon J. 2009. Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective. *Climate Dynamics* **33**: 313–330, DOI: 10.1007/s00382-009-0553-4.
- Lebel T, Ali A. 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology* **375**: 52–64, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.030.
- Lu J, Delworth TL. 2005. Oceanic forcing of the late 20th century Sahel drought. *Geophysical Research Letters* **32**: L22706, DOI: 10.1029/2005gl023316.
- Maynard KM, Royer JFR, Chauvin FC. 2002. Impact of greenhouse warming on the West African summer monsoon. *Climate Dynamics* **19**: 499–514, DOI: 10.1007/s00382-002-0242-z.
- Mitchell TD, Jones PD. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology* **25**: 693–712, DOI: 10.1002/joc.1181.
- Mitchell TD, Carter TR, Jones PD, Hulme M, New M. 2004. Comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100). Tyndall Working Paper 55, Tyndall Centre, UEA, Norwich, UK. <http://www.tyndall.ac.uk>
- Mohino E, Janicot S, Bader J. 2011. Sahel rainfall and decadal to multi-decadal sea surface temperature variability. *Climate Dynamics* **37**: 419–440, DOI: 10.1007/s00382-010-0867-2.
- Moron V. 1994. Guinean and sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly scales (1933–1990). *International Journal of Climatology* **14**: 325–341, DOI: 10.1002/joc.3370140306.
- Murakami M. 1979. Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area. *Monthly Weather Review* **107**: 994–1013.
- Newell RE, Kidson JW. 1984. African mean wind changes between sahelian wet and dry periods. *Journal of Climatology* **4**: 27–33, DOI: 10.1002/joc.3370040103.
- Nicholson S. 2005. On the question of the “recovery” of the rains in the West African Sahel. *Journal of Arid Environments* **63**: 615–641, DOI: 10.1016/j.jaridenv.2005.03.004.
- d’Orgeval T. 2008. Impact du changement climatique sur la saison des pluies en Afrique de l’Ouest : que nous disent les modèles de climat actuels? *Sécheresse* **19**(2): 79–85.
- Ozer P, Erpicum M, DemarÉE G, Vandiepenbeeck M. 2003. The Sahelian drought may have ended during the 1990s. *Hydrological Sciences Journal* **48**: 489–492, DOI: 10.1623/hysj.48.3.489.45285.
- Paeth H, Hense A. 2004. SST versus climate change signals in West African rainfall: 20th-century variations and future projections. *Climatic Change* **65**: 179–208, DOI: 10.1023/B:CLIM.0000037508.88115.8a.
- Pu B, Cook KH. 2010. Dynamics of the West African Westerly Jet. *Journal of Climate* **23**: 6263–6276, DOI: 10.1175/2010jcli3648.1.
- Randall DA, Wood RA, Bony S, Colman R, Fiechfet T, Fyfe J, Kattsov V, Pitman A, Shukla J, Srinivasan J, Stouffer RJ, Sumi A, Taylor KE. 2007. Climate models and their evaluation. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of York, NY, USA.
- Rockström J, Folke C, Gordon L, Hatibu N, Jewitt G, Penning de Vries F, Rwehumbiza F, Sally H, Savenije H, Schulze R. 2004. A watershed approach to upgrade rainfed agriculture in water scarce regions through Water System Innovations: an integrated research initiative on water for food and rural livelihoods in balance with ecosystem functions. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* **29**: 1109–1118, DOI: 10.1016/j.pce.2004.09.016.
- Rowell DP. 2003. The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian Rainfall Season. *Journal of Climate* **16**: 849–862, DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<0849:tiomso>2.0.co;2.
- Santer BD, Taylor KE, Gleckler PJ, Bonfils C, Barnett TP, Pierce DW, Wigley TML, Mears C, Wentz FJ, Brüggemann W, Gillett NP, Klein SA, Solomon S, Stott PA, Wehner MF. 2009. Incorporating model quality information in climate change detection and attribution studies. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **106**: 14778–14783, DOI: citeulike-article-id:5778152.
- Solomon S, Qin D, Manning Z, Chen M, Marquis K, Averyt M, Tignor MB, Miller HL. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press: Cambridge, UK.
- Stott PA, Kettleborough JA. 2002. Origins and estimates of uncertainty in predictions of twenty-first century temperature rise. *Nature* **416**: DOI: citeulike-article-id:4422147.
- Tanaka HL, Ishizaki N, Kitoh A. 2004. Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere. *Tellus A* **56**: 250–269, DOI: 10.1111/j.1600-0870.2004.00049.x.
- Thornicroft CD, Blackburn M. 1999. Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **125**: 763–786, DOI: 10.1002/qj.49712555502.
- Ting M, Kushnir Y, Seager R, Li C. 2009. Forced and internal twentieth-century SST Trends in the North Atlantic*. *Journal of Climate* **22**: 1469–1481, DOI: 10.1175/2008jcli2561.1.
- Ward MN. 1998. Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *Journal of Climate* **11**: 3167–3191, DOI: 10.1175/1520-0442(1998)011<3167:dasltpt>2.0.co;2.

2.2.3 Travail additionnel

Lors de cette étude, nous avons montré l'existence d'une configuration moyenne d'anomal pendant la saison des pluies sahélienne en JAS. Toutefois, la figure 4 de l'article montre aussi une évolution de la position moyenne du barycentre de la ceinture des pluies pour différents mois de l'année. La position est plus au nord sur le centre du Sahel entre juillet et novembre — et en moyenne pour JAS — et plus au sud au Sahel ouest de mai à août — et pour JAS. Le signal saisonnier à l'ouest du Sahel n'est donc pas synchrone de celui obtenu au centre, sauf en JAS car la diminution des pluies observée au printemps perdure en juillet. La première perspective sera ainsi de décrire la dynamique atmosphérique associée à ces signaux, non de manière fixe mais dynamique au long de l'évolution annuelle, pour comprendre le décalage entrevu dans la figure 4 de l'article et également signalé par Biasutti et Sobel (2009).

La seconde perspective sera de regarder les gradients d'énergie horizontaux et verticaux pouvant intervenir dans ces modifications puisqu'on peut s'attendre à une mousson plus intense et à plus d'énergie libérée étant donné l'augmentation d'humidité spécifique et de température.

Pour ce faire, nous définissons deux sous-ensembles appelés Sahel ouest (SO) et Sahel centre (SC) en nous fondant sur les résultats de Fontaine *et al.* (2011a) et de Monerie *et al.* (2012a) qui ont montré que ce découpage répondait à la variabilité différente des pluies futures dans ces deux régions, telle, du moins, qu'elle ressort des modèles climat sous scénarios du GIEC. Cette différenciation géographique est par ailleurs conforme aux observations faites par Moron (1992) pour les années antérieures aux années 1990s et par Lebel et Ali (2009) pour les années plus récentes. Ces derniers auteurs indiquent notamment que la reprise de la pluviométrie au Sahel a concerné surtout le centre de la zone, alors que, plus à l'ouest, les conditions sèches persistaient. Le Sahel ouest se réfère à la bande 10°N-20°N située entre la longitude 20°W et le méridien de Greenwich, et le Sahel centre à la même bande latitudinale mais limitée par les longitudes 0° et 25°est (figure 2.3).

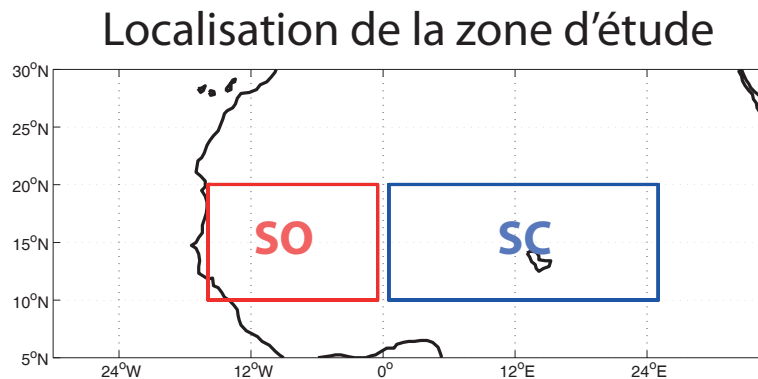


FIGURE 2.3 – Localisation des sous-régions Sahel ouest (SO) et Sahel centre (SC).

2.3 Un décalage dans la mousson africaine

2.3.1 Les précipitations

Avec l'article 1, nous avons vu que le signal de l'ouest n'est pas strictement synchrone de celui obtenu au centre. L'évolution temporelle des champs de pluies peut se résumer par 2 diagrammes de Hovmöller : entre 15° ouest et le méridien de Greenwich (SO), entre le méridien de Greenwich et 25° est (SC). Les résultats montrent que, sur la zone ouest (centrale), le multimodèle est capable de reproduire la remontée de la ZCIT avec une augmentation des cumuls sur le Sahel à partir du mois de juillet (juin), ainsi que son retrait dès le mois de septembre (figure 2.4ac).

D'avril à juin, il pleuvrait moins sur l'ouest du Sahel. En revanche, l'anomalie de précipitations est positive sur le golfe de Guinée. La ceinture des pluies tarderait à migrer au nord pendant cette période. À partir du mois d'août, l'effet sur le Sahel est alors négligeable : le signal le plus net est la diminution des pluies sur le golfe de Guinée (figure 2.4b).

En zone centrale, un excédent apparaît d'avril à juin, entre 6° sud et 5° nord, associé à une anomalie sèche plus au nord. Par la suite, entre juillet et octobre, le signal se renforce fortement et s'inverse avec des conditions plus sèches au sud et des surplus au Sahel. Lors de son retrait, de septembre à novembre, la ZCIT traverse des zones plus arrosées. L'existence de dipôles nord/sud d'anomalies suggère des modifications d'intensité et de position de la ceinture des pluies.

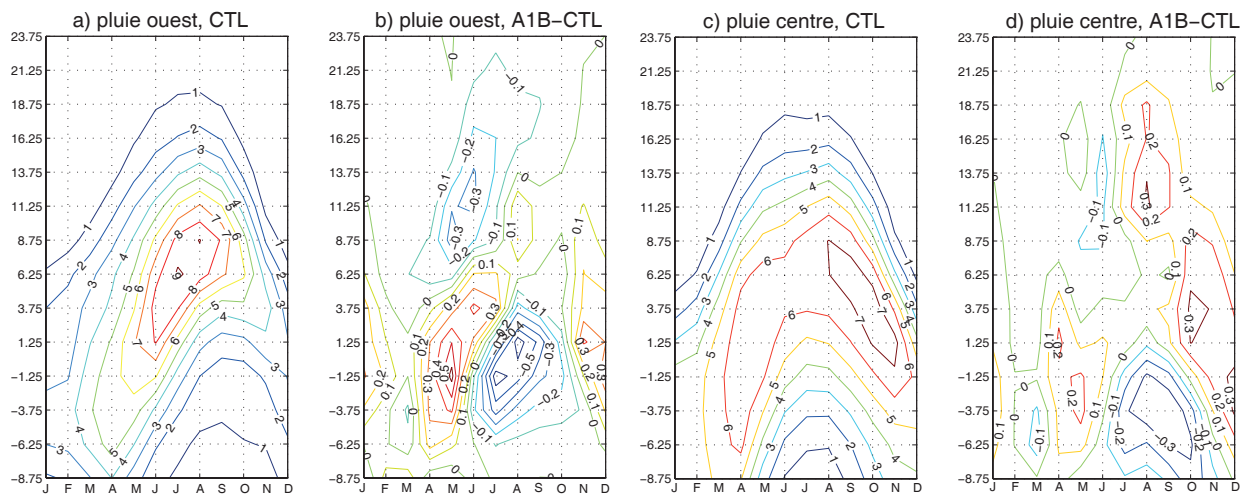


FIGURE 2.4 – Diagramme de Hovmöller des pluies moyennes (mm.jour⁻¹) à (a) l'ouest (moyenne sur la bande $15^\circ\text{W}-0^\circ$) et (c) à l'est (moyenne sur la bande $0-25^\circ\text{E}$), (b) différence A1B-CTL à l'ouest et (d) à l'est.

La position de la ceinture des pluies au sein de la ZCIT continentale semble donc être modifiée. Pour mettre cet aspect en évidence, en cohésion avec l'approche proposée dans l'article 1, deux zones d'intérêt sont définies entre 10° et 20° nord (figure 2.3) :

- une zone ouest entre 15° ouest et le méridien de Greenwich,
- une zone centrale entre le méridien de Greenwich et 25° est et entre 10° et 20° nord.

Nous observons sur la figure 2.5 qu'au-dessus du Sénégal et de la partie sud de la Mauritanie, la diminution des pluies s'étend de mai à juillet. Elle est associée à une position plus

méridionale du barycentre des pluies, et donc de la ZCIT dans cette partie de l'Afrique. À l'opposé, sur le Sahel central, la hausse des pluies est confirmée par une position plus septentrionale de la ZCIT de juillet à novembre. Ainsi, le cycle moyen (ligne continue noire) est affaibli sur l'ouest en début de saison des pluies. Au centre, c'est le cœur et la fin de saison qui se renforcent.

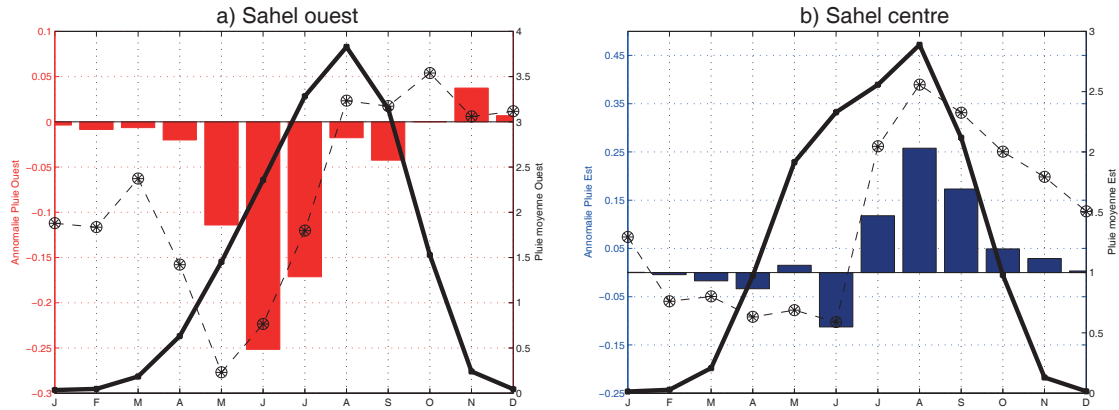


FIGURE 2.5 – Pluie moyenne (courbe noire; mm.jour⁻¹), différences A1B-CTL de pluie (histogramme; mm.jour⁻¹) et de barycentre (cercle et étoile; °nord) pour (a) l'ouest du Sahel et (b) le centre du Sahel. Zone pour les pluies (ouest [15°W-0°; 10°N-20°N], centre [0-25°E; 10°N-20°N]). Zone pour le barycentre (ouest [Eq-21°N; 15°O-0°], est [0-25°E; 10°S-21°N]).

Deux trimestres, centrés sur les maxima d'anomalies obtenues, sont maintenant définis pour saisir ce phénomène, sur l'ensemble de sa durée : MJJ (mai-juin-juillet) et JAS (juillet-août-septembre).

2.4 Les conditions de surface

Dans le système de mousson, les précipitations sont liées aux TSO proches ou globales. Elles représentent l'un des forçages les plus importants de la saison des pluies sahélienne. Elles sont, par exemple, la cause première des variations multi-décennales des cumuls sahéliens (Folland *et al.*, 1986; Giannini *et al.*, 2003; Hagos et Cook, 2008). Les températures de surface sont, avec la végétation et les TSO, les sources principales d'énergie dans les basses couches de l'atmosphère. Connectés entre eux, ces différents composants sont analysés ensemble dans le paragraphe suivant, avec, en premier lieu, une analyse de l'évolution des TSO, puis celle de l'humidité contenue dans le sol, de la végétation (Xue et Shukla, 1993) et de l'évolution des températures de surface sur le continent. Ce paragraphe documente ainsi les conditions de surface qui constituent le forçage le plus important à l'équateur.

2.4.1 Les Températures de Surface de l'Océan (TSO)

La position de la zone de convergence intertropicale est cruciale pour la mousson africaine. C'est, en effet, son avancée sur le continent qui permet l'arrivée de la saison des pluies. Cela signifie qu'une anomalie de position de la ZCIT peut, potentiellement, engendrer une saison des pluies plus courte ou plus longue. Comme le rappellent Hall et Peyrillé (2006), les conditions de surface au niveau du Sahara, de la mer Méditerranée (Rowell *et al.*, 2003, Fontaine *et al.*, 2010) et du golfe de Guinée (Caniaux *et al.*, 2011; Brandt *et al.*, 2011) expliquent que la mousson remonte plus ou moins vers le nord sur le continent. Or, l'un des forçages principaux de ce système est évidemment celui engendré par les champs de température de l'océan (TSO).

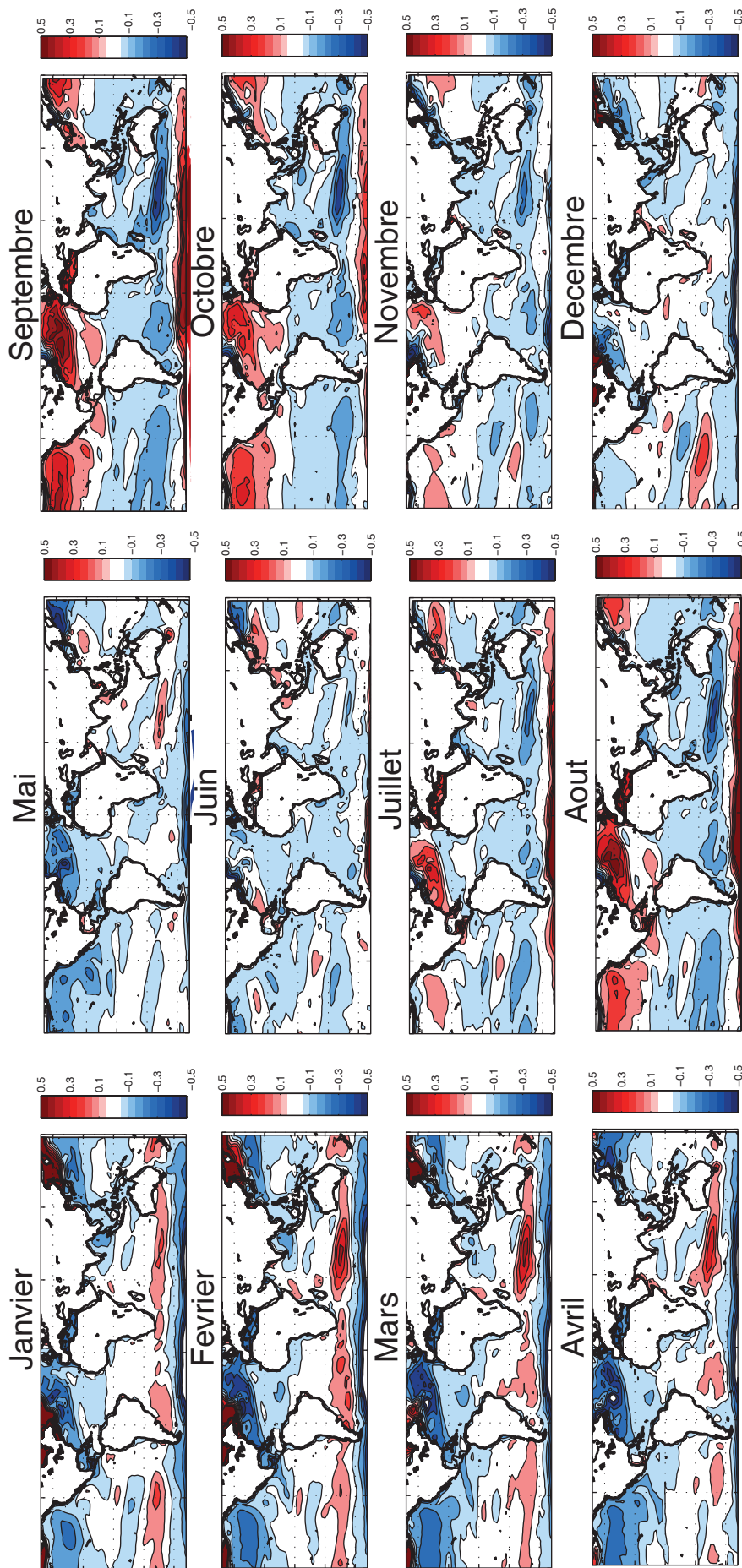


FIGURE 2.6 — Anomalies mensuelles des TSO ($^{\circ}\text{C}$) calculées pour chaque mois par rapport à l'anomalie annuelle moyenne entre la période future et la période actuelle.

Biasutti et Sobel (2009) montrent un décalage dans la saison des pluies future qu'ils expliquent par un changement dans le cycle saisonnier de la mousson à partir d'analyses factorielles (ACP) réalisées sur les champs de TSO. L'évolution de la première composante principale met en évidence le cycle saisonnier. En été boréal, les précipitations tropicales sont plus fortes lorsqu'à la fois les TSO de l'hémisphère nord sont chaudes et celles de l'hémisphère sud sont anormalement froides.

La figure 2.6 présente les anomalies de TSO, mois après mois, calculées avec la différence A1B-CTL de chaque mois par rapport à la différence annuelle moyenne A1B-CTL. Une anomalie positive (négative) signifie que les TSO se réchauffent (se refroidissent) par rapport à la hausse moyenne des températures pour toute l'année. Notons que le réchauffement des bassins océaniques n'est pas uniforme dans l'espace et dans le temps puisqu'en moyenne dans l'année le réchauffement le plus intense se produit entre juillet et octobre dans l'hémisphère nord et particulièrement en Atlantique nord et en Méditerranée.

Nous avons suivi la même méthodologie que Biasutti et Sobel (2009) en calculant les différences entre novembre et mai. La projection dans le futur donne les mêmes résultats : des TSO plus chaudes en novembre qu'en mai indiquent un retard du cycle saisonnier (figure 2.7). Le délai obtenu dans les pluies tropicales est aussi cohérent avec plusieurs projections de la mousson d'Amérique du Sud (Li *et al.*, 2006 ; Seth *et al.*, 2010), montrant que le décalage pourrait se produire à une échelle globale. La modification du cycle saisonnier permet donc à la mousson de remonter plus vers le nord et/ou de s'y maintenir plus longtemps.

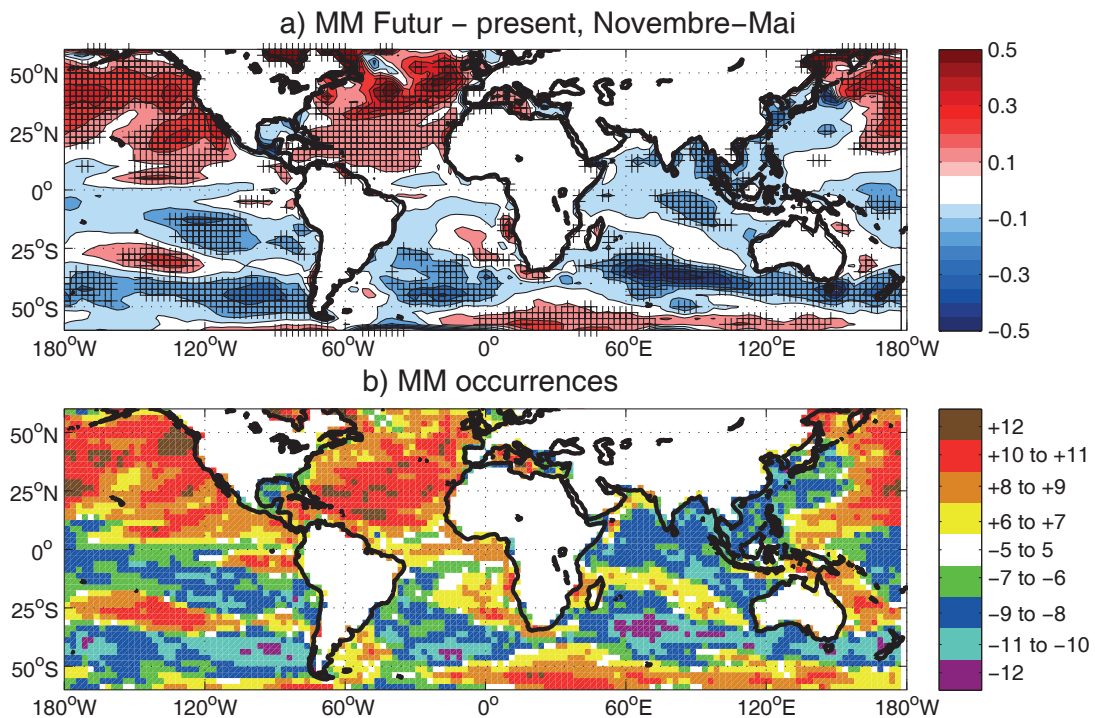


FIGURE 2.7 – Différences de température (°C) entre novembre et mai et entre A1B et CTL (a). Occurrences (b). Les différences jugées significatives selon un test de Student à $p=0.05$ sont marquées par une croix.

Cela confirme donc indirectement nos résultats : les changements futurs de la mousson sont associés à une modification du cycle saisonnier. Comme il fait plus chaud au nord de l'Afrique, le gradient de température augmente, toutes choses égales par ailleurs, et la mousson tend à se renforcer. Mais le réchauffement océanique est quant à lui légèrement décalé par inertie thermique et peut affecter davantage la seconde partie et la fin de la saison des pluies, notamment

via le fort réchauffement de la Méditerranée et de l'Atlantique dès le mois de juillet et jusqu'en octobre. Ainsi, nous pouvons émettre l'hypothèse qu'une modification à long terme des températures en Méditerranée ou qu'une évolution de l'AMO pourrait impacter fortement l'évolution décennale du cycle saisonnier de la mousson.

2.4.2 Le contenu en énergie de la mousson

Les variations de températures n'ont pas été montrées dans l'article puisque elles sont présentées dans Fontaine *et al.* (2011a). Or, celles-ci sont primordiales dans la mise en place de la mousson ouest-africaine car elles modifient le contenu énergétique des masses d'air. Quelques résultats additionnels relatifs à ces aspects méritent donc d'être présentés ici au travers des champs d'énergie statique humide dans les basses couches. Ceux-ci permettent de montrer le forçage thermodynamique des surfaces océaniques et continentales. L'ESH, en kJ/kg d'air sec, est donnée par la relation

$$\text{ESH} = gZ + \text{Cp}T + LQ$$

où gZ est l'énergie potentielle avec g l'accélération de la pesanteur, Z l'altitude (en km). $\text{Cp}T$ est l'énergie sensible avec T la température de l'air en Kelvin et Cp la chaleur spécifique de l'air à pression constante. LQ est l'énergie latente avec L la chaleur latente de condensation de l'eau et Q l'humidité spécifique (en g d'eau par kg d'air humide).

Notons que l'humidité des sols est directement intégrée dans le bilan d'ESH puisqu'elle augmente le flux de chaleur latente — l'entropie humide — dans les basses couches et favorise le développement de la convection profonde (Betts et Ball, 1995 ; 1998). Le couvert végétal modifie les précipitations sahéliennes : parmi de nombreux autres articles, les études de Xue et Shukla (1993) et Taylor *et al.* (2002) indiquent ainsi qu'une réduction du couvert favorise les anomalies sèches. Par ailleurs, les études théoriques de Plumb et Hou (1992), Emanuel *et al.* (1994), Emanuel (1995) et diagnostiques d'Eltahir et Gong (1996) et Fontaine et Philippon (2000) montrent que la circulation de mousson ouest-africaine est fortement dépendante des gradients horizontaux d'ESH.

Les champs d'ESH apportent donc une information très complémentaire de l'information TSO, mais plus générale et sous l'angle thermodynamique.

L'énergie statique humide est maximale sur les zones humides occupées par la végétation, comme vu sur les figures 2.8ab en accord avec Eltahir et Gong (1996) et Zheng et Elthair (1998). En Afrique subsaharienne, sa variation est en effet dictée par celle de l'énergie latente (Lq), alors que sur le Sahara c'est l'évolution de la part sensible ($\text{Cp}T$) qui domine (Philippon, 2002). Or, comme déjà indiqué, le gradient d'ESH entre les régions humides de l'Afrique de l'Ouest et le Sahara (très chaud et sec) est primordial dans la mise en place de la mousson.

Dans le futur, le multi-modèle montre une augmentation significative et globale de l'ESH. Les zones où cette hausse est la plus forte sont celles où se situe la ZCIT en été boréal : c'est bien l'augmentation d'énergie latente (et donc de l'humidité) qui joue le rôle le plus important dans ce cas. Une hausse forte de l'ESH apparaît aussi au nord de l'Afrique, mais ici elle est due à la hausse importante des températures dans cette région. À noter également que, plus largement, le gradient de température entre le Sahara et le golfe de Guinée est lui aussi renforcé. Les cartes d'occurrences associées à ces résultats ne sont pas montrées car la grande majorité des modèles prévoient une augmentation de ces variables entre la période actuelle et la période future comme pour les figures 2.8efgh. Ces gradients horizontaux d'ESH renforcés sont

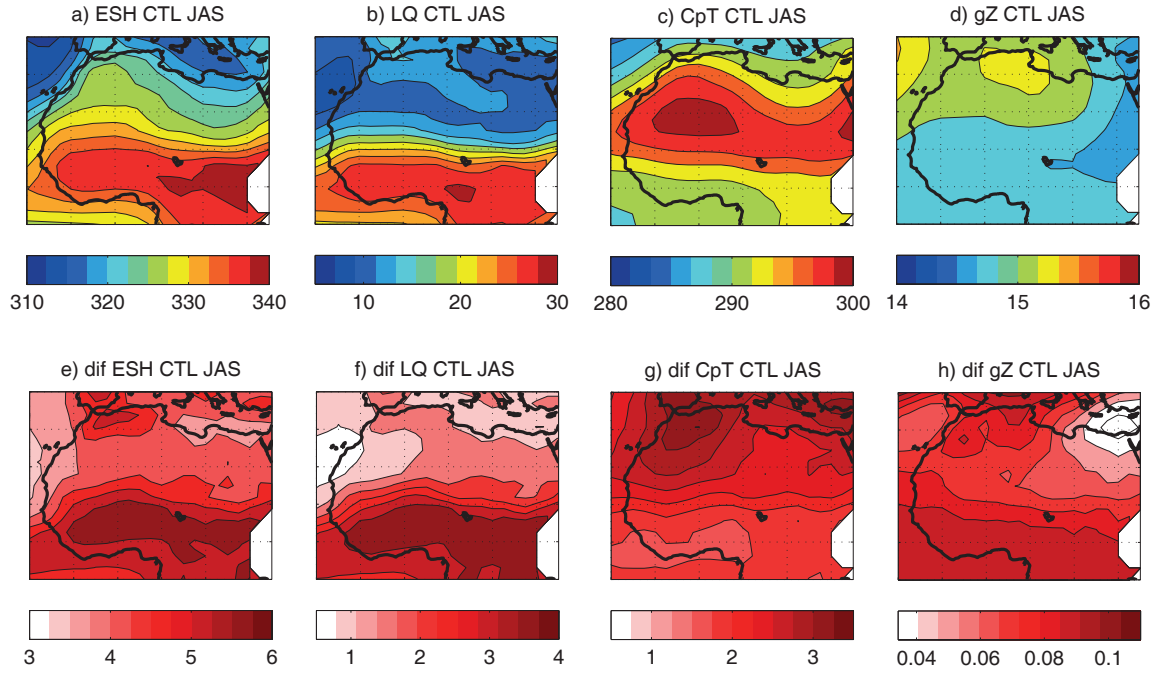


FIGURE 2.8 – ESH (a) LQ (b) CpT (c) en kJ.kg^{-1} à 850 hPa pour JAS et différences A1B-CTL pour l'ESH (e), LQ (f), CpT (g) et gZ (h).

cohérents avec les signaux pluviométriques et dynamiques déjà enregistrés (article 1). Compte tenu de l'évolution du contenu en énergie, la mousson devrait être renforcée dans le futur.

Pour la période MJJ, l'évolution est globalement comparable : avant et au début de la saison pluvieuse (figure 2.9), la hausse de l'énergie latente est plus faible qu'en JAS. Celle de l'énergie sensible est au contraire plus forte qu'en JAS. Cette différence est liée à une humidité plus faible en début de saison.

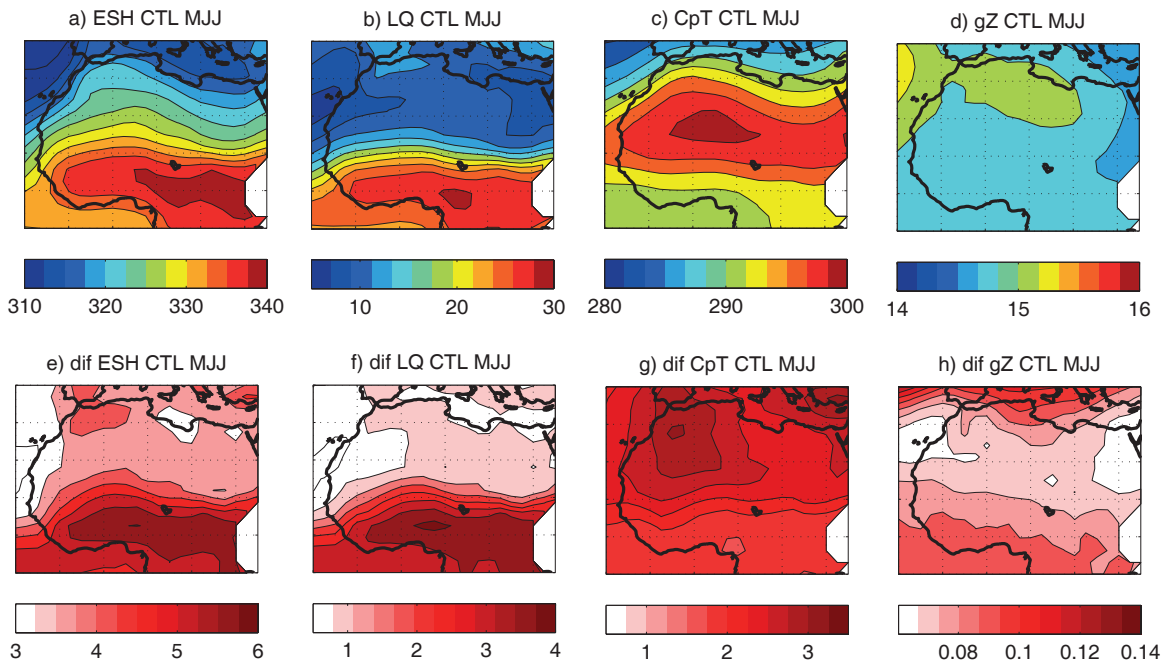


FIGURE 2.9 – Idem figure précédente, mais pour MJJ.

En conditions plus humides, l'ESH augmente par apport de chaleur latente dans les basses couches de l'atmosphère : les gradients verticaux d'énergie sont ainsi renforcés et les caracté-

ristiques de la couche limite sont plus favorables au développement de la convection profonde (Alonge et Mohr, 2007). Pour ces auteurs, l'augmentation des gradients verticaux d'ESH dans les basses couches permet de plus grandes valeurs de CAPE (Convective Available Potential Energy), favorables à une plus forte instabilité atmosphérique.

Les profils verticaux montrent une diminution de l'ESH avec l'altitude due à la décroissance verticale de l'humidité spécifique et des températures. Quand on se rapproche de la tropopause, l'énergie latente devient presque nulle, la température remonte et le géopotentiel continue de croître : les valeurs d'ESH augmentent (figure 2.10abcd). Notons que l'expérience *future* montre une forte augmentation d'énergie latente dans les basses couches (couche limite) alors que la modification du profil d'énergie sensible est surtout marquée dans les hauts niveaux de la troposphère, entre 250 et 150 hPa. Le réchauffement est cohérent avec ce que produit le GIEC : la troposphère se réchauffe progressivement avec des augmentations fortes en zone tropicale à son sommet. La stratosphère est caractérisée par un refroidissement. Ce dernier point semble être en désaccord avec les résultats de Herceg *et al.* (2007) dans l'actuel qui associent des conditions plus sèches — années 80 — au Sahel, avec une hausse de la température à cette altitude. En effet, avec un signal du même ordre au niveau de la troposphère, nous obtenons une mousson plus intense. Toutefois, dans le futur, le signal d'altitude est lié au changement global dans toute la troposphère et les modifications les plus fortes se produisent dans les basses couches. Il faut aussi relativiser ces résultats car seuls les modèles proposant des données de surface donnent ce signal dans les basses couches. Par exemple, pour la zone centrale, seuls quatre modèles fournissent des valeurs sur l'ensemble de la zone sélectionnée entre la surface et 925 hPa. Les autres ne fournissent de valeurs que sur le sud du Sahel, ou alors plus haut en altitude à 850 hPa. Néanmoins, il apparaît qu'en ces régions l'évolution de l'ESH est principalement liée à celle de la chaleur latente, et montre une hausse de ces valeurs. Ceci est cohérent avec une mousson plus intense et une augmentation des précipitations sahéliennes.

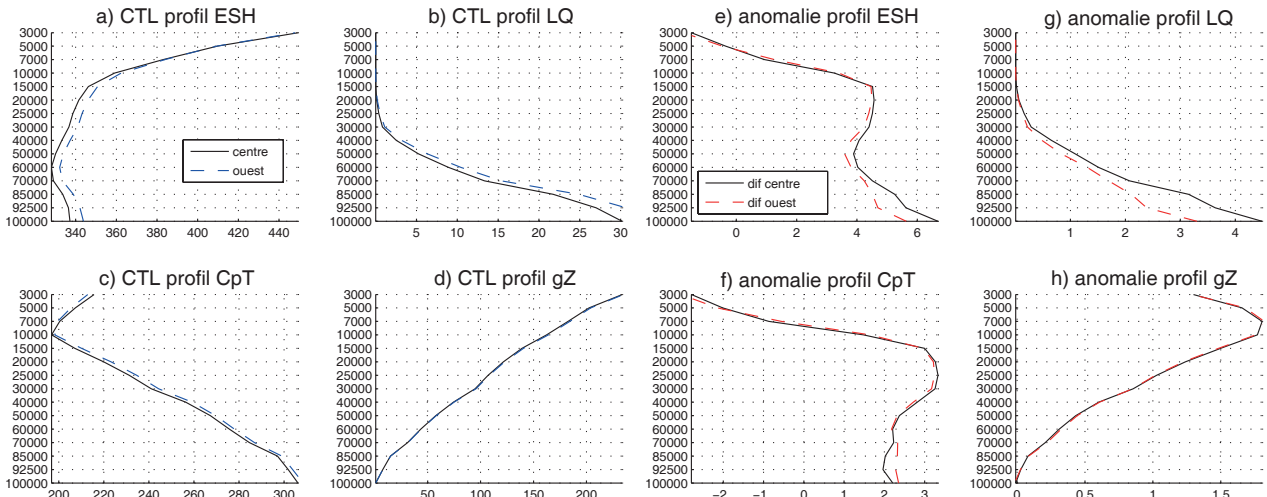


FIGURE 2.10 – Profil vertical d'ESH (kJ.kg^{-1}) et de ses composantes latente (LQ), sensible (CpT) et géopotentielle (gZ) (kJ.kg^{-1}) pour CTL (région centre en noir et ouest en bleu) et différence A1B-CTL (centre en noir et ouest en rouge). Moyenné à l'ouest (au centre) entre 15°W et 0° (0 et 25°E) et entre 10 et 20°N .

Les modifications des conditions de surfaces ont des répercussions sur l'ensemble de la mousson. L'augmentation des grands gradients de températures, d'humidité et donc d'énergie sont capables de moduler la force de la mousson ouest-africaine. Les répercussions se font non seulement en surface mais dans toute la colonne atmosphérique. Ainsi peut-on se demander si le renforcement du système de mousson serait avant tout associé à des modifications de la dynamique atmosphérique proches de la surface, par exemple une hausse de l'humidité apportée

par les alizés, ou plus en altitude, par exemple, en faisant intervenir le JEA. Pour répondre à ces questions, les paragraphes suivants documentent la dynamique atmosphérique au sein de la troposphère.

2.5 La dynamique atmosphérique

Dans cette section, nous regardons les champs de vents au long des saisons (MJJ, JAS et SON). Plusieurs niveaux d'altitude sont sélectionnés pour décrire les principaux acteurs de la circulation en basse et moyenne troposphère : les alizés et le flux de mousson à 925 hPa, le jet d'est africain à 700 hPa et le niveau 850 hPa qui est un bon marqueur du sommet de la couche de mousson. Les changements d'intensité des gradients d'ESH et de température modulent la circulation de mousson puisqu'un gradient de température plus fort entre le Sahara et le golfe de Guinée engendre un renforcement de la mousson. Les variations des précipitations sont liées à la circulation atmosphérique, la convergence et la divergence du vent et des flux d'humidité, ainsi que des mouvements verticaux associés aux circulations cellulaires. Les TSO font partie intégrante du système climatique et leur décalage saisonnier peut avoir des répercussions en fin de saison des pluies. De plus, les figures 2.4 et 2.5 laissent entrevoir un signal jusqu'en octobre-novembre. Dans un premier temps, seront vus des champs de vents à plusieurs niveaux d'altitudes. Enfin, l'évolution des grandes cellules (zonales et méridiennes) sera documentée.

2.5.1 Les champs de vents et de flux d'humidité

Des constats s'imposent :

- sur la période MJJ, les alizés et le flux de mousson sont renforcés et remontent plus au nord sur le continent, répondant ainsi à l'augmentation de la température sur le Sahara. Au-dessus du Sénégal, une anomalie de nord-ouest est visible, ce qui peut entraîner le Front InterTropical vers le sud (figure 2.11ad). L'absence de données de vents en surface dans une grande partie des modèles et la mauvaise représentation du FIT sur la côte du Sahel empêchent cependant de vérifier cette hypothèse. Toutefois, à 850 hPa, c'est un flux en provenance de l'Atlantique tropical nord qui domine en maintenant une anomalie de nord-ouest au-dessus du Sénégal (figure 2.11be, figure 2.12be). Le Jet d'Est Africain (à 700 hPa) est renforcé ; sa position plus au sud permet un export d'humidité en direction de l'Atlantique, favorable à une diminution de la convection et la mise en place de précipitations plus au sud (figure 2.11cf et figure 2.12cf) ;

- en JAS, les alizés pénètrent plus profondément vers le nord et donc sur le Sahel où ils transportent l'humidité évaporée au-dessus du golfe de Guinée (figure 2.11 et 2.12gj). À 850 hPa, l'anomalie de flux sur la bande sahélienne montre une remontée vers le nord du flux zonal, celui-ci étant situé dans l'expérience de contrôle autour de 15° nord (figure 2.12hk). Notons aussi que le JEA est affaibli au centre et renforcé à l'ouest, en accord avec le contraste zonal de précipitations obtenu (figure 2.11or). Enfin un signal fort apparaît au-dessus de la Méditerranée : l'association d'une anomalie anticyclonique centrée sur l'ouest du bassin et une anomalie cyclonique sur l'est du bassin méditerranéen renforce l'harmattan depuis l'est de la Méditerranée jusque sur le Sahara ;

- en fin de saison des pluies (ASO), la Méditerranée atteint son maximum thermique annuel alors qu'une baisse des températures s'amorce au nord du Sahara et que l'harmattan se renforce repoussant le FIT vers le sud et favorisant le retrait de la ZCIT en direction de l'équateur. Dans le futur, le cycle saisonnier semble décalé, en lien avec le réchauffement de l'Atlantique nord et de la Méditerranée. La circulation est renforcée significativement à 925 hPa sur les niveaux 850

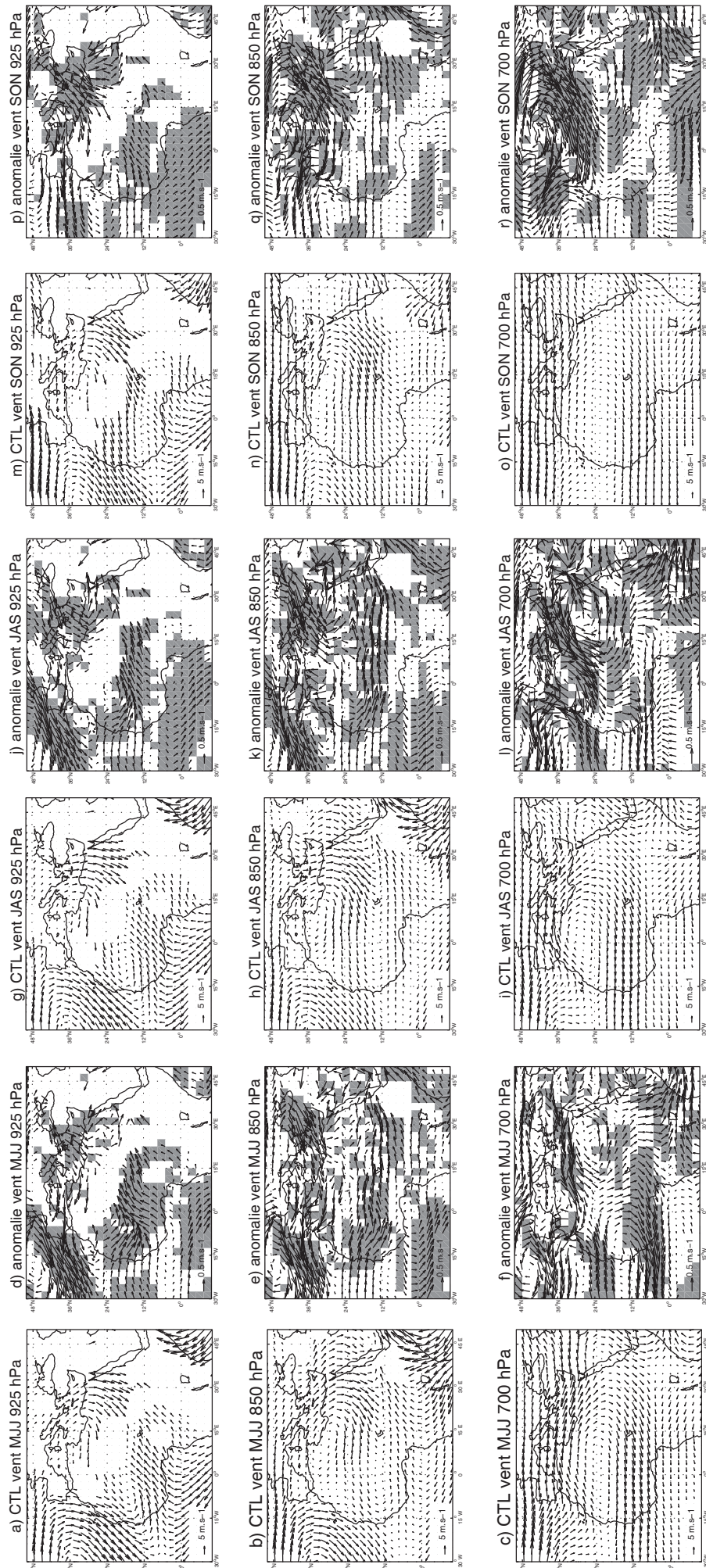


FIGURE 2.11 – Vent moyen (m.s⁻¹) à 925, 850 et 700 hPa pour MJJ, JAS, SON, pour l'expérience CTL (1^{ère}, 3^e et 5^e colonnes) et pour A1B-CTL (2^e, 4^e et 6^e colonnes). Les valeurs significatives à $p=0,05$ avec un test de Student sont représentées par des aplats gris.

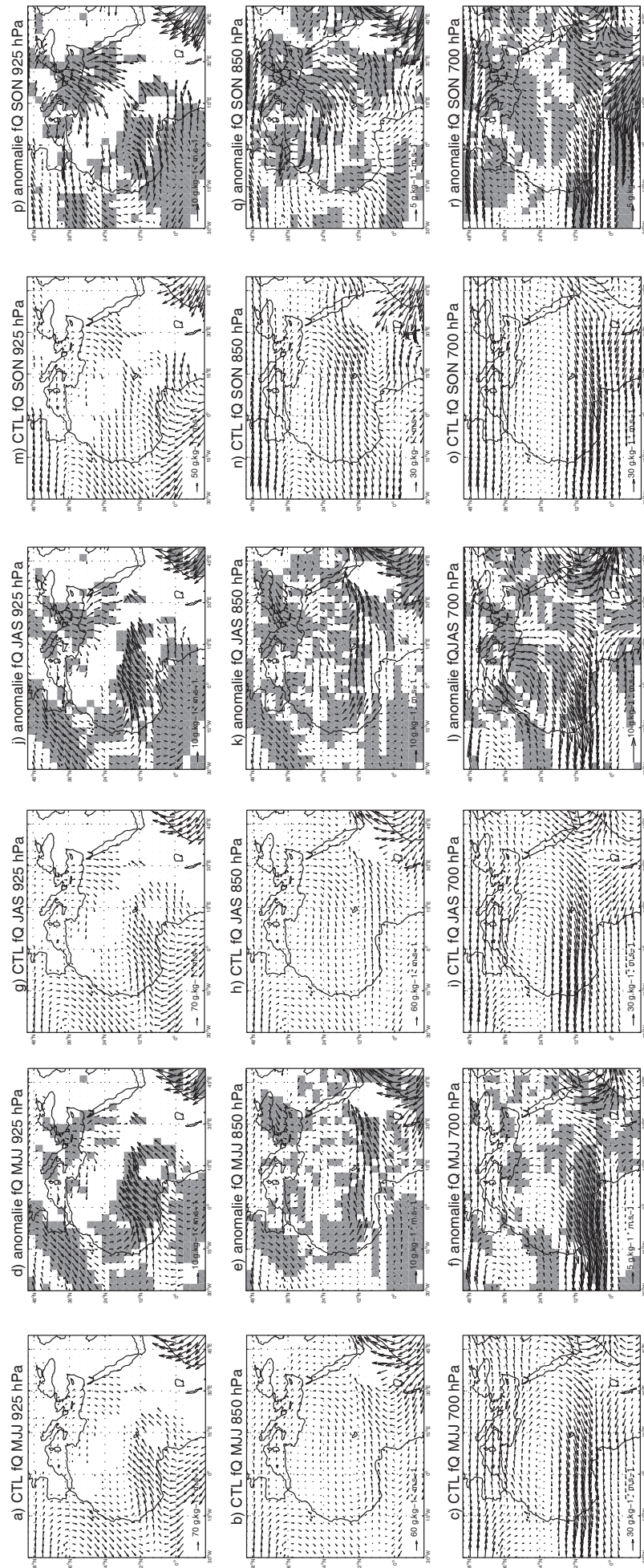


FIGURE 2.12 – Flux d'humidité ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) à 925, 850 et 700 hPa pour MJJ, JAS, SON, pour l'expérience CTL (1^{ère}, 3^e et 5^e colonnes) et pour A1B-CTL (2^e, 4^e et 6^e colonnes). Les valeurs significatives à $p=0,05$ avec un test de Student sont représentées par des aplats gris.

700 hPa depuis la Méditerranée (figure 2.11). Les anomalies thermiques positives du bassin méditerranéen peuvent donc expliquer le décalage de la fin de saison des pluies vers l'automne. Cependant, le flux en provenance du golfe de Guinée est lui aussi renforcé, montrant que la Méditerranée seule ne peut expliquer une position plus septentrionale de la ceinture des pluies.

2.5.2 Les cellules de mousson

Les modifications observées dans toute la couche troposphérique sont liées à des changements repérables au sein des circulations cellulaires de type Hadley. Les cellules méridiennes se déplacent au fil des saisons, entraînant avec elles la ZCIT. Elles migrent vers le nord jusqu'au moment du plein développement de la saison des pluies sahélienne avant de redescendre vers le sud à partir du mois de septembre. Le multi-modèle montre une circulation remontant au nord en JAS par rapport à MJJ et migrant vers le sud en SON (Figure 2.13abc pour l'ouest et figure 2.13jkl pour le centre).

Les différences obtenues montrent une forte anomalie de subsidence sur l'ouest du Sahel, alors que par 35-40° nord et 10-20° sud l'air subsiste moins fortement. Les branches descendantes et ascendantes des cellules sont donc affaiblies au regard de la circulation méridienne moyenne (figure 2.13d). Ce signal est fort en MJJ, s'atténue un peu en JAS (figure 2.13e) et devient plus bruité en SON (figure 2.13c). Il est intéressant d'observer qu'en MJJ, la carte des occurrences montre que tous les modèles simulent une ascendance d'air plus faible entre 5 et 15° nord au niveau de la zone de convection profonde (500-300 hPa) (figure 2.13g).

En MJJ, l'ascension de l'air est favorisée dans les basses couches de l'atmosphère (jusqu'à 700 hPa), alors qu'une anomalie de subsidence entre l'équateur et 15° nord est clairement visible (figure 2.13m). Cela est cohérent avec la baisse des pluies entre l'équateur et 10° nord sur le centre du Sahel pendant cette période.

Un contraste zonal centre / ouest est également visible sur la circulation méridienne en JAS. Sur le centre du Sahel, les branches des cellules sont plus fortes : la circulation est renforcée et les cartes d'anomalies montrent très nettement une remontée plus au nord de la structure générale de juillet à novembre (figure 2.13n) avec un renforcement de la branche ascendante des cellules de plus en plus marquée pour un nombre croissant de modèles, et donc un renforcement de la convection profonde (figure 2.13or).

La circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest possède une forte composante zonale sous l'effet de la force de Coriolis qui opère sur des gradients de pression et de température plutôt méridiens. C'est notamment le cas des alizés au-dessus du Sahel, du JEA et du JET en altitude. L'étude de Hagos et Cook (2008) conclue d'ailleurs que le passage de la sécheresse des années 1980 à la reprise pluviométrique de ces dernières années (Ozer *et al.*, 2003; Nicholson, 2005) se ferait par une modification de la circulation zonale au-dessus de l'Afrique répondant au réchauffement conjoint de l'océan Indien et de l'océan Atlantique : un océan Indien anormalement chaud favorise une zone de subsidence au-dessus du Sahel central, alors qu'un réchauffement de l'océan Atlantique ces dernières années autorise le déplacement de cette subsidence vers l'ouest du Sahel. Cela est cohérent avec les résultats de Lebel et Ali (2009), montrant dans les observations un début de reprise des pluies sur le centre du Sahel et, au contraire, une sécheresse toujours persistante à l'ouest. Cette vision est conforme à ce que nous observons dans les projections climatiques.

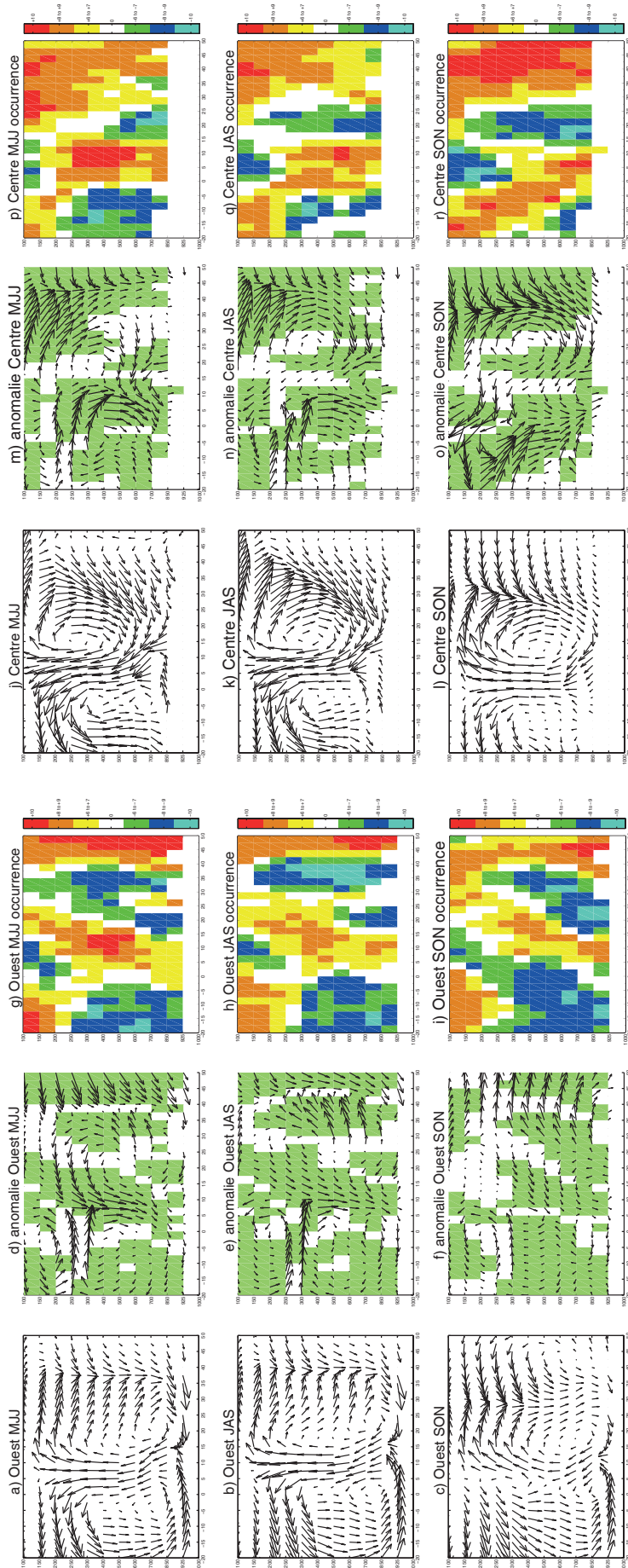


FIGURE 2.13 – Coupe méridienne du vent (m.s^{-1}) pour MJJ, JAS et SON, pour CTL (1^{ère} et 4^e colonnes), AIB-CTL (2^e et 5^e colonnes) et les occurrences (3^e et 6^e colonnes). Les valeurs significatives selon un test de Student et à $p=0,05$ sont représentées par un aplat vert. L'échelle en abscisse est le 2 m.s^{-1} (a, b, c, j, k, l) et 0.5 m.s^{-1} (d, e, f, m, n, o), alors qu'elle est de $5.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ en ordonnée (sur le graphique, la composante verticale est multipliée par 200 pour être plus clairement reproduite).

Les cellules zonales de type Walker sont calculées et moyennées sur une bande latitudinale de 10° à 20° nord, et représentées de 40° ouest à 120° est. Dans l'expérience de contrôle, on note une forte ascendance de l'air au-dessus de l'océan Indien et de la warm pool, la branche descendante (non visible sur la figure) étant située au-dessus de l'océan Atlantique (Tanaka *et al.*, 2004). Les cartes de différences entre la période *future* et la période *actuelle* montrent en effet une anomalie de subsidence marquée entre le méridien de Greenwich et 20° ouest, c'est-à-dire au-dessus du Sahel ouest (figure 2.14de). Cette forte anomalie est d'ailleurs reproduite par un grand nombre de modèles entre 500 et 300 hPa, ce qui semble annoncer un affaiblissement de la convection profonde dans le futur, en cohésion avec la diminution des pluies constatée sur les régions le plus à l'ouest (figure 2.14gh). De plus, cette anomalie se réduit au fur et à mesure qu'on se rapproche de l'automne, et sa structure spatiale devient plus large et plus robuste (reproduite par un plus grand nombre de modèles) en MJJ qu'en JAS. En SON, c'est au contraire une forte anomalie ascendante au-dessus de l'Afrique de l'Est et de l'océan Indien qui domine (figure 2.14fi). Cette anomalie de subsidence est située autour de 20° ouest ; elle a une branche ascendante au-dessus de l'océan Atlantique et descendante au-dessus du Sahel. En revanche, l'anomalie ascendante au-dessus de l'océan Indien n'est pas liée au Sahel (ascendance au-dessus de 60° est et subsidence au-dessus de 100° est).

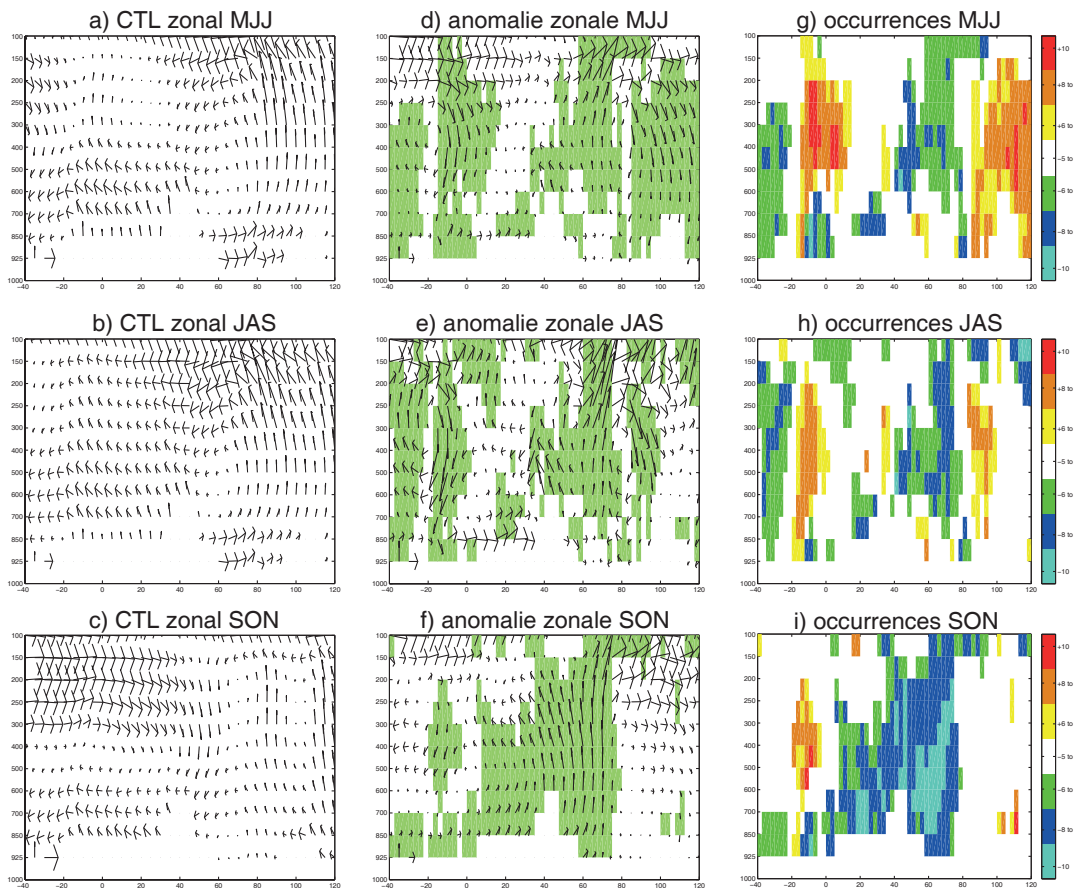


FIGURE 2.14 – Coupe zonale du vent (m.s^{-1}), moyenné entre 10° et 20° nord pour MJJ, JAS et SON et pour CTL (1^{ère} colonne), A1B-CTL (2^e colonne) et les occurrences (3^e colonne). Les valeurs significatives selon un test de Student et à $p=0,05$ sont représentées par un aplat vert. L'échelle en abscisse est de 10 m.s^{-1} (a, b, c) et de 0.5 m.s^{-1} (d, e, f), alors qu'elle est de $5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ en ordonnée (sur le graphique, la composante verticale est multipliée par 200 pour être plus clairement reproduite).

Les flux d'humidité sont clairement renforcés et les cellules méridiennes de mousson montrent une remontée du système sur le centre du Sahel. Sur l'ouest, les flux sont affectés plus faiblement et la circulation méridienne est située plus au sud. Parmi tous ces champs, le JEA semble

fortement impliqué sur l'ouest du Sahel et sa modification pourrait expliquer l'existence de cette répartition zonale des anomalies de pluies. La section suivante analyse l'évolution de la dynamique du JEA.

2.5.3 Le Jet d'Est Africain

Le JEA est reconnu comme étant l'un des acteurs majeurs du système de mousson au-dessus de l'Afrique de l'Ouest en raison, notamment, du cisaillement vertical qu'il induit et qui est crucial dans l'organisation de la convection humide et la génération des lignes de grain (Houze et Betts, 1981). Pendant les années de sécheresse sahélienne, le JEA a été renforcé et a vu sa position migrer plus au sud et, inversement, affaibli et plus au nord en années anormalement pluvieuses (Newell et Kidson, 1984 ; Fontaine et Janicot, 1992). Rappelons que le JEA est très lié aux conditions de surface car il résulte de l'installation de forts gradients de température et d'humidité dans les basses couches de l'atmosphère entre golfe de Guinée et Sahara (Cook, 1999). Thorncroft et Blackburn (1999) ont montré aussi que la force du JEA dépendait des profils de la température potentielle et de l'humidité spécifique au sein de la couche limite.

Le JEA est associé à deux circulations méridiennes forcées adiabatiquement : la première est associée à des flux de surface et à la convection sèche sur la région de la dépression thermique saharienne au-dessus du Sahara. La dépression thermique est particulièrement importante dans le maintien du JEA qui est associé à des gradients méridiens de vorticité potentielle. La seconde est associée à la convection humide dans la zone de convergence intertropicale (Thorncroft et Blackburn, 1999).

Une coupe zonale effectuée sur le Sahel central met bien en évidence la structure verticale des champs de vent. Au sud de 10°N, on note l'existence du JEA autour de 600 hPa entre 10 et 15°N, et, au-dessus en haute troposphère, du jet d'est tropical à 150 hPa (figure 2.15a). À l'inverse, au nord de 20°N, la circulation d'ouest de haute troposphère est dominée par le jet d'ouest subtropical à 300-200 hPa. Ces aspects se maintiennent plus à ouest, avec toutefois la quasi-disparition du jet d'est tropical.

L'évolution probable de ce système dans le cadre du changement climatique, telle qu'appréhendée par les différences A1B-CTL, est représentée en couleur (figure 2.15ad). Ces modifications laissent à penser que le JEA pourrait être renforcé et occuper une position plus au sud sur le Sahel central, ce qui est en désaccord avec les cartes de vent à 700 hPa (figure 2.15a). Ce signal est cependant faible. En revanche, plus à l'ouest, on retrouve bien l'accord avec ce qui a déjà été montré : son positionnement plus au sud et son renforcement. Dans les deux cas, il n'y a pas de modification en force ou de position des jets d'altitude (JET et jet subtropical d'ouest).

Les maxima d'humidité spécifique marquent bien la ZCIT : ils sont plus forts sur le golfe de Guinée en MJJ et JAS et sur le sud du Sahel en été boréal, le Sahel marquant la transition entre, d'une part les zones occupées par la végétation (forêts et savanes plus ou moins denses) entre la côte de Guinée et la zone soudanienne, et d'autre part le désert du Sahara où se trouvent les maxima de température potentielle.

Dans la période *future*, on note à la fois une intensification du gradient d'humidité spécifique (figure 2.15be) et de la température potentielle (figure 2.15cf) aux latitudes sahéliennes, ce renforcement étant plus marqué dans la partie ouest en MJJ lors de l'installation des maxima thermiques sur le Sahara occidental et, en conséquence, de la dépression thermique saharienne.

La hausse de la température potentielle de surface est maximale entre 20 et 40° nord et le gradient entre l'équateur et le Sahara en est renforcé. Au centre du Sahel et de juillet à septembre, le réchauffement qui suit le forçage radiatif zénithal s'étend vers le nord et le gradient de température potentielle augmente ainsi de manière plus régulière. La ceinture des pluies pénètre plus profondément sur le continent (figure 2.15b).

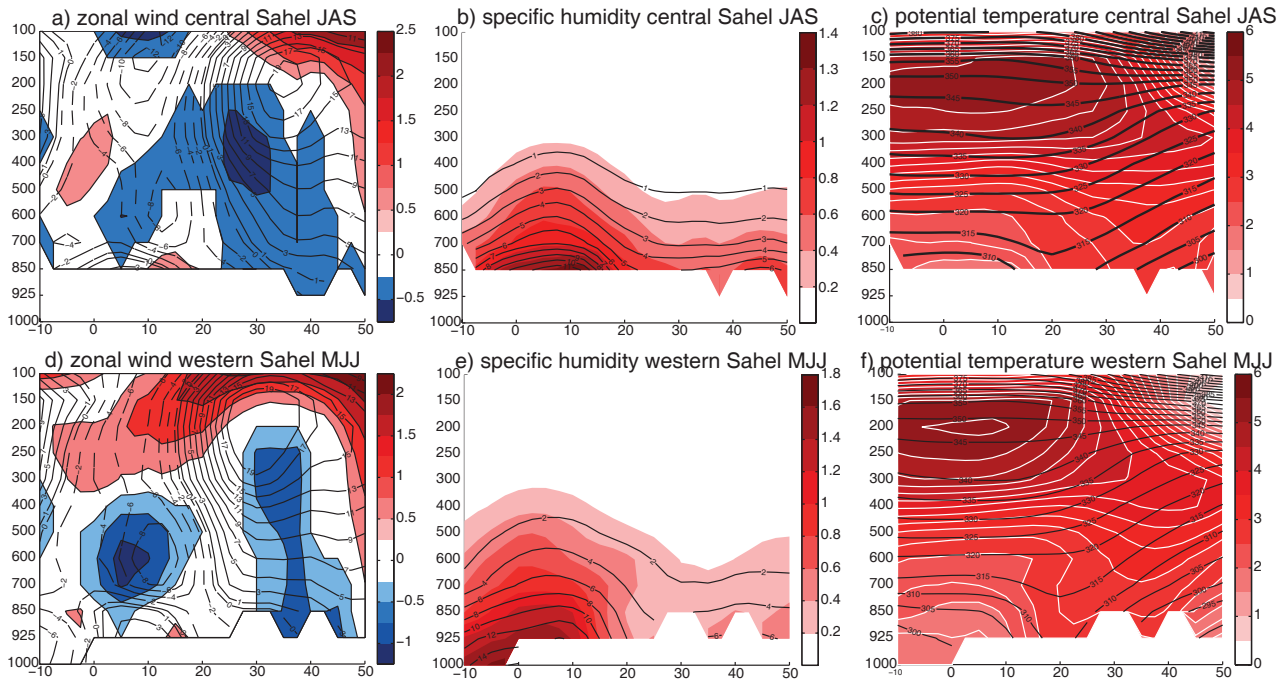


FIGURE 2.15 – (a, d) Vent zonal (m.s^{-1}), (b, e) humidité spécifique (g.kg^{-1}) et (c, f) température potentielle ($^{\circ}\text{K}$) pour le centre du Sahel en JAS (haut de la figure) et l'ouest du Sahel en MJJ (bas de la figure). Les différences de vent zonal, d'humidité spécifique et de température potentielle sont en couleur.

Ainsi, la modification la plus nette se produit sur l'ouest du Sahel en fin de printemps boréal (MJJ) avec des gradients de température potentielle et d'humidité spécifique renforcés. Or pour Cook (1999) et Thorncroft et Blackburn (1999) les gradients méridiens forcés diabatiquement entraînent une modification de la vorticité potentielle au-dessus de l'Afrique avec *in fine* un renforcement du jet d'est africain, empêchant par les cisaillements induits le développement de la convection profonde sur et au sud de la zone sahélienne. De plus, le JEA se déplace vers l' quateur.

Thorncroft et Blackburn (1999) montrent également l'effet de la dépression thermique et de la ZCIT sur la force du JEA. Une dépression thermique plus forte au-dessus du Sahara (une ZCIT plus humide et intense) serait propice à un renforcement du JEA. Il y a donc rétroaction positive entre ZCIT et JEA. Schubert *et al.* (1991) montrent d'ailleurs que la convection humide au sein de la ZCIT peut aider au développement et au maintien du JEA. En retour, ce jet de couches moyennes modifie la convection profonde au sein de la ZCIT, et donc les cumuls précipitants.

2.6 Synthèse et discussion

Le questionnement de base qui légitimait ce chapitre peut être présenté ainsi :

- ▷ Peut-on dégager un signal cohérent dans le changement climatique en cours et futur affectant les régions sahéliennes ?
- ▷ Si oui, à quelles échelles et en quelles régions ?
- ▷ Quelles sont alors les modifications climatiques attendues en termes de cycle moyen et d'anomalies dans le système de mousson ?

Ce chapitre a commencé par rappeler que le quatrième rapport du GIEC concluait sur le changement climatique au Sahel en assurant qu'aucun consensus ne pouvait être trouvé avec les modèles de climat de l'exercice CMIP3/AR4 parce que les études faites sur le sujet divergent du point de vue des résultats, celles prédisant une hausse des précipitations par rapport à l'actuel étant au moins aussi nombreuses que celles concluant à une baisse. La figure 2 (10.12a du chapitre 10 du rapport du GIEC) laissait toutefois entrevoir une piste de travail : sur cette figure 2, nous constatons l'existence possible d'un dipôle d'anomalies entre l'ouest et le centre de la zone sahélienne. Cette observation n'a pas, à notre avis, été assez relevée ou suivie par les auteurs, peut-être parce qu'elle a été jugée pas ou peu significative, mais peut être aussi pour une simple question d'échelle : l'analyse des cartes de moyennes de précipitations nous entraîne vers une vision plutôt méridienne de la mousson avec une diminution des cumuls de la côte vers le Sahara. Nos travaux montrent que cette vision doit être complétée par un regard zonal distinguant l'ouest et le centre du Sahel qui permet de mieux percevoir les effets du changement climatique.

Cette réflexion méthodologique nous a amené à utiliser une approche plus régionalisée et cohérente avec le signal de champ de la figure 2, de façon à voir s'il était possible d'aboutir à un bon consensus malgré la diversité des modèles utilisés, ceci avec une approche multi-modèle pour prendre en compte la diversité des modélisations et l'éventail des représentations du climat. Le concept du « one model, one vote » a été ajouté pour renforcer la robustesse des résultats en leur associant une probabilité d'occurrence. Par ailleurs, nous nous sommes assuré que chaque modèle avait le même poids en ne sélectionnant une simulation par modèle et par équipe de modélisateurs. Ceci réduit bien sûr la variance en entrée, mais interdit aux modèles qui ont produit de nombreuses simulations de dominer l'ensemble et donc de biaiser d'une certaine façon les résultats en sortie.

Nous observons qu'au final les résultats du multi-modèle sont, dans l'expérience de contrôle (dans l'actuel) assez proches de ceux qu'on peut tirer des réanalyses, malgré une forte réduction de la variabilité observée ou réanalysée en raison de l'effet des moyennes. Cet aspect est frappant lorsque l'on s'intéresse à la migration de la ZCIT. Dans certaines réalisations des modèles individuels, celle-ci n'atteint pas le Sahel, alors que dans d'autres elle est située beaucoup trop au nord. Le multi-modèle, quant à lui, est plus proche de la réalité. Sur la période future, les modèles individuels et le multi-modèle convergent sur un signal dipolaire zonal dans les précipitations au Sahel, opposant les régions ouest et centre.

L'article 1 a analysé l'évolution du climat sur la saison des pluies JAS et a montré que le signal observé est robuste dans le temps et augmente au fur et à mesure que le climat se réchauffe. Il était donc logique d'approfondir ce constat au regard du déroulé du cycle moyen

annuel — au fil des saisons — en utilisant, par exemple, les trimestres MJJ, JAS et SON précédemment définis. Les principaux résultats sur le futur peuvent être synthétisés ainsi :

► En MJJ, les pluies deviendraient plus faibles à l'ouest du Sahel, sur le Sénégal et le sud de la Mauritanie, en lien avec une circulation méridienne plus faible, une ceinture des pluies située plus au sud et la présence d'une anomalie de subsidence. Deux raisons sont plausibles pour expliquer le déficit en pluies. En premier lieu, un jet d'est africain renforcé et qui se déplace plus au sud, forcé par la modification des gradients d'humidité spécifique et de température potentielle. En effet, le JEA permet un export d'humidité en dehors du Sahel vers l'Atlantique et intensifie les cisaillements, ce qui peut limiter le développement de la convection profonde et des précipitations. L'océan Atlantique intervient en second lieu puisqu'on constate une modification au sein de la cellule zonale de type Walker avec anomalie de subsidence de l'air au-dessus du Sahel et ascendance sur l'Atlantique tropical.

► En JAS, la diminution des pluies à l'ouest reste apparente car toujours marquée en juillet. La subsidence est toujours présente et le JEA encore plus au sud que sa position normale et renforcé. En revanche, on observe une hausse des précipitations sur le centre du Sahel parce que la mousson s'intensifie et que le système pénètre plus au nord sur le continent, en accord avec la modification des conditions de surfaces et des gradients méridiens induits (température, humidité, énergie statique humide). L'intensification des flux d'humidité et la plus forte convergence de vapeur d'eau aux latitudes sahéliennes font que les précipitations augmentent. Le JEA semble toutefois très légèrement affaibli sur l'extrême nord du Sahel, mais cette modification est très faible.

► Enfin, en septembre et en fin de saison des pluies, la ZCIT commence sa migration vers le sud lorsque la température diminue au-dessus du Sahara, ce qui se traduit par un déport vers le sud des basses pressions thermiques et des descentes d'harmattan en direction du FIT. Or, c'est pendant ce retrait et dans les mois qui suivent que les excédents associés au changement climatique sont le plus nets. Ceux-ci sont associés à une circulation méridienne et une ZCIT anormalement positionnée au nord (figure 2.13) et sont marqués par un retrait et une fin de saison des pluies moins rapides. Ce retard témoigne d'une modification du cycle saisonnier moyen comme le montrent aussi Biasutti et Sobel (2009). Cette question est majeure et nous y reviendrons dans les chapitres suivants.

► En SON, des flux importants d'humidité sont issus de la Méditerranée dans les couches basses et moyennes de la troposphère et dans les basses couches depuis le golfe de Guinée. L'humification du Sahel par apport d'humidité depuis la Méditerranée a été démontrée par Rowell (2003) notamment, tandis que Hall et Peyrillé (2006) ont montré que l'apport d'humidité depuis le golfe de Guinée n'était pas indépendant des gradients méridiens de température depuis la Méditerranée.

Observons toutefois qu'un décalage éventuel de la saison des pluies est difficile à appréhender avec les seules données mensuelles. Il convient non seulement de vérifier cet aspect en définissant aussi des dates de démarrage et de fin de saison avec des données indépendantes pour en être certain. Ceci sera approfondi notamment avec les données plus récentes issues des nouveaux modèles de climat utilisés dans l'expérience CMIP5. Souvent plus complexes et disposant de meilleures résolutions, ces modèles sont attendus comme plus réalistes aussi. Dans tous les cas, ils apportent des informations supplémentaires, permettant d'infirmer ou de nuancer la réalité du dipôle ouest/centre ou celle du retard par rapport au cycle moyen saisonnier. Ces modèles ont été mis à disposition via le PCMDI à la fin de notre étude.

Chapitre 3

Evolution future du contraste pluviométrique centre-ouest avec les modèles CMIP5.

CE CHAPITRE propose une analyse des simulations CMIP5 élaborées dans le cadre du cinquième rapport du GIEC avec un double questionnement motivé par les résultats présentés au chapitre précédent :

▷ Obtient-on un meilleur signal que celui issu des simulations CMIP3 ?

▷ A-t-on confirmation de l'évolution différenciée des pluies entre le Sahel est et le Sahel ouest ?

Ces questions sont abordées au travers d'un article publié (Monerie *et al.*, 2012b) et les problématiques associées décrites au travers d'analyses complémentaires, notamment celles concernant une éventuelle dérive du phasage actuel des précipitations avec le cycle moyen annuel.

3.1 Introduction

Les modèles de climats sont des outils sophistiqués dont le but est de simuler le système climatique terrestre et les interactions complexes entre ses composantes. Cependant, ils sont loin d'être parfaits, d'autant que la compréhension théorique et la représentation des processus climatiques sont incomplètes, d'où le recours à certaines approximations *via* des paramétrisations comme celles touchant à la formation des nuages, par exemple, dont les processus sous maille ne peuvent être résolus sur la grille des modèles. Ceci introduit des biais dans les simulations. Toutefois, notre compréhension du climat et les bases physiques de la modélisation s'améliorent avec l'augmentation en nombre et qualité des observations assimilées ainsi que l'arrivée de machines de calcul toujours plus puissantes.

Depuis le premier projet d'inter-comparaison des modèles au milieu des années 1990 (CMIP1, Meehl *et al.*, 2000), jusqu'aux modèles CMIP3 (IPCC-AR4, PCMDI 2007) en passant par le second exercice CMIP (CMIP2, Covey *et al.*, 2003 ; Meehl *et al.*, 2005), les modèles de climat ont bénéficié de nettes améliorations alors que les outils statistiques de diagnostic se sont affinés. Ainsi, les études de Taylor *et al.* (2001) et Boer et Lambert (2001) ont d'abord montré qu'il était possible de bien caractériser et visualiser les performances des modèles dans un diagramme de Taylor à partir des coefficients de corrélations avec l'observation, les erreurs quadratiques

moyennes et les variances. Dans le même esprit, Murphy *et al.* (2004) ont élaboré le Climate Prediction Index (CPI) qui mesure la fiabilité d'un modèle en se basant sur des erreurs quadratiques moyennes calculées sur un grand nombre de variables. Min et Hense (2006) ont, par la suite, introduit une approche bayésienne où la performance d'un modèle est mesurée en termes de vraisemblance par rapport à l'observation (température de l'air du Climate Research Unit (CRU), CRUTEM2v ; Jones et Moberg, 2003) et suivant les critères définis par Kass et Raftery (1995). Notons que, parmi ces outils, nous n'utiliserons que les diagrammes de Taylor, parce que très synthétiques.

Puis, en 2008, Reichler et Kim ont défini un indice de performance prenant en compte les biais calculés sur plusieurs variables (voir Reichler et Kim [2008] pour plus de détails). La figure 3.1 témoigne de l'amélioration des modèles à chaque nouvelle génération.

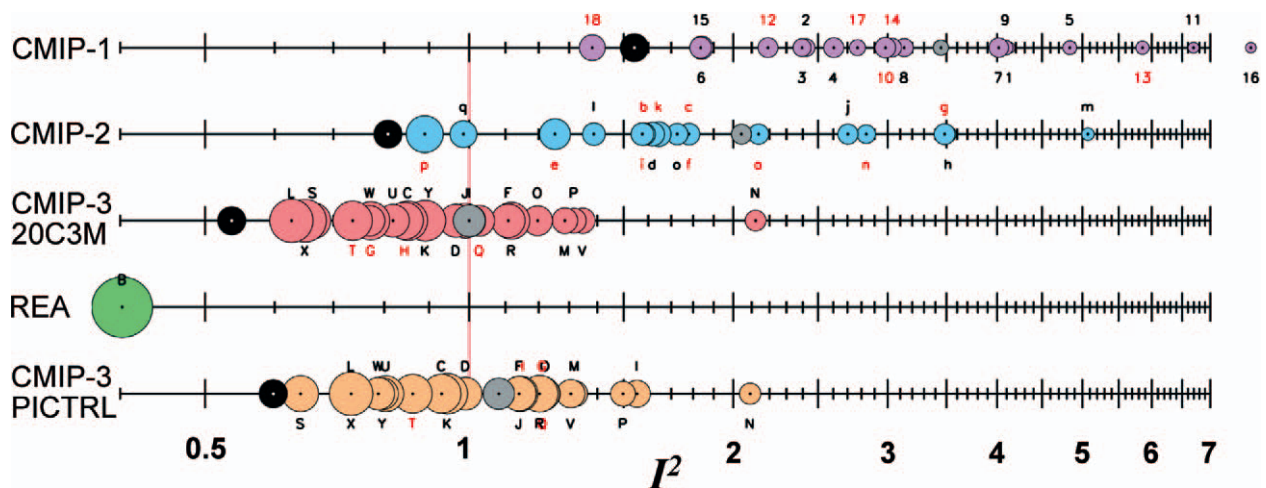


FIGURE 3.1 – Indice de performance (I^2) pour les modèles individuels (cercles) et génération de modèles (une par ligne). Les modèles avec les meilleures performances ont un I^2 le plus faibles et sont sur la gauche. La taille des cercles indique la valeur du test à un intervalle de confiance de 95 % (d'après Reichler et Kim, 2008).

Au regard de ces progrès, on s'attend bien sûr à une double amélioration en passant de la génération CMIP3 à la nouvelle CMIP5, en termes de résolution spatiale bien sûr, mais aussi et surtout de réalisme grâce à la prise en compte de nouveaux éléments tels que la végétation et les aérosols dynamiques, mais aussi au traitement plus complexe de la chimie atmosphérique (Yeh *et al.*, 2012). Ce chapitre nous donne donc l'occasion de tester ces nouvelles données et de comparer leurs sorties aux résultats du chapitre 2.

Nous introduirons et résumerons d'abord l'article publié avec deux objectifs principaux : comparer les simulations CMIP3 et CMIP5 et analyser le changement climatique simulé par un multi-modèle issu des données CMIP5. Nous présenterons ensuite des résultats supplémentaires documentant la modification saisonnière des pluies sahéliennes pour situer les moments du cycle saisonnier où elles apparaissent, tout en examinant s'il existe une réponse différenciée entre le centre et l'ouest du Sahel, comme suggéré par les modèles de l'exercice CMIP3. Dans un premier temps, nous ciblerons la circulation atmosphérique zonale, la dépression thermique saharienne et le champ de pression. Puis nous verrons si les modifications significatives relevées doivent être attribuées plutôt à une hausse des extrêmes de pluies ou plutôt à une variation du nombre de jours pluvieux.

3.2 Résumé de l'article 2

L'article reprend le travail initié par Fontaine *et al.* (2011) et Monerie *et al.* (2012a), avec une méthodologie quasi identique privilégiant l'utilisation du multi-modèle et du concept « one model, one vote » pour attester de la robustesse des résultats. Ceci rend par ailleurs plus faciles les comparaisons entre les deux jeux de simulations. Celles-ci sont fondées sur les sorties issues des huit centres de modélisation qui avaient participé à l'exercice CMIP5 et qui avaient rendu leurs simulations disponibles au début de ce travail (été 2011). Nous n'avons conservé qu'un modèle par équipe et une simulation par modèle pour être en cohérence avec l'approche développée au chapitre 2 qui vise à empêcher toute surreprésentation d'un type de modèle donné disposant de nombreuses versions proches et/ou de nombreuses simulations.

L'article a deux objectifs principaux : en tout premier lieu, la comparaison entre les modèles CMIP3 et CMIP5 dans le but de déterminer si les nouvelles simulations apportent une plus-value par rapport à celles utilisées dans le premier article. Ce diagnostic préalable est en effet nécessaire avant d'utiliser les nouvelles données de façon à vérifier que les modèles CMIP5 ne donnent pas de représentations du climat dans l'actuel plus biaisées que celles issues de CMIP3, auquel cas l'étude des scénarios futurs pourrait passer pour un pur exercice de style.

Les sorties de modèles sur l'actuel (en utilisant le scénario « historical » pour CMIP5 et « 20c3m » pour CMIP3) sont regardées par rapport aux réanalyses NCEP R-2 à des fins de validation, en faisant porter l'effort sur les variables-clés du système de mousson que sont la température, les précipitations, le vent, l'humidité spécifique de l'air et les flux d'humidité. Dans une seconde partie, l'étude se concentre sur le changement climatique futur sous le scénario RCP4.5 qui est, par ailleurs, un peu plus optimiste que le SRES A1B utilisé pour l'article 1 (conférence de Serge Planton « *Mieux comprendre les nouveaux scénarios du GIEC* »). Ce scénario moyen de gamme a aussi été choisi parce qu'il était le seul scénario disponible pour l'ensemble des huit modèles au commencement des travaux. La période *actuelle* est définie sur les années 1960-1999 et la période *future* sur la période 2031-2070.

Les résultats montrent que :

- les modèles **CMIP5** peuvent être jugés **quelque peu supérieurs** aux modèles **CMIP3** pour ce qui tient à la représentation du climat moyen en Afrique de l'Ouest. Ainsi, les champs de pluies sont moins biaisés par rapport au monde réel, en particulier sur l'ouest de l'Afrique et le proche Atlantique. Cette amélioration est cependant faible quand on tient compte de l'ensemble des autres variables étudiées. Au pire, les sorties des modèles CMIP5 peuvent être considérées comme des simulations complémentaires des modèles CMIP3 ;

- le **contraste centre/ouest du Sahel** analysé au chapitre 2 est **reproduit par les modèles CMIP5**, confirmant ainsi nos premiers résultats. Le mécanisme principal de l'augmentation des pluies sur le Sahel central reste également la migration plus au nord de la mousson, ceci en raison d'un contraste thermique terre/océan renforcé. La diminution des précipitations à l'ouest du continent s'explique par la mise en place d'une anomalie de subsidence sur cette région et par une exportation d'humidité renforcée dans les couches moyennes de l'atmosphère ;

- le **dipôle** centre/ouest pourrait **se renforcer** dans les années à venir. À cette fin, un indice spécifique de diagnostic, appelé ARPI (African Rainfall Pattern Index), est défini. Son évolution temporelle témoigne du renforcement à long terme du contraste pluviométrique centre/ouest. La tendance temporelle associée explique à elle seule 51 % de la variance totale de l'ARPI. À

3.3 Article 2. Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario

la fin du xxi^e siècle, lorsque dans le scénario RCP4.5 la température cesse de monter, l'indice se stabilise. La covariation entre le signal pluviométriques ARPI et la tendance des températures tend donc à suggérer que la variation du dipôle centre/ouest pourrait être associée à la modification des températures en surface et donc à l'intensité du changement climatique.

3.3 Article 2. Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario

Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario

Paul-Arthur Monerie,¹ Bernard Fontaine,¹ and Pascal Roucou²

Received 26 January 2012; revised 11 June 2012; accepted 19 June 2012; published 25 August 2012.

[1] The accuracy of African Monsoon (AM) simulations together with expected future changes are presented using eight available CMIP5/AR5 AOGCMs under the RCP4.5 emission scenario and eight CMIP3/AR4 AOGCMs under the A1b scenario, with a multimodel approach and the “one model one vote” concept. The results refer to the ‘present’ period (1960–1999) and to a ‘future horizon’ (2031–2070), and are discussed in terms of monsoon dynamics and climate change. Overall the new simulations seem more realistic. They exhibit more accurate rainfall patterns, although some biases reported in CMIP3 models remain. The future changes show an inverse tendency regarding rainfall amounts with less (more) rainfall expected over the western (central-eastern) Sahel. The deficits are associated with increasing air subsidence and the surplus with a more intense monsoon circulation. An African Rainfall Pattern Index (ARPI), based on standardized rainfall differences between these regions, is defined for capturing the rainfall contrast over the period from 1900 to 2100. This index increases suggesting that the contrasted rainfall anomaly pattern at Sahelian latitudes is expected to occur more frequently in the future.

Citation: Monerie, P.-A., B. Fontaine, and P. Roucou (2012), Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario, *J. Geophys. Res.*, 117, D16111, doi:10.1029/2012JD017510.

1. Introduction

[2] The African Monsoon (AM) consists of a low-level moisture flow originating in the equatorial and southern tropical Atlantic Basin, and converging on to the continent during the tropical rainy season, from July to September [Janicot and Fontaine, 1993]. This is why, in Sahelian latitudes, monsoon dynamics and associated rains register a strong intraseasonal and inter-annual variability, explaining the high vulnerability of the region. The future evolution of AM dynamics and precipitation is therefore of prime importance for socio-economic reasons. Specific studies were performed during the previous IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) exercises, published in 2007.

[3] At global scale, the main conclusion of the IPCC confirms a warming temperature trend in relationship with the increase in greenhouse gas concentrations. Progress in the

simulation of the major modes of climate variability has increased overall confidence in model representation of important climate processes. As a result of this steady progress, some AOGCMs can now simulate key features of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO). In contrast, the simulation of the Madden-Julian Oscillation (MJO) remains unsatisfactory [Randall *et al.*, 2007]. Reichler and Kim [2008] studied model simulations from the first three Coupled Model Intercomparison Projects (CMIP), CMIP1 [Meehl *et al.*, 2000], CMIP2 [Covey *et al.*, 2003; Meehl *et al.*, 2005] and CMIP3 [Randall *et al.*, 2007], through the calculation of performance index for selected variables. The results indicate large differences from model to model in terms of their ability to match current climate observations, but they clearly demonstrate continuous improvement in model performance from CMIP1 to CMIP3.

[4] At regional scale, the main difficulty concerns the patterns produced by different models, especially for specific variables such as precipitation. For example, numerous studies have investigated future changes in the WAM region, using one or several AOGCMs with different results. Some of them show that rainfall amounts could decrease. Thus Held *et al.* [2005], among others, obtain a drier Sahel in the future, using the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL-CM2) AOGCM, primarily due to increasing greenhouse gases. Giannini *et al.* [2008] and Herceg *et al.* [2007] indicate that global warming could produce a warmer

¹Centre de Recherches en Climatologie, UMR6282, CNRS/University of Burgundy, Dijon, France.

²Centre de Recherches en Climatologie, UMR6280, CNRS/University of Burgundy, Dijon, France.

Corresponding author: P.-A. Monerie, Centre de Recherches de Climatologie, CRC, UMR 6282, CNRS/Université de Bourgogne, 6 Boulevard Gabriel, FR-21000 Dijon, France.
(paul-arthur.monerie@u-bourgogne.fr)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
0148-0227/12/2012JD017510

D16111

MONERIE ET AL.: FUTURE CHANGES IN THE AFRICAN MONSOON

D16111

troposphere in the entire tropical band and more stable conditions over Africa, leading to a reduction of rainfall over the Sahel. After selecting the Japanese Meteorological Institute AOGCM as the ‘best’ model simulation over the second half of the 20th century (i.e., it more frequently simulates a ‘dry Sahel/west Guinean coast’ pattern), *Cook and Vizi* [2006], conclude that Sahelian droughts will become more frequent.

[5] Other authors expect rainfall surplus as a direct consequence of surface warming, i.e., stronger over North Africa than over the rest of the continent. This feature reinforces the northward shift of the monsoon [*Maynard et al.*, 2002] and the enhancement of moisture convergence over the Sahel [*Haarsma et al.*, 2005; *Kamga et al.*, 2005]. For *Hoerling et al.* [2006], the projected warming of the North Atlantic can also generate meridional SST gradients, favoring wetter conditions over the Sahel. More recently, using a pool of 12 CMIP3 AOGCMs, *Fontaine et al.* [2011] and *Monerie et al.* [2012] have shown that the simulated changes around the middle of this century reproduce a typical anomaly pattern contrasting rainfall deficits in subtropical regions, and rainfall surplus (deficit) over central-eastern (western) Sahel.

[6] Based on climatological studies, the IPCC fourth assessment report concluded that, despite the substantial progress made in climate simulations over recent periods, there is no consensus regarding future Sahelian rainfall by the end of this century [*Christensen et al.*, 2007]. Several reasons explain this difficulty: primarily the differences in model parameterizations, especially through the representation of cloud feedbacks, which remains the largest source of uncertainty in climate sensitivity estimates at small scales; second, the absence of dynamic vegetation and aerosol production from land projection modifications [*Giannini et al.*, 2003]. However, interactive aerosol modules have been incorporated into some models, allowing inclusion of the direct and indirect effects of aerosols [*Hibbard et al.*, 2011].

[7] Notice also that most AOGCMs no longer use flux adjustments, previously required to maintain a stable climate, while many aspects of the simulated present climate have been improved. The uncertainty associated with the use of flux adjustments has therefore decreased, although biases and long-term trends still remain in control simulations [*Randall et al.*, 2007].

2. Motivation

[8] Using CMIP3/AR4 simulations under the medium A1b scenario, *Fontaine et al.* [2011] and *Monerie et al.* [2012] showed a positive (negative) rainfall trend over the eastern-central (western) parts of the Sahel under the A1B scenario. In these studies, the associated atmospheric dynamics exhibits significant abnormal ascending (subsiding) motions over eastern (western) Sahel in relation to specific changes in land/ocean thermal gradients.

[9] The aim of this paper is to explore the improvement of present climate over the AM region through model simulations from the latest CMIP3 generation to the new CMIP5 generation, then to analyze the most robust future changes in several variables over the same domain, in order to compare with previous results based on precipitation patterns from the CMIP3 database.

[10] CMIP5 differs from earlier phases in that generally higher resolution coupled models are used, and a richer set

of output fields are archived. The spatial resolution ranges for the atmosphere component from 0.5 to 4 degrees and for the ocean component from 0.2 to 2 degrees. For some of the atmosphere-land-only models running the AMIP part of the core integrations, the resolution of new models exceeds the highest resolution of CMIP3 models [*Taylor et al.*, 2012].

[11] This study focuses on several key variables in the AM system to answer three main questions: (1) Is it possible, using some CMIP5 simulations and a medium-low scenario to obtain significant results at a medium-term horizon? (2) Are these results consistent with the conclusions derived from CMIP3 simulations and, in particular, is there confirmation of the West-east differential rainfall evolution? (3) Is there covariance between the Sahel rainfall and temperature time evolutions in the next decades?

[12] In section 2, we present the data-field, and discuss the choice of models and methods used. Section 3 describes temperature and rainfall patterns over Africa and analyses annual rainfall variability in terms of spatial coherence through Taylor diagrams. In section 4, we analyze atmospheric dynamics through meridional cross-sections while, in section 5, spatial coherence and annual variability are discussed for vertical velocity at 400 hPa and divergent wind field at 250 hPa. Section 6 describes pattern changes in surface temperature, rainfall, moisture flux convergence and omega in the mid-troposphere. Finally, a normalized index resuming the rainfall West-east pattern and its evolution during the twentieth and twenty-first centuries is proposed and discussed. Section 8 presents our conclusions.

3. Data and Methods

[13] All model outputs used in this study were selected from CMIP3 (20c3m historical integrations) and CMIP5 (historical integrations) simulations for the 20th century to address the first point, and from CMIP5 (RCP4.5 integrations) to address the second point.

[14] The 20c3m and historical integrations are forced by historical anthropogenic emissions of greenhouse gases and sulphate aerosols and by other anthropogenic and natural forcing. The RCP4.5 emission scenario is a medium-low RCP (representative concentration pathways). It is a stabilization scenario, where total radiative forcing is stabilized before 2100 by employment of a range of technologies and strategies to reduce greenhouse gas emissions. The scenario drivers and technology options are detailed in *Clarke et al.* [2007]. Additional details on the simulation of land use and terrestrial carbon emissions are given by *Wise et al.* [2009]. Further details on the CMIP5 emission scenario are given on the <http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDb> website. Briefly, in the RCP4.5 emission scenario, GHGs increases from the year 2000 (40 GTCO₂ equivalent by year) to 2050 (55 GTCO₂ equivalent by year) and decreases from 2050 to 2080 (25 GTCO₂ equivalent by year). Finally these emissions are stabilized after 2150 at 543 ppm (a doubling of pre-industrial CO₂ concentrations), the total radiative forcing (anthropogenic plus natural) is 4.5 W.m⁻², producing a mean temperature increase of 3°K [*Meinshausen et al.*, 2011].

[15] Since the different versions of a same model often exhibit similarities, *Monerie et al.* [2012] selected only one model for each climate center. This reduces the number of

data but with the “one model, one vote” approach of *Santer et al.* [2009], it ensures that each model has the same weight and that the results are not due to one ‘outlier’ model or to a stronger weight for a given climate center. We will use the same method as *Monerie et al.* [2012] to compare our CMIP5 results to their CMIP3 conclusions. There is no a priori choice of models: the eight centers used in our study are simply the first centers to provide CMIP5 simulations with complete sets of variables available and downloadable in summer 2011 from the Website: <http://pcmdi3.llnl.gov/esgcat/home.htm>. Then one model was selected from each center for both CMIP3 and CMIP5, in order to give the same weight to each model and exercise.

[16] This is the list of model versions and centers: (1) cnrm_cm3 and cnrm_cm5 from the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM); (2) inmc3_0 and inmc4 from the Institute for Numerical Mathematics (INMCM); (3) ukmo_hadcm3 and hadgem2-es from the Hadley Centre; (4) giss_model_e_r and giss_e2_r from the Goddard Institute for Space Studies (GISS); (5) cccma_cgcm3_1 and canesm2 from the Canadian Centre for climate Modeling and Analysis (CCCMA); (6) ipsl_cm4 and ipsl_cm5a-lr from Institut Pierre Simon Laplace (IPSL); (7) csiro_mk3_0 and csiro_mk3_6_0 from the Australian Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO); and (8) mri_cgcm2_3_2a and mri_cgcm3 from the Meteorological Research Institute (MRI).

[17] This study focuses mainly on climate and atmospheric dynamics simulated by models both near the Earth’s surface through precipitation, surface temperature, and near-surface pressure variables (low-level wind and specific humidity), and in the free troposphere (omega, and wind components at different pressure levels). Simulated precipitation is evaluated from CRU (Climate Research Unit) and GPCP (Global Precipitation Climatology Project) data. The CRU data set allows a good estimation of continental rainfall at a 0.5° degree resolution from 1901 to 2002. (See *Mitchell et al.* [2004] and *Mitchell and Jones* [2005] and the http://www.cru.uea.ac.uk/~timm/grid/CRU_TS_2_1.html web site for more details.) The GPCP version-2 provides estimates over oceans, with a 2.5° latitude × 2.5° longitude resolution from January 1979 to Present. It is a merged analysis that incorporates precipitation estimates from low-orbit satellite microwave data, geosynchronous-orbit satellite infrared data, and surface rain gauge observations [*Adler et al.*, 2003].

[18] The atmospheric dynamics is in turn evaluated from the NCEP (National Centers for Environmental Prediction) reanalyses. NCEP provides two reanalyses over the same 2.5 degree resolution at 17 altitude levels, called R-1 and R-2. R-2 is more accurate than the first R-1 reanalysis [*Kanamitsu et al.*, 2002] but available for a shorter period (1979–2008). R-1 will be used to analyze surface air temperature changes over the period 1948–2010.

[19] In order to correctly compare all simulations one with another and with the reanalyzed products, all model outputs are first averaged during the rainy season from July to September. They are then interpolated at the same 2.5 degree grid resolution before computing multimodels means (MM), respectively called MM3 (MM5) for CMIP3 (CMIP5) simulations.

[20] The results displayed will refer to 2 different periods: a ‘present’ period between January 1960 and December

1999, and a ‘future’ horizon from January 2031 to December 2070. The former is defined under the historical emission scenario from 1960 to 1999 used in CMIP5 models, a period larger than the Sahelian drought in the 70s and 80s, since it includes also the wetter 60s and 90s. The latter is defined under the RCP4.5 emission scenario used in CMIP5 models. Climate change here refers to ‘present’ minus ‘future’ differences. Finally, to ensure that MM results are not primarily due to one or two ‘outlier’ models but to a majority of models, we added the “one model, one vote” approach proposed by *Santer et al.* [2009], giving the same weight to each model to display maps of occurrences showing the number of models in agreement with MM changes.

4. Patterns of Temperature and Precipitation

[21] Let us first consider the mean surface temperature and precipitation fields during the JAS season. Since temperature is a spatially constrained continuous variable, we show the modeled anomaly fields for the 1979–1999 period, in order to better compare and discuss skews according to the NCEP R-2 reanalyses (Figure 1a). Compared to the reanalyses, the MM3 and MM5 simulated fields are quite similar and show a realistic reproduction of horizontal gradients: the highest temperatures are located over the Sahara, with values decreasing from the desert to the Gulf of Guinea (Figures 1b and 1c).

[22] The main model biases are presented through difference fields between MM3 simulation and the reanalyses (Figure 1d) and between MM3 and MM5 (Figure 1e). MM3 is warmer than NCEP on the continent, along the Guinea coast and in the Gulf of Guinea, but colder in the north-eastern tropical Atlantic. As a consequence, the continent/ocean thermal gradients are enhanced in both meridional and zonal directions, which could favor a stronger penetration of the monsoon flux inland.

[23] The difference between MM5 and MM3 shows that the new generation of models produces a warmer climate over the region (Figure 1e), with a concentration of significant signals over the Atlantic Ocean and the Sahel. Overall, the surface temperature gradients between the Atlantic Ocean and the continent are enhanced, while those between the Southern tropical Atlantic and the Sahel vanish. However, there are several common errors in models from both generations. For example, MM3 and MM5 systematically register a warm bias over the West African region and a cold one in the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea, potentially increasing the meridional gradients driving monsoon circulation. Nevertheless the SST seems more realistic in CMIP5 than in CMIP3.

[24] Precipitation fields are displayed in terms of raw values because they result from very different parameterizations in the models. The mean CRU and GPCP data-fields refer to the successive JAS seasons from 1979 to 1999 (Figures 2a and 2b). They show three areas of rainfall maxima over the Coast of Guinea, Cameroon Mountains and Ethiopian highlands, a rain belt at a latitude of 10°N, with rainfall amounts decreasing toward the northern desert and the equator. It should be noted that MM3 and MM5 (Figures 2c and 2d) produce similar patterns although the continental simulated rainband penetrates further north, in particular over central Sahel. Compared to the averaging period of GPCP, MM3 simulates weaker precipitations above three maxima of precipitations. Above

D16111

MONERIE ET AL.: FUTURE CHANGES IN THE AFRICAN MONSOON

D16111

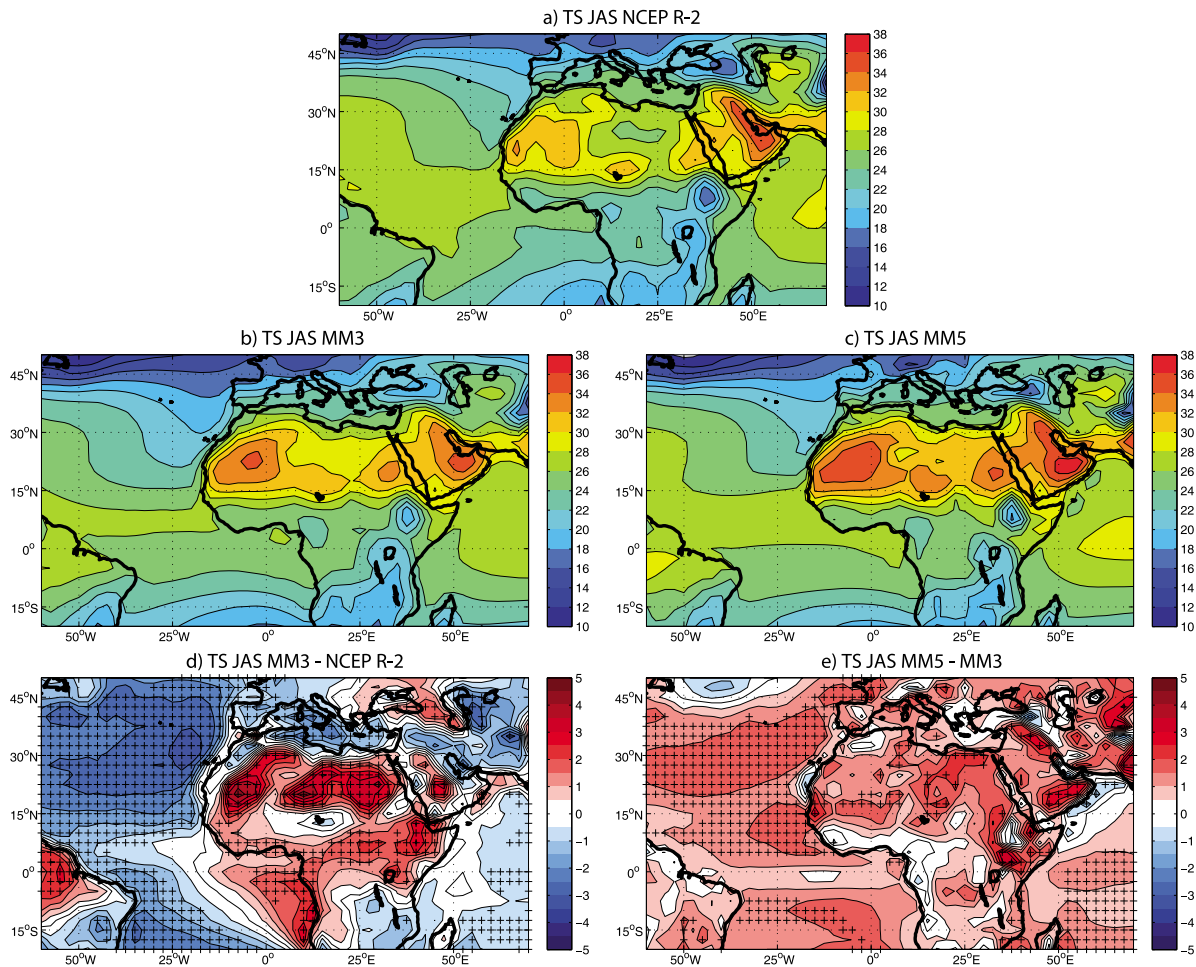


Figure 1. Mean surface temperature ($^{\circ}\text{K}$) from the (a) NCEP (R-2) data field, (b) MM3 and (c) MM5. Differences between (d) MM3 and NCEP R-2 and (e) MM5 and MM3. Period: July–September from 1979 to 1999. Pluses are superimposed when differences are judged interesting at $p = 0.05$ using a t-test.

the gulf of Guinea and the northern Sahel rainfall amounts are higher (Figure 2e). This is consistent with the stronger meridional temperature gradient. MM5 outputs are higher than MM3, over the tropical North Atlantic and the West coast of Africa, and exhibit more accurate values: in particular the three precipitation maxima are better represented (Figure 2f).

[25] To assess model performance regarding observations and reanalyses, Figures 2g, 2h, and 2i displays Taylor diagrams [Taylor, 2001] to compare selected regional rainfall fields in a few key oceanic and continental regions, affected by rain belt migration and African monsoon circulation in July–September. The data set is composed of the results from one multimodel and eight individual models in both the CMIP3 and the CMIP5 experiments. This representation method allows us to discuss the spatial coherency of regional patterns in terms of root mean square (RMS), correlation coefficients (CC) and standard deviation (STD). Three areas are considered: the Atlantic Ocean (50°W – 20°W ; Eq– 20°N) (Figure 2g), the Atlantic Ocean and the African continent (30°W – 50°E ; Eq– 20°N) (Figure 2h); and the northern African

continent, south of the Sahara (15°W – 30°E ; Eq– 20°N) (Figure 2i).

[26] Regarding the Atlantic and Atlantic-African regions (Figures 2g and 2h), there are few changes between CMIP3 and CMIP5, although fields deriving from the CMIP5 models and from MM5 tend to produce more variance (STD) but larger biases (RMS) and weaker correlations than CMIP3 and MM3. Moreover, in spite of an increase over the north-equatorial Atlantic, rainfall patterns exhibit lower accuracy when the whole Atlantic-African region is considered. In contrast, over the continental region which registers the largest meridional fluctuations of the rainband location, MM5 and some CMIP5 models produce lower biases and show better correlations than the CMIP3 models (Figure 2i).

5. Monsoon Dynamics

5.1. Atmospheric Meridional Cross-Section

[27] Atmospheric meridional cross-sections are based on vertical velocity (ω) and zonal wind averaged between 15°W and 20°E , above the African continent. Only seven

D16111

MONERIE ET AL.: FUTURE CHANGES IN THE AFRICAN MONSOON

D16111

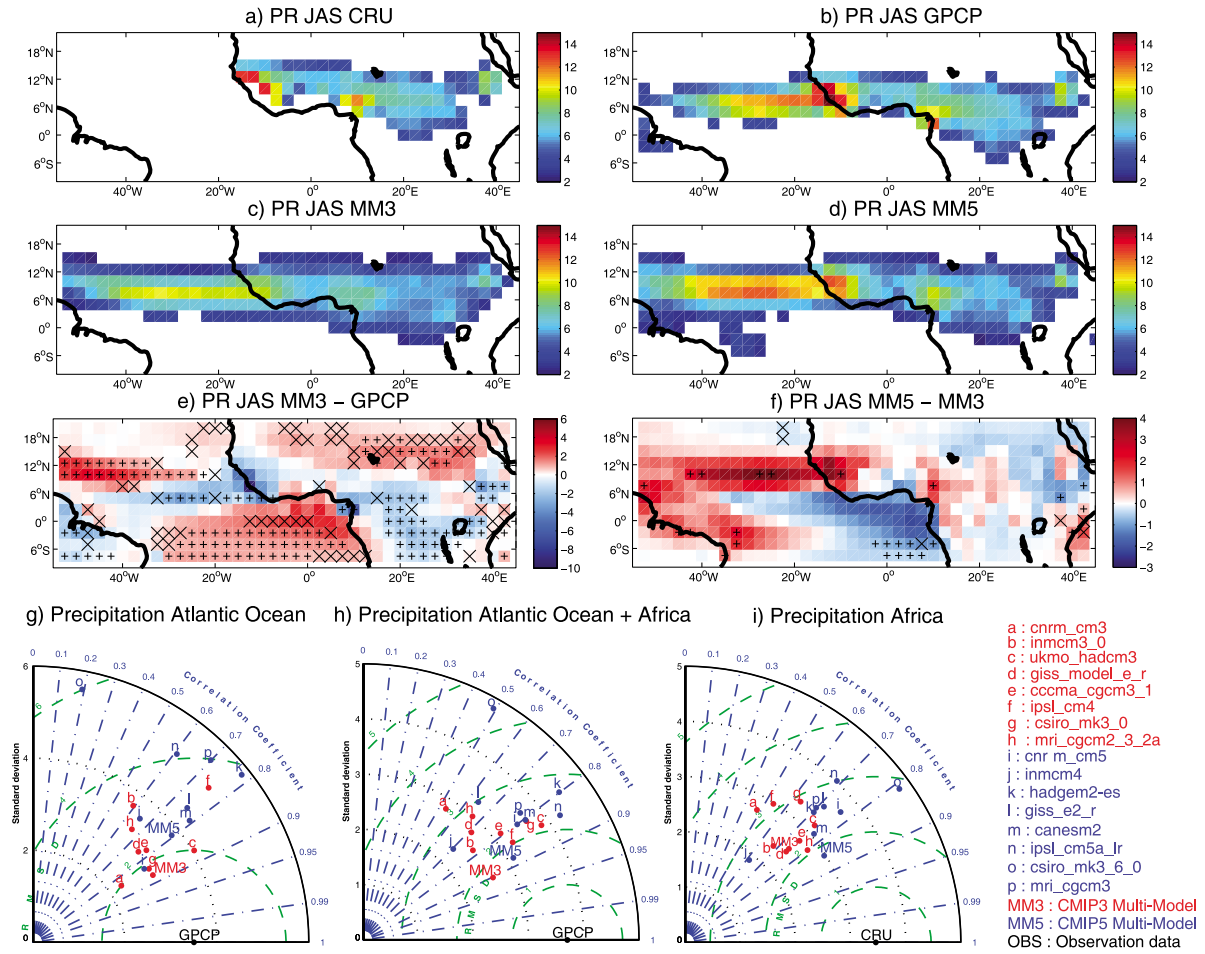


Figure 2. Mean precipitation (mm/day) from (a) the CRU data field, (b) the GPCP data field, (c) MM3 and (d) MM5. Values below 2 mm are removed. Differences between (e) MM3 and GPCP and (f) MM5 and MM3. Pluses (crosses) are superimposed when differences are judged interesting at $p = 0.10$ ($p = 0.05$) using a t-test. Taylor diagrams relative to the rainfall from 8 individual and multimodel results involved in the CMIP3, CMIP5 experiments, and from observations or reanalyses. Three areas are considered for the precipitation data field: (g) the Atlantic Ocean (50°W - 20°W ; Eq - 20°N), (h) the Atlantic Ocean and the African continent (30°W - 50°E ; Eq - 20°N); and (i) the northern African continent south of the Sahara (15°W - 30°E ; Eq - 20°N). Figures 2g and 2h are compared to the GPCP data field, which contains values above the Atlantic Ocean; Figure 2i is compared to the CRU data, more accurate over land, after masking oceanic areas. The diagrams are a function of the root mean square (RMS –green dashed lines), the correlation coefficient (blue dot-dashed lines) and the standard deviation (y axis in black). Letters refers to the CMIP3 (a to h, -red) and CMIP5 (i to p, -blue) results. Period: July–September from 1979 to 1999.

models were used because vertical velocity was lacking in the CSIRO CMIP3 model. In Figure 3, the negative (positive) values of omega indicate air ascent (subsidence) and are displayed in blue (red); the negative (positive) values of the zonal wind component indicate easterlies (westerlies) with dotted (continuous) lines.

[28] The main characteristics of monsoon dynamics can be seen in Figure 3a. The main area of ascending air located at 7.5°N displays vertical velocity maxima between 600 and 400 hPa linked to the moist convective processes within the ITCZ. The second area, at 15°N in a drier environment, shows the region where dry convective processes are dominant. Between the two ascent zones, the strong meridional

soil moisture south/north gradient [Cook, 1999] fuels the African Easterly Jet (AEJ) at 600 hPa, while in the high troposphere above 250 hPa, the Tropical Easterly Jet (TEJ) blows above the deep convective region.

[29] Notice that MM3 and MM5 reproduce the main features of vertical motions associated with monsoon circulation (Figures 3b and 3c): (i) air ascents around 7°N at 400 hPa linked to latent heating and deep moist convection inside the ITCZ; (ii) ascending air near 16°N at low levels due to dry convection over the Saharan desert; (iii) the African Easterly Jet (AEJ) at 600 hPa and (iv) the Tropical Easterly Jet (TEJ) at 200 hPa, fairly well represented in MM3 but not in MM5.

D16111

MONERIE ET AL.: FUTURE CHANGES IN THE AFRICAN MONSOON

D16111

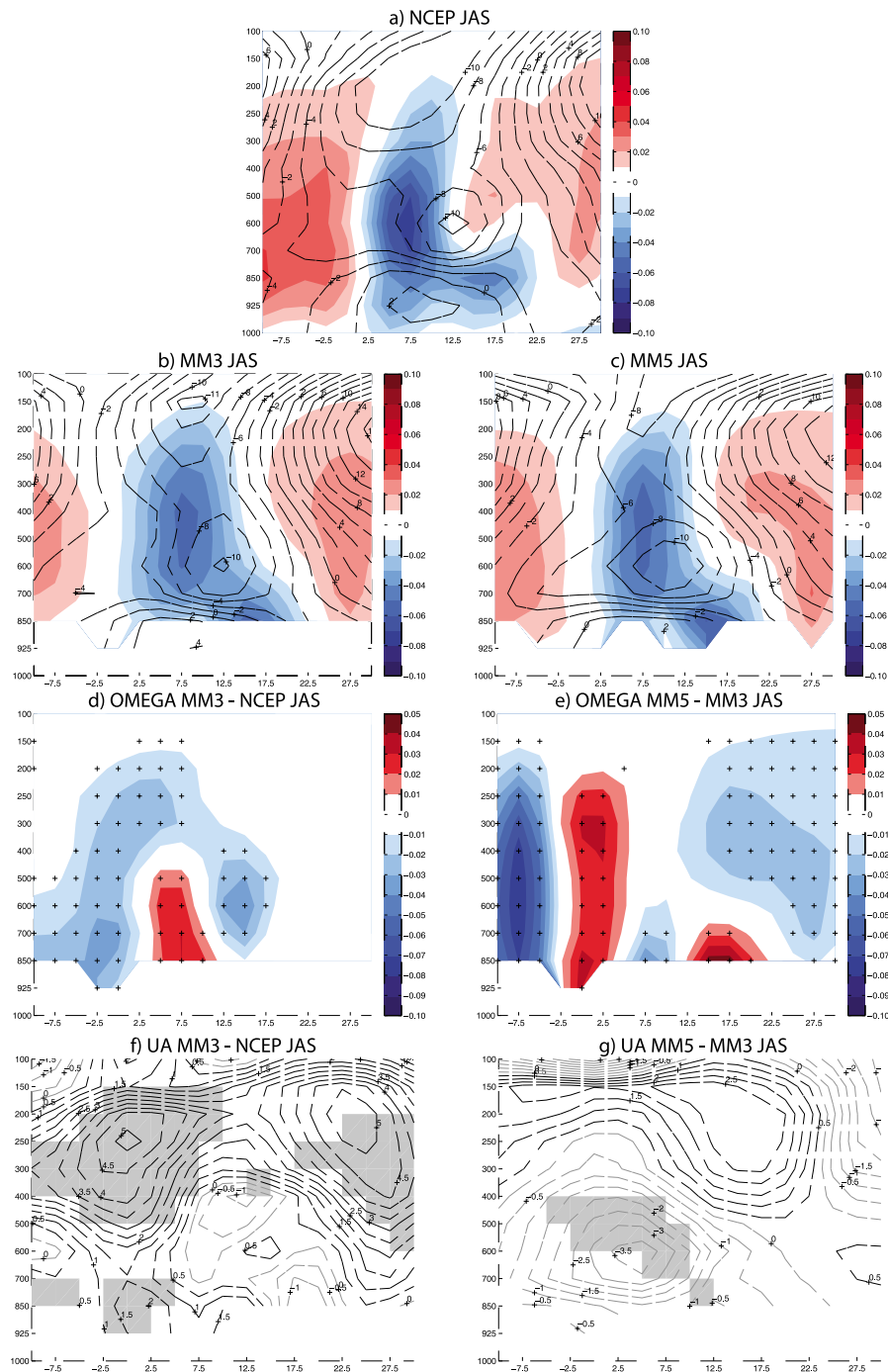


Figure 3. Mean zonal wind (m.s^{-1}) and omega (Pa.s^{-1}) above Africa between 15°W–20°E from (a) NCEP R-2, (b) MM3 and (c) MM5. MM3–NCEP R-2 differences in (d) omega and (f) zonal wind, MM5–NCEP R-2 differences in (e) omega and (g) zonal wind. Negative (positive) values of omega show air ascent (subsidence) and are displayed in blue (red). Negative (positive) values of zonal wind are for eastern (western) wind and are displayed with dotted lines (continuous lines). For omega (zonal wind), pluses are superimposed (with shading) when differences are judged interesting at $p = 0.05$ using a t-test. Period: July–September from 1979 to 1999.

D16111

MONERIE ET AL.: FUTURE CHANGES IN THE AFRICAN MONSOON

D16111

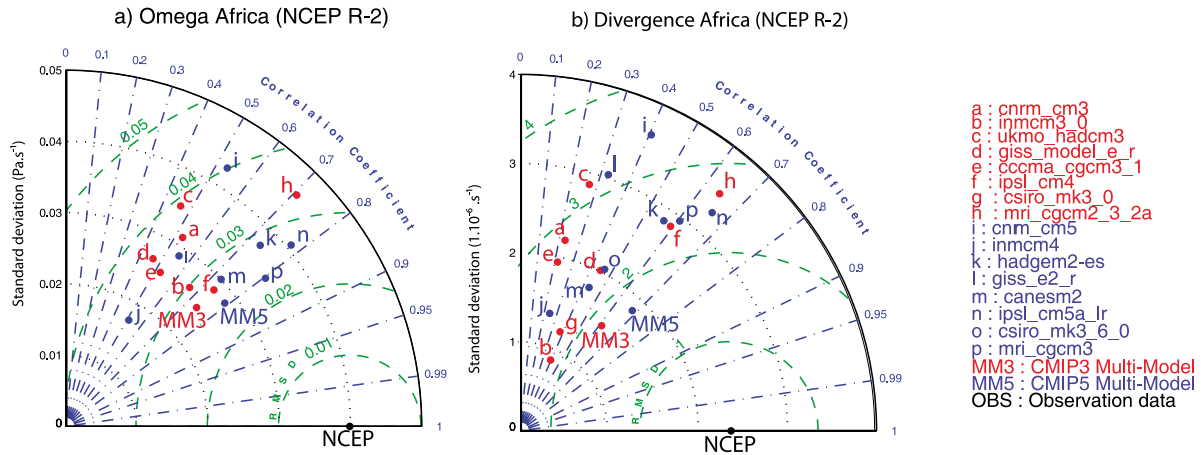


Figure 4. Taylor diagrams relative to the divergent wind fields at 250 hPa and omega at 400 hPa using the 8 individual and 1 multimodel results from CMIP3 and CMIP5 experiments, and from observations or reanalysis. An area is defined from 30°W to 15°E and from the equator to 20°N. Panels are compared with the NCEP R-2 data. The diagrams are a function of the root mean square (RMS –green dashed lines), the correlation coefficient (blue dot-dashed lines) and the standard deviation (y axis in black). Letters refers to the CMIP3 (a to h, -red) and CMIP5 (i to g, -blue) results. Period: July–September from 1979 to 1999.

[30] However several biases exist. In MM3 (Figure 3d) the ascending (subsiding) motions along 7.5°N (15°N) are lower (higher) than in the reanalyses, whereas the air descent is less developed in the south around 5°N. In contrast, in Figure 3e, the negative (positive) MM5-MM3 differences at 7.5°N (15°N) suggest that MM5 is closer to NCEP reanalyses. The same remark can be made for the air descent between 2°N and 7°N, where the MM3 biases are attenuated. Zonal circulation shows other features. The positive significant anomalies in Figure 3f indicate that, compared to NCEP, the TEJ is underestimated in MM3 and in MM5 where the TEJ is too low (Figure 3c–3g). Notice also that AEJ in MM5 is significantly different from that in MM3 (Figure 3g): it is stronger and extends further South.

5.2. Spatial Consistency

[31] To evaluate the respective MM3 and MM5 model performances in terms of monsoon dynamics, we now focus on 2 atmospheric variables: omega at 400 hPa (O400) and wind convergence at 250 hPa (WC250) over the African monsoon region (15°W–30°E; Eq–20°N). O400 is directly linked to moist deep convection processes while WC250 results from the activity of the monsoon cell at the subcontinental scale, where the upper divergence is directly linked to the low level convergence of winds (SW monsoon flux, NE Harmattan) via air ascents in the mid-troposphere.

[32] As in Figures 2g, 2h, and 2i, Figure 4 displays Taylor diagrams allowing a synthetic view of the relative performances registered with the eight individual and one multimodel results from the CMIP3 and CMIP5 experiments. Regarding the NCEP R-2 references, MM5 gives better results overall than MM3, both in terms of bias (lower RMS) and of spatial variability over West Africa (higher CCs) as illustrated in Figures 4a and 4b. Notice also that the inter-model spread (STD) is improved. In other words, MM5

performs slightly better than MM3, but there is no large improvement of model performances despite more realistic spatial consistency.

6. Climate Change

6.1. Temperature and Precipitation Changes

[33] As expected, MM5 produces a warmer world in the future, especially over land. More precisely, the RCP4.5-historical differences displayed in Figure 5a over a regional window show large temperature increases over the Saharan desert, southern Europe, the Middle East (from 2.5 to 3°K) and the Mediterranean Sea: 1.5°C (2°C) in eastern (western) basins. This has several consequences for AM dynamics: the Guinean cold tongue tends to vanish, the Sahara tends to become warmer, but the temperature gradient is clearly enhanced, as seen by comparing Figures 5a and 1c. These thermal changes therefore create the basic energy conditions for a reinforced monsoon in the future.

[34] Let us now examine the precipitation-field differences between ‘present’ and ‘future’ periods. Results show that rainfall is expected to increase in central Sahel and over the equatorial Atlantic (Figure 5b) but to decrease in Western Sahel over Senegal and southern Mauritania, and more largely, over vast African regions southward from 5°N. This particular anomaly pattern is statistically significant and robust along the Sahelian belt. For example, the occurrence map in Figure 5c shows that seven or eight models (out of eight, hence more than 80%) converge toward a zonal response contrasted in longitude with central-eastern Sahel surplus and westward deficits. More generally, five or six models (>60%) produce wetter conditions over the continental Sahel and the equatorial Atlantic Ocean, in good agreement with the AR4 results reported in Fontaine *et al.* [2011].

D16111

MONERIE ET AL.: FUTURE CHANGES IN THE AFRICAN MONSOON

D16111

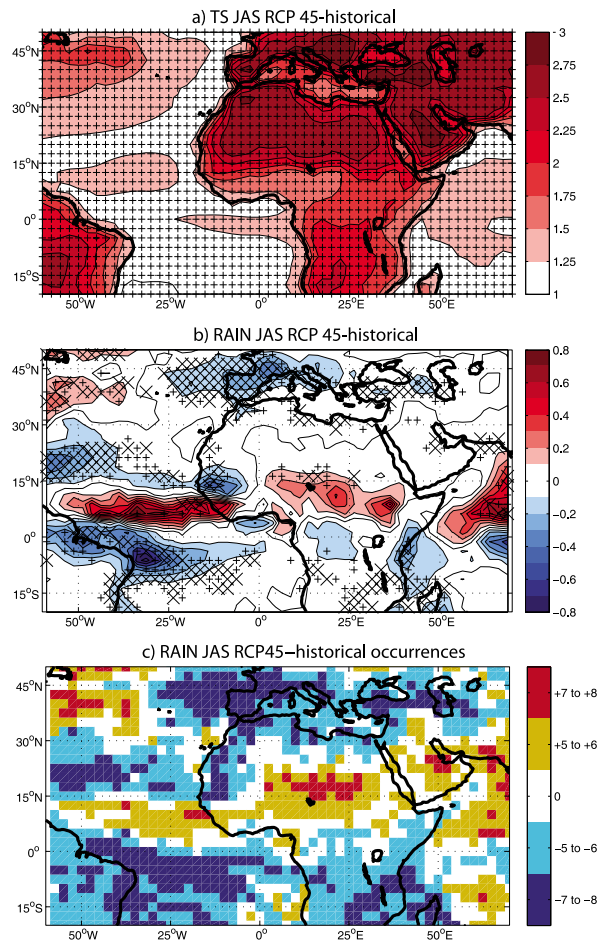


Figure 5. RCP45 – Historical differences (a) of mean surface temperature (°K) and (b) of mean precipitation. Pluses (crosses) are superimposed when differences are judged interesting at $p = 0.10$ ($p = 0.05$) using a t-test. (c) Number of models simulating a deficit (negative value) or an excess (positive value) by grid point is also displayed. Grid points where 7 or 8 models (5 or 6 models) simulate an increase in precipitation are displayed in red (orange). Grid points where 7 or 8 models (5 or 6 models) simulate a decrease in precipitation are displayed in dark blue (light blue). The other results (when models do not converge toward the same result) are displayed in white (between -4 and +4). Period: July–September from 1979 to 1999.

6.2. Changes in Moisture Flux Convergence and Vertical Movements

[35] Changes modeled in monsoon circulation are here apprehended through integrated Moisture Flux Convergence (MFC) both from the surface to 850 hPa and from 850 to 400 hPa. The former gives a synthetic near-horizontal description of African monsoon circulation in the low and medium levels of the troposphere, at regional scale, since MFC takes into account wind speed and specific humidity at the 1000 hPa isobaric level (~ 150 m). The latter is directly associated with vertical ascents in the free troposphere and

therefore with deep moist convection processes above the condensation level in tropical regions as described in previous sections. When performing the vertical integration a large number of missing values due to model orography under the 850 hPa has been replaced by specific humidity and wind speed computed on intermediary levels between the surface and 850 hPa.

[36] Figure 6a shows that from the surface to 850 hPa, MFC reproduces well the two main convergence zones in the AM region, i.e., near 10°N in the northern Atlantic and between the fluxes originating from the equatorial and southern Atlantic and from the Mediterranean Sea. Regarding the future (Figure 6b), the convergence areas northward to 15°N are expected to be significantly enhanced due to increased moisture transports from Atlantic and Mediterranean sources. This signal is particularly robust, as it is produced by seven or eight models out of eight ($>80\%$) in northern Sahel (Figure 6c). Such changes might result from two different processes: (i) thermodynamic processes warming the modeled surface temperature in the low troposphere; (ii) dynamic processes favoring a more northward migration of the monsoon system into the continent and wind convergence within the Sahel belt. Nevertheless, no clear signal emerges over the western Sahel. Such MFC changes are therefore more consistent with the rainfall surplus already observed over central Sahel than with the dryness expected over western Sahel (Figure 5b).

[37] In mid-levels, the main convergence and divergence areas are located over the Sudano-Guinean and Sahelian zones, respectively. The divergence area is associated with the AEJ which exports atmospheric moisture from the Sahel toward the Atlantic Ocean (Figure 6d). As shown by seven to eight models (Figure 6f), the divergence is expected to be stronger above northern Senegal and Mauritania in the future, while the moisture fluxes originating from the Mediterranean and the Atlantic Ocean could be reinforced. Such changes could partly be due to the westward and northward location of surface temperature maxima (Figure 5a) and are associated with anticyclonic circulation in the north of both Algeria and Morocco.

[38] The expected dryness in the western Sahel might therefore be produced by medium high-level divergence and processes at a smaller scale, such as vertical air movements in the free troposphere. To illustrate this point, Figure 7a displays the mean omega field at 400 hPa (O400) associated with moist convective processes. O400 minima locate the regions of deeper convection above the west Guinean coast, the Cameroon Mountains and the Ethiopian highlands. These areas superimpose well on the rainfall maxima shown in Figure 2. Conversely, maxima over the Mediterranean Basin denote air subsidence within the northern Hadley cell. This meridional overturning favors the Harmattan circulation across the Sahara, therefore reinforcing moisture flux convergence at Sahelian latitudes, while the decrease in air subsidence weakens the Harmattan circulation, allowing a more northward migration of the Inter Tropical Front (ITF) in the monsoon system [Hall and Peyrillé, 2006].

[39] Interestingly, as with MFC, O400 changes in Figure 7b exhibit obvious contrasts along the Sahelian belt with (i) significant positive differences indicating anomalies of subsidence westward to the Greenwich meridian and (ii) significant negative differences eastward, consistent with

D16111

MONERIE ET AL.: FUTURE CHANGES IN THE AFRICAN MONSOON

D16111

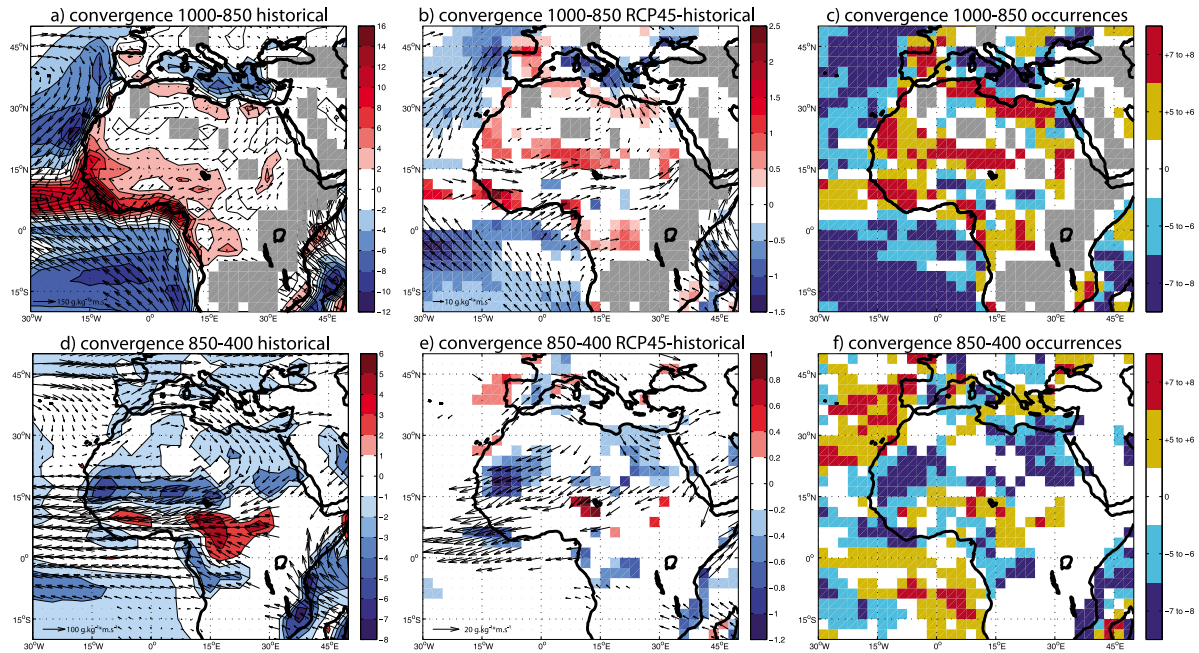


Figure 6. Mean vertical integrated moisture flux convergence (MFC) ($10^{-4} \text{ g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$) and vertical integrated moisture flux ($\text{g.kg}^{-1} * \text{m.s}^{-1}$) from (a) the surface to 850 hPa and (d) 850 to 400 hPa. MFC differences between RCP45 and historical experiments from (b) the surface to 850 hPa and (e) 850 to 400 hPa. Only values judged interesting at $p = 0.05$ using a t-test are displayed. (c and f) As in Figure 5c, the number of models simulating a deficit (negative value) or an excess (positive value) by grid point is also displayed. Period: July–September from 1979 to 1999. Grey shadings are added to Figures 6a, 6b, and 6c to represent orography.

reinforced air ascents and rainfall surplus. These inverse responses are reproduced by at least seven models out of eight.

[40] As shown in Monerie et al. [2012], CMIP5 changes indicate a west/central dipole of rainfall amounts above Africa and the clear robustness and significance of results expected in the future suggest that most models converge toward analogous solutions. It is hence interesting to test the realism of this solution, by checking whether or not such typical ‘future minus present’ difference patterns for a given variable have previously been observed in the historical observed data-files and model runs. This is investigated by defining an ad hoc index using the typical rainfall signature at Sahelian latitudes.

7. African Rainfall Pattern Index (ARPI)

[41] Rainfall pattern changes in CMIP5/AR5 are coherent with the diagnostics based on CMIP3/AR4 model outputs showing also a surplus in central Sahel associated with deficits in western areas [Fontaine et al., 2011; Monerie et al., 2012] and are therefore expected to be a robust signature of climate change in the African monsoon region. This contrast is also linked to a rainfall variability mode of second order along Sahelian longitudes, as identified in observations by Moron [1994].

[42] We thus define an African Rainfall Pattern Index (ARPI) taking into account these opposed responses by computing two Sahelian indices: the first defined over the

western Sahel (WS: $10^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{N}$; $20^{\circ}\text{W--}0^{\circ}$); the second over the central Sahel (CS: $10^{\circ}\text{--}20^{\circ}$; $0^{\circ}\text{--}25^{\circ}\text{E}$).

$$\text{ARPI} = \text{stan}(\text{stan}(\text{CS}) - \text{stan}(\text{WS}))$$

where CS (WS) is the Sahelian indices over the central part (western part of the Sahel), $\text{stan}(\text{CS})$ and $\text{stan}(\text{WS})$ are the standardized CS and WS. ARPI is thus a standardized variable.

[43] ARPI was computed over both the ‘present’ period 1960–1999, using the CRU data-field, model and MM5 simulations, and over the ‘future’ period 2031–2070 in the RCP4.5 simulations then compared to a tropical warming index averaging NCEP air surface temperature between 30°S and 30°N . Table 1 shows the resulting trends.

[44] First, a positive trend is observed in the raw temperature data ($+0.4^{\circ}\text{C}$ from 23.6°C in 1960 to 24.0°C in 1999), significant at $p = 0.05$ using a Spearman test. During this period the temperature increases throughout the tropical belt. Second, the values obtained from the slope of linear regression of the CRU ARPI (historical MM5 ARPI) over the same period change from -0.54 (-0.46) to $+0.55$ ($+0.48$) with a trend of $+1.09$ ($+0.94$) and a slope of 0.028 (0.024) by year, significant at $p = 0.05$ (Table 1). Thus MM5 ARPI and CRU ARPI time series register similar trends from 1960 to 1999.

[45] We also calculated the temperature index for the eight models and MM5 and the ARPI between years 1901 and 2099, using both the 1901–2004 historical and 2005–2099 RCP4.5 integrations to extract low-frequency signals by

D16111

MONERIE ET AL.: FUTURE CHANGES IN THE AFRICAN MONSOON

D16111

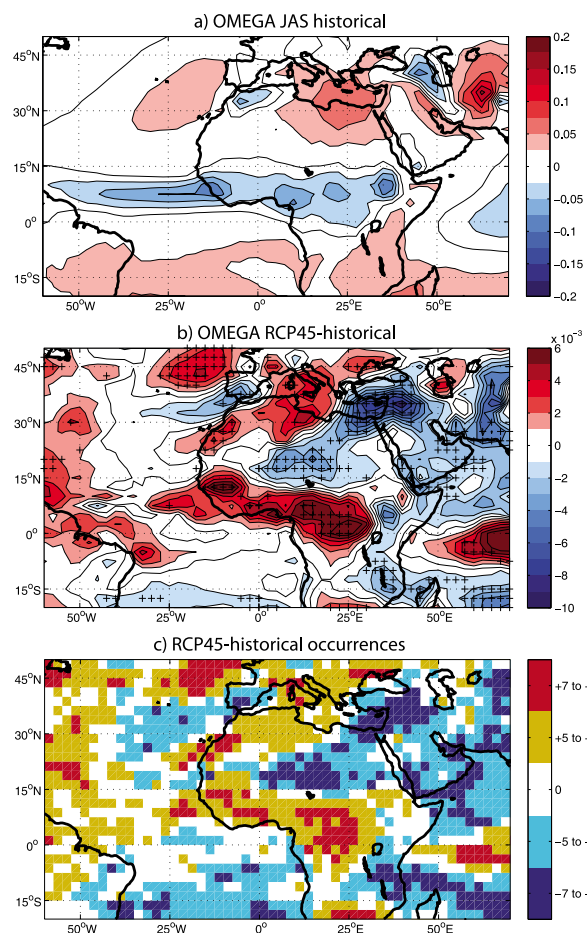


Figure 7. (a) Mean omega (Pa.s^{-1}) at 400 hPa from MM5 and the historical experiment and (b) omega differences between RCP45 and historical experiments at 400 hPa. Pluses are superimposed when differences are judged interesting at $p = 0.05$ using a t-test. (c) As in Figure 5c the number of models simulating a deficit (negative value) or an excess (positive value) by grid point is also displayed. Period: July–September from 1979 to 1999.

digital filtering (20-year cut-off). It is noteworthy that the temperature and ARPI MM5 index increases from 1901 to 2099 (Figure 8e). Such a long-term warming is obtained by all the models and the ARPI index increase by seven out of the eight models. The contrasted rainfall anomaly pattern at Sahelian latitudes is expected to occur more frequently in the future. The ARPI trend could hence diagnose climate change over the African monsoon region in terms of rainfall pattern.

8. Discussion and Conclusion

[46] Based on the multimodel approach and on the “one model, one vote” concept [Santer et al., 2009], this study analyzed both simulated monsoon dynamics and climate change for a ‘present’ period defined between January 1960 and December 1999 and a ‘future’ period corresponding to the years 2031–2070. This methodology sought (i) to reduce

some of the uncertainties linked to the limited number of models retained (eight models developed by eight different model teams) and to the length of integrations, (ii) to prevent recurrent biases and the presence of ‘outlier’ models and (iii) to display both the multimodel and individual results from CMIP3 and CMIP5 through Taylor diagrams.

[47] Results show that several biases from observation reported in the CMIP3 models are present in CMIP5 integrations, such as the presence of abnormally warm SSTs in the eastern tropical and equatorial Atlantic, reducing the cold tongue in the Guinea Gulf and therefore the monsoon excursion into the continent. Some aspects of the AM are nevertheless better represented, like wind convergence in upper levels and, at a more regional scale, the vertical component (omega) at 400 hPa, linked to convective processes. At a larger scale, the new CMIP5 simulations are slightly more realistic than previous ones, exhibiting an enhanced meridional circulation and more accurate rainfall patterns. Nevertheless there are several discrepancies between the NCEP R-2 and ERA 40 reanalyses and we obtained slightly different results through MM3-reanalysis maps and Taylor diagrams (not shown for length constraints).

[48] Although using a different generation of emission scenario, this CMIP5 analysis is in good agreement with the conclusions of Fontaine et al. [2011] and Monerie et al. [2012] based on 12 CMIP3 models. In particular, the new generation of AOGCMs confirms the inverse rainfall responses expected for the future with higher/lower amounts over the central-eastern/western Sahel. They also show that rainfall surpluses are mainly associated with an enhancement of the mean moisture flux convergence over the continental Sahel, favored by greater surface warming over the continent and probably a more northward migration of the WAM (in accordance with Haarsma et al. [2005] and Kamga et al. [2005]). In contrast, the deficits are chiefly linked to subsidence anomalies in the mid-troposphere preventing deep moist convection and precipitation due to changes in zonal circulation [Monerie et al., 2012]. The change is also associated with more atmospheric water export in mid tropospheric layers.

[49] An African Rainfall Pattern Index (ARPI) was thus defined to capture the Sahelian rainfall contrast over the years 1901 to 2099 and was compared to the thermal evolution over both ‘present’ and ‘future’ periods.

[50] A contrasted rainfall pattern change in Sahelian latitudes is therefore expected, which could occur more frequently in the future. The recent rainfall recovery since the mid-90s in central Sahel [Lebel and Ali, 2009] might thus continue, while over the western Sahel rainfall amounts are

Table 1. Values of the Linear Regression of the Temperature, CRU ARPI, Historical MM5 ARPI Indexes for the Years 1960 and 1999^a

Index Name	1960	1999	Trend
Temperature index	23.6	24.0	+0.4
CRU ARPI index	−0.54	+0.55	+1.09
Historical MM5 ARPI index	−0.46	+0.48	+0.94

^aThe trend is the difference between the value of the last year (1999) and of the first year (1960) for the period considered. When the trend is statistically significant with a Spearman test at a 95% level, the values are written in bold. Units are °C for the temperature index.

D16111

MONERIE ET AL.: FUTURE CHANGES IN THE AFRICAN MONSOON

D16111

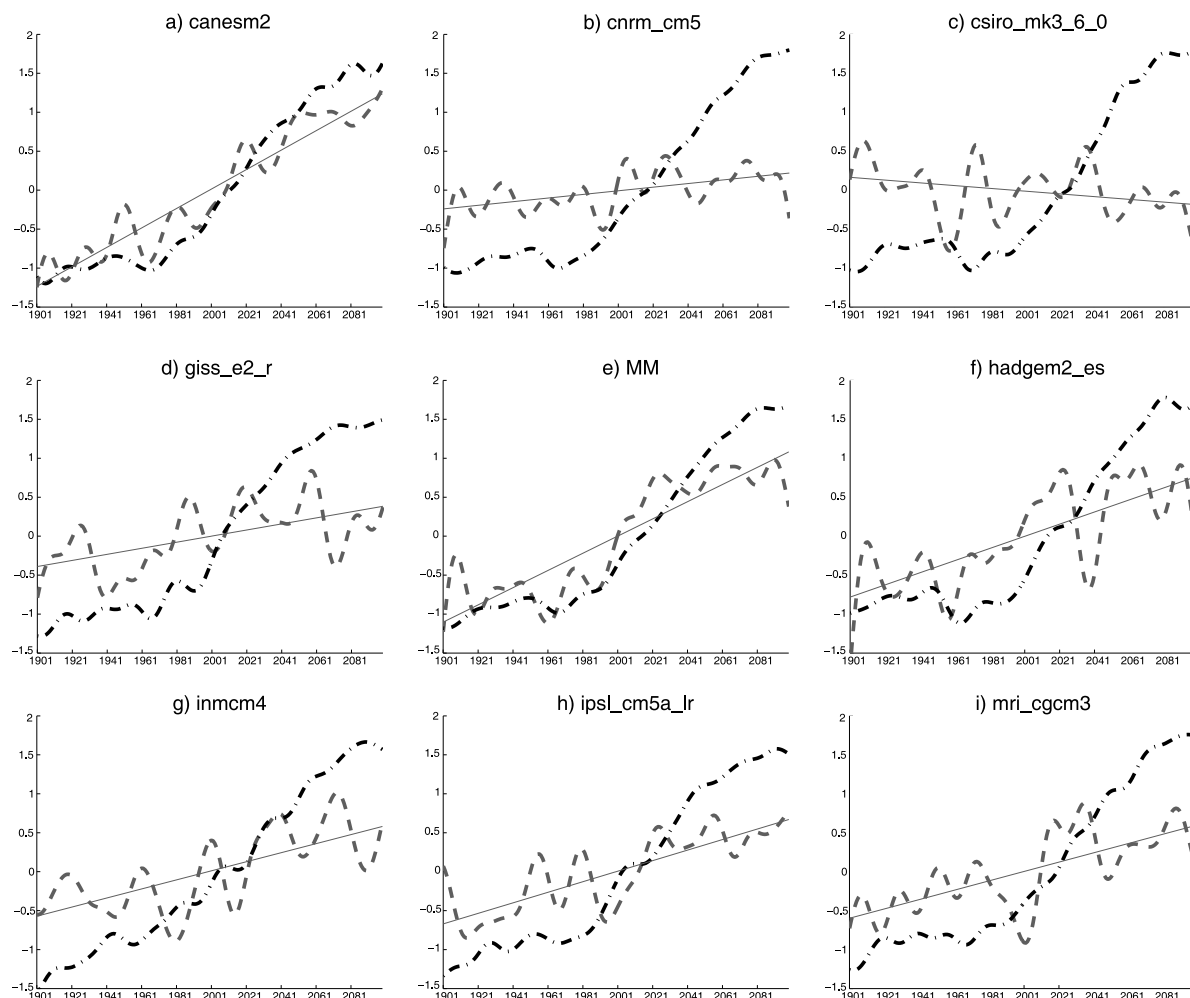


Figure 8. Low-frequency signals (extracted by digital filtering with a 20-years-cut-off) of the temperature index (in °C) (dashed-dotted line) and of the ARPI index (a–d, f–i) for all the models and (e) for MM5 (dashed line). The linear regression line is added for the ARPI index (solid line).

likely to weaken. In the near future, we propose to verify these preliminary conclusions using all available AR5 outputs, i.e., 50 model versions from 23 climate centers.

[51] **Acknowledgments.** The authors are grateful to the model teams involved in the CMIP5/AR5 simulations. This study was supported by the AMMA2 project. Calculations were performed using HPC resources from DSI-CCUB (Université de Bourgogne). The authors wish to thank the three anonymous reviewers for their constructive and much appreciated comments and Carmela Chateau for editing the manuscript.

References

Adler, R. F., et al. (2003), The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present), *J. Hydrometeorol.*, 4(6), 1147–1167, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.

Christensen, J. H. et al. (2007), Regional climate projections, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, pp. 848–940, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

Clarke, L., J. Edmonds, H. Jacoby, H. Pitcher, J. Reilly, and R. Richels (2007), Scenarios of the greenhouse gas emission and atmospheric concentrations: Sub-report 2.1A of synthesis and assessment product 2.1 by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on

Global Change Research, report, Off. of Biol. and Environ. Res., Dep. of Energy, Washington, D. C.

Cook, K. H. (1999), Generation of the African Easterly Jet and its role in determining West African precipitation, *J. Clim.*, 12, 1165–1184, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1165:GOTAEJ>2.0.CO;2.

Cook, K. H., and E. K. Vizy (2006), Coupled model simulations of the West African monsoon system: Twentieth- and twenty-first-century simulations, *J. Clim.*, 19(15), 3681–3703, doi:10.1175/JCLI3814.1.

Covey, C., K. M. AchutaRao, U. Cubasch, P. Jones, S. J. Lambert, M. E. Mann, T. J. Phillips, and K. E. Taylor (2003), An overview of results from the Coupled Model Intercomparison Project, *Global Planet. Change*, 37(1–2), 103–133, doi:10.1016/S0921-8181(02)00193-5.

Fontaine, B., P. Roucou, and P.-A. Monerie (2011), Changes in the African monsoon region at medium-term time horizon using 12 AR4 coupled models under the A1b emissions scenario, *Atmos. Sci. Lett.*, 12(1), 83–88, doi:10.1002/asl.321.

Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang (2003), Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales, *Science*, 302(5647), 1027–1030, doi:10.1126/science.1089357.

Giannini, A., M. Biasutti, I. Held, and A. Sobel (2008), A global perspective on African climate, *Clim. Change*, 90(4), 359–383, doi:10.1007/s10584-008-9396-y.

Haarsma, R. J., F. M. Selten, S. L. Weber, and M. Kluiphuis (2005), Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17702, doi:10.1029/2005GL023232.

D16111

MONERIE ET AL.: FUTURE CHANGES IN THE AFRICAN MONSOON

D16111

- Hall, N. M. J., and P. Peyrillé (2006), Dynamics of the West African monsoon, *J. Phys. IV*, 139, 81–99, doi:10.1051/jp4:2006139007.
- Held, I. M., T. L. Delworth, J. Lu, K. L. Findell, and T. R. Knutson (2005), Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 102(50), 17,891–17,896, doi:10.1073/pnas.0509057102.
- Herceg, D., A. Sobel, and L. Sun (2007), Regional modeling of decadal rainfall variability over the Sahel, *Clim. Dyn.*, 29(1), 89–99, doi:10.1007/s00382-006-0218-5.
- Hibbard, K. A., D. P. van Vuuren, and J. Edmonds (2011), A primer on the Representative Concentration Pathways (RCPs) and the coordination between the climate and integrated assessment modeling communities, *CLIVAR Exch.*, 56, 12–15.
- Hoerling, M., J. Hurrell, J. Eischeid, and A. Phillips (2006), Detection and attribution of twentieth-century northern and southern African rainfall change, *J. Clim.*, 19(16), 3989–4008, doi:10.1175/JCLI3842.1.
- Janicot, S., and B. Fontaine (1993), L'évolution des id  es sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest, *M  t  orologie*, 1, 28–53.
- Kamga, A. F., G. S. Jenkins, A. T. Gaye, A. Garba, A. Sarr, and A. Adedoyin (2005), Evaluating the National Center for Atmospheric Research climate system model over West Africa: Present-day and the 21st century A1 scenario, *J. Geophys. Res.*, 110, D03106, doi:10.1029/2004JD004689.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter (2002), NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83(11), 1631–1643, doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.
- Lebel, T., and A. Ali (2009), Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007), *J. Hydrol.*, 375(1–2), 52–64, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030.
- Maynard, K. M., J. F. R. Royer, and F. C. Chauvin (2002), Impact of greenhouse warming on the West African summer monsoon, *Clim. Dyn.*, 19(5–6), 499–514, doi:10.1007/s00382-002-0242-z.
- Meehl, G. A., G. J. Boer, C. Covey, M. Latif, and R. J. Stouffer (2000), The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 81(2), 313–318, doi:10.1175/1520-0477(2000)081<0313:TCMIPC>2.3.CO;2.
- Meehl, G., C. Covey, B. McAvaney, M. Latif, and R. J. Stouffer (2005), Overview of the Coupled Model Intercomparison Project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 86, 89–93, doi:10.1175/BAMS-86-1-89.
- Meinshausen, M., et al. (2011), The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300, *Clim. Change*, 109(1–2), 213–241, doi:10.1007/s10584-011-0156-z.
- Mitchell, T. D., and P. D. Jones (2005), An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *Int. J. Climatol.*, 25(6), 693–712, doi:10.1002/joc.1181.
- Mitchell, T. D., T. R. Carter, P. D. Jones, M. Hulme, and M. New (2004), Comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: The observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100), *Tyndall Work. Pap.* 55, Tyndall Cent., UEA, Norwich, U. K.
- Monerie, P.-A., P. Roucou, and B. Fontaine (2012), Mid-century effects of climate change on African monsoon dynamics using the A1B emission scenario, *Int. J. Climatol.*, in press.
- Moron, V. (1994), Guinean and Sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly scales (1933–1990), *Int. J. Climatol.*, 14(3), 325–341, doi:10.1002/joc.3370140306.
- Randall, D. A., et al. (2007), Climate models and their evaluation, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., pp. 590–662, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Reichler, T., and J. Kim (2008), How well do coupled models simulate today's climate?, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89, 303–311, doi:10.1175/BAMS-89-3-303.
- Santer, B. D., et al. (2009), Incorporating model quality information in climate change detection and attribution studies, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 106(35), 14,778–14,783, doi:10.1073/pnas.0901736106.
- Taylor, K. E. (2001), Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, 106(D7), 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl (2012), An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Wise, M., K. Calvin, A. Thomson, L. Clarke, B. Bond-Lamberty, R. Sands, S. J. Smith, A. Janetos, and J. Edmonds (2009), Implications of limiting CO₂ concentrations for land use and energy, *Science*, 324(5931), 1183–1186, doi:10.1126/science.1168475.

La configuration dipolaire est-ouest obtenue semble être robuste puisque vérifiée avec deux jeux différents de données issues de générations différentes de modèles et de scénarios futurs différents. Il est intéressant de regarder comment les saisons des pluies futures s'organisent par rapport au cycle moyen annuel observé dans l'Actuel puisque la mousson peut aussi bien être modifiée par une altération de son cycle saisonnier moyen que par des variations de sa circulation moyenne actuelle en fréquence et intensité. Nous proposons donc ici quelques travaux complémentaires dédiés à ces questions centrés sur l'analyse des structures d'échelles large (circulation zonale) et régionale (dépression thermique saharienne) ainsi que sur la prise en compte des intensités et occurrences des précipitations futures au pas de temps journalier.

3.4 Un changement dans les précipitations

3.4.1 Validation des champs de précipitations CMIP5

Dans un premier temps, nous comparons les champs moyens simulés par CMIP5 avec différents jeux de réanalyses. Les champs de précipitations issus des données, disponibles sur la période actuelle (CMAP, réanalyses xx^e siècle, MM5, CRU et GPCP) et moyennés entre juillet et septembre, sont présentés en figure 3.2a-e. Par rapport aux résultats présentés dans l'article 2, il nous a paru intéressant d'ajouter les champs différences MM5-CRU, MM5-GPCP et MM5-CMAP, de façon à mieux qualifier le réalisme des modèles par rapport aux observations.

MM5 représente bien les trois maxima de précipitations au-dessus des reliefs guinéens, camerounais et éthiopiens, mais il apparaît plus sec que CRU et CMAP, et simule une mousson légèrement plus au nord que GPCP, en moyenne et sur la période 1979-1999 (figure 3.2fgh). Toutefois, en régions sahéliennes, les différences dépendent en partie du jeu d'observations utilisé. Par ailleurs, elles sont faibles et rarement significatives (que cela soit à $p=0,10$ ou $p=0,05$). Au final, et au vu de la comparaison entre la figure 3.2fgh et la figure 2e de l'article 2, nous pouvons affirmer que **MM5 simule un champ moyen de pluie plus réaliste que MM3** parce que plus proche de l'observation.

3.4.2 Modification saisonnière des pluies sahéliennes

La figure 3.3 présente les précipitations moyennes (ligne noires continues) pendant la période *actuelle* sur l'ouest et le centre du Sahel. Les différences entre les moyennes de précipitations et entre les positions en latitude du barycentre de la ceinture des pluies sont données successivement par l'histogramme et la ligne noire discontinue. Les résultats de la figure 3.3a se réfèrent au Sahel ouest et ceux de la figure 3.3b documentent le Sahel central. Une forte diminution des pluies sur le Sahel ouest est attestée entre juillet et août, tandis que sur le Sahel central une augmentation se manifeste de juillet à octobre. Le changement pluviométrique est donc majoritairement centré sur la saison des pluies et apparaît cohérent avec le positionnement en latitude de la ceinture des pluies : elle est plus au sud sur l'ouest sahélien en juillet-août et plus au nord sur le Sahel central à partir du mois de juin. En d'autres termes, la modification à venir la plus probable des champs de pluies semble être cette altération différentielle en longitude de la dynamique de mousson, modulée au long de la saison et générant une hausse pluviométrique au centre du Sahel en fin de saison des pluies due à une mousson plus intense, mais aussi à un retard en fin de saison, la ceinture pluvieuse migrant plus lentement vers le sud. La nouvelle génération de modèles donne ici des résultats similaires à ceux de l'ancienne génération.

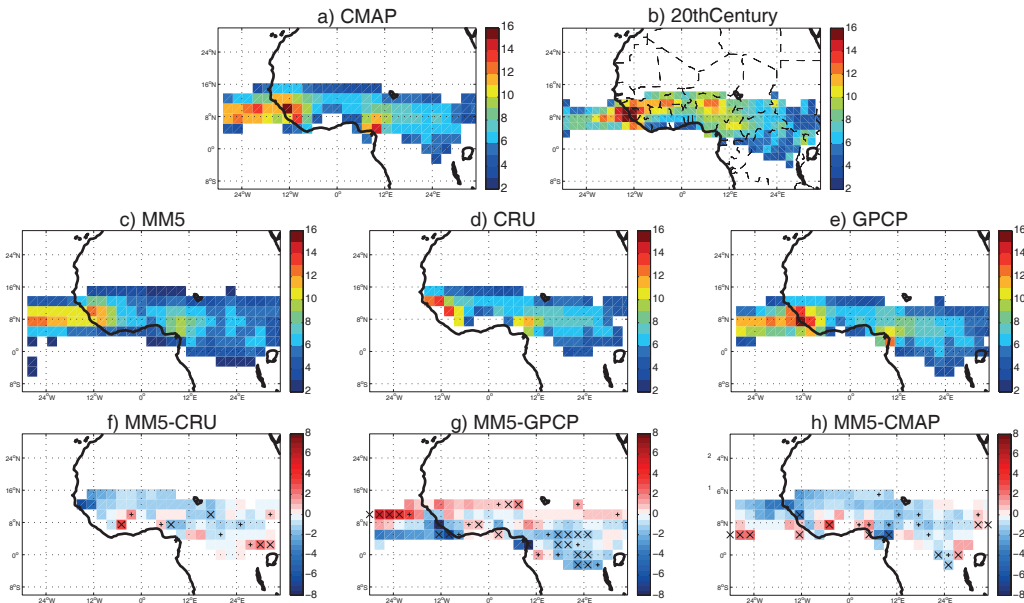


FIGURE 3.2 – Pluie moyenne (mm.jour^{-1}) en JAS pour CMAP, les réanalyses xx^{e} siècle, MM5, CRU et GPCP, pour JAS et 1979-1999. Différences MM5-CRU, MM5-GPCP et MM5-CMAP. Les croix (étoiles) représentent les différences significatives à $p=0,1$ ($p=0,05$).

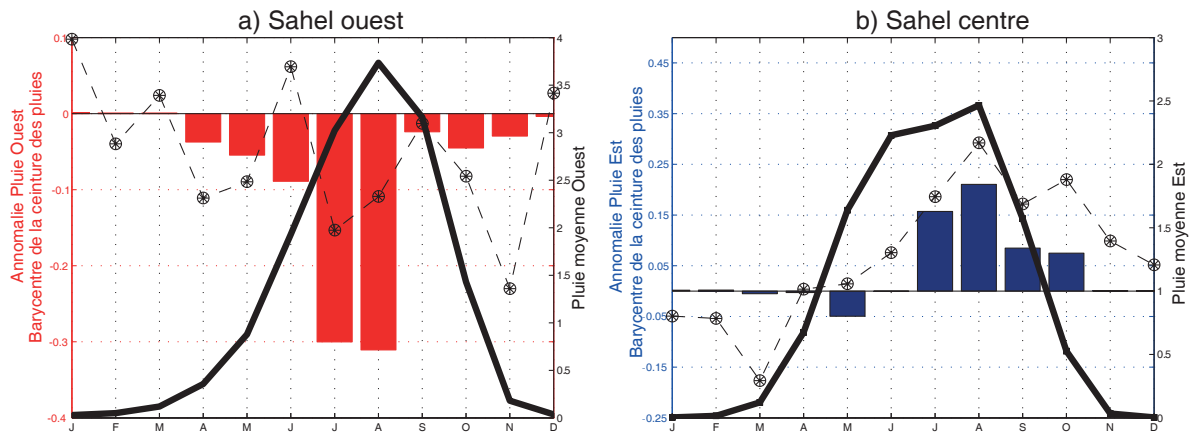


FIGURE 3.3 – Précipitations moyennes (mm.jour^{-1}) pour le scénario historique (ligne noire continue) et les différences futur moins actuel (histogramme). Différences de la valeur en latitude ($^{\circ}$ nord) de la position du barycentre de la ceinture des pluies (ligne noire discontinue). Les données documentent le Sahel ouest (a) et central (b).

L'évolution mensuelle des anomalies de précipitations est en effet conforme à celle obtenue avec les modèles CMIP3 : on observe à la fois l'intensification des précipitations sur le centre du Sahel, accompagnée d'un affaiblissement sur le golfe de Guinée, et le dipôle zonal : à l'ouest, les pluies sont plus fortes sur l'Atlantique tropical mais plus faibles sur le Sahel (figure 3.4). Ceci suppose donc une migration contrastée en longitudes de la ceinture des pluies. En avril, les valeurs négatives sont au-dessus de la côte guinéenne et remontent en JJA vers le Sénégal pour s'atténuer en fin de saison des pluies. Durant cette dernière période, la ceinture des pluies se situe plus au sud que la normale. Au centre du Sahel, les anomalies positives se développent au moment de la saison des pluies, surtout en juillet-août lorsque le flux de mousson pénètre loin à l'intérieur du continent. En septembre, le signal est plus faible mais la structuration ouest/centre demeure nette, avant de se renforcer grandement en octobre. Cette carte, très cohérente avec la figure 3.3, a le mérite de préciser le contexte du changement climatique : une diminution de l'homogénéité pluviométrique sahélienne, non seulement du point de vue des cumuls que du déroulé de la saison des pluies. L'anomalie négative à l'ouest débute dès le mois

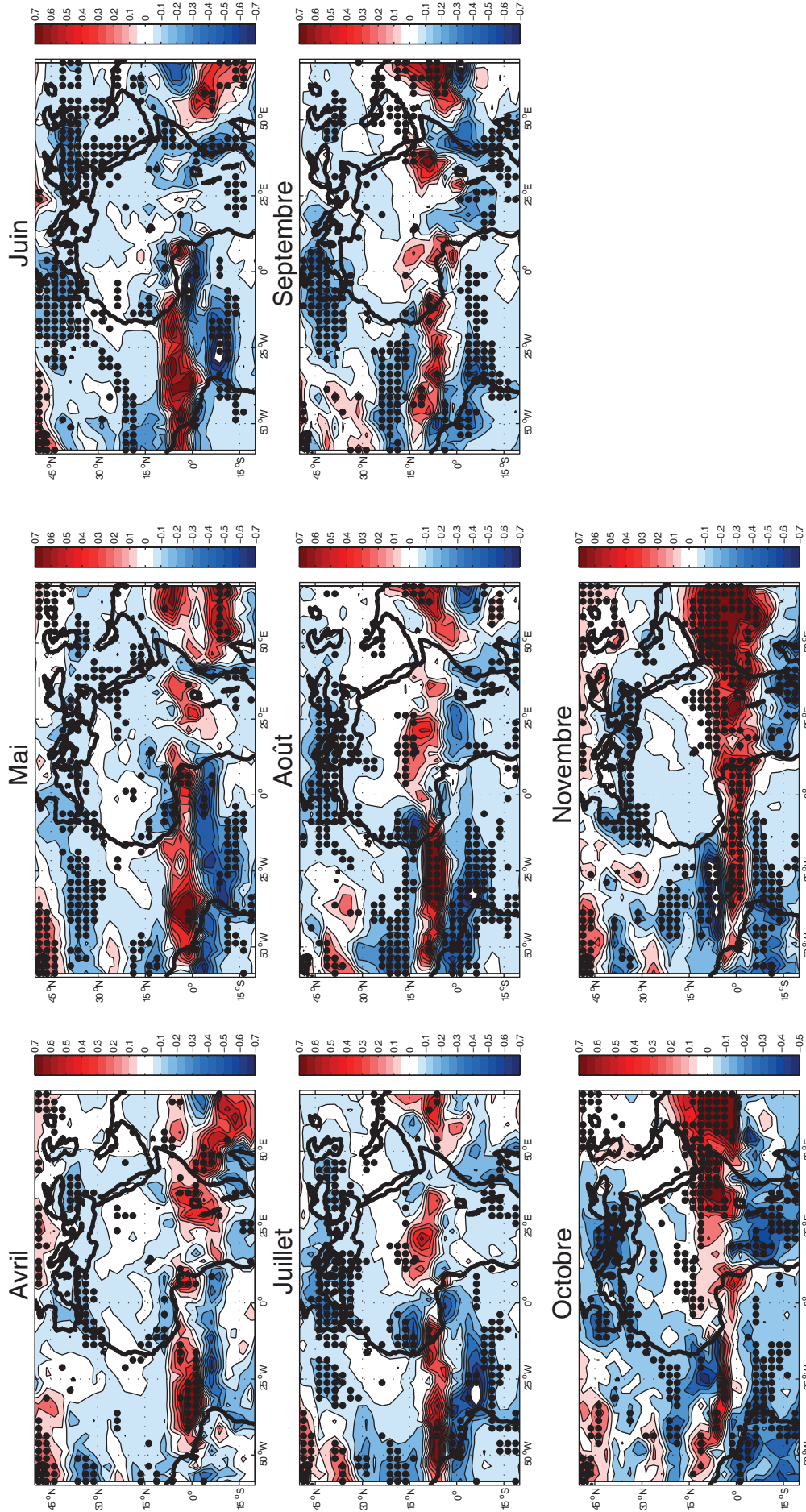


FIGURE 3.4 – Anomalies mensuelles de précipitations (mm.jour^{-1}), d'avril à novembre, entre les périodes *futures* et *actuelles*. Cercles noirs : valeurs significatives selon un test de Student à $p=0,10$.

de juin et annonce une saison des pluies plus précoce, alors que l'anomalie positive de précipitations au centre du Sahel est sur octobre indique une fin plus tardive de la saison des pluies.

3.4.3 L'indice ARPI

L'indice ARPI (African Rainfall Pattern Index) défini dans l'article 2 prend en compte la configuration dipolaire centre/ouest des pluies sahéniennes qui, nous l'avons vu, est l'une des manifestations du changement climatique, d'après du moins les sorties des modèles couplés CMIP3 et CMIP5. En effet, ce contraste centre/ouest se renforcerait dans le futur (article 2, figure 8). Ceci pose en toute logique la question de son existence et de son évolution dans l'Actuel, si du moins le changement climatique est à l'origine du renforcement, et non pas un artifice lié aux difficultés et erreurs des modèles.

Le mode de variabilité qui sous-tend l'apparition de la structure centre/ouest des précipitations dans l'Actuel a été notamment décrit par Moron *et al.* (1994) par Analyse en Composantes Principales (ACP) à l'aide de données *in situ*. Nous réalisons donc le même type de décomposition à partir des différents jeux de données utilisés pour la figure 3.2. Nous remarquons que la seconde composante exprime un dipôle centre/ouest très étendu sur le centre du Sahel (figure 3.5). Ce mode explique une part de variance allant d'environ 10 % avec CRU à 25,8 % avec les Réanalyses xx^e siècle, ce qui démontre aussi l'intérêt de l'indice ARPI.

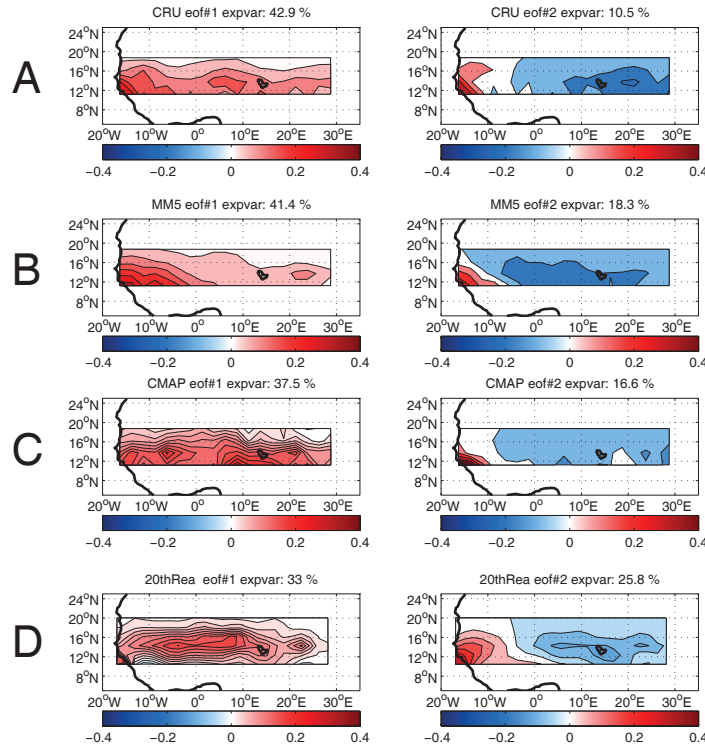


FIGURE 3.5 – Vecteurs propres de l'ACP (1^{ère} et 2^{ème} composante) réalisée avec les données CRU (ligne A), MM5 (ligne B), CMAP (ligne C) et Réanalyses xx^e siècle (ligne D) moyennes pour JAS.

Les valeurs d'ARPI augmentent dans le temps et covarient avec la température globale quelles que soient les sources utilisées (figure 8 et table 1 de l'article 2). En revanche, sa variabilité interannuelle diffère selon qu'elle est calculée avec CRU ou avec MM5 (figure 3.6) parce que, si les modèles globaux sont capables de simuler des structures de champs de pluies avec une assez bonne réussite, ils ne restituent que très mal l'évolution d'une année à l'autre, et bien sûr encore plus difficilement à l'échelle d'une maille. Ils sont, par exemple, peu nombreux à retrou-

ver la période de sécheresse des années 1980. Toutefois, la tendance d'évolution pluridécennale est la même pour MM5 et CRU qui est de $+0,94$ ($+1,09$) pour MM5 (CRU) (voir table 1 de l'article 2). La pente de la droite de régression linéaire est, quant à elle, de $+0,024$ ($+0,028$) par an.

La hausse de l'indice ARPI au cours du xx^e siècle est donc attestée avec CRU et MM5. Toutefois, les modèles simulent les précipitations avec des biais forts évoluant dans le temps. Ainsi, l'évolution d'ARPI dans MM5 est contrainte par la difficulté du multimodèle à simuler des écarts de précipitations cohérents entre le centre et l'ouest du Sahel et d'une année sur l'autre. Il convient donc de vérifier si l'évolution temporelle de l'indice ARPI dans le modèle résulte d'une évolution artificielle des biais au cours du temps liée par exemple à une *dérive* des modèles. Sur la figure 3.6, nous représentons ainsi l'indice ARPI tel que calculé dans les champs différences MM5 moins CRU : un indice fortement positif correspond à un biais élevé, humide au centre et/ou sec à l'ouest, alors qu'un indice négatif signale un biais plus sec au centre et/ou plus humide à l'ouest.

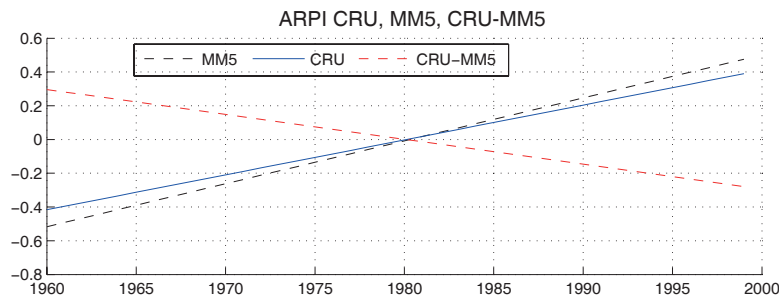


FIGURE 3.6 – Droites de régression linéaire de l'indice ARPI calculé dans le CRU (MM5) et représenté par une ligne continue (discontinue) bleue (noire). L'indice ARPI calculé dans le champ des différences MM5-CRU est représenté par une ligne rouge discontinue (période JAS).

Nous observons qu'entre 1960 et 1999 l'indice diminue : la hausse d'ARPI constatée avec MM5 n'est donc pas due à une augmentation artificielle des biais des modèles au cours du temps sur la période *actuelle*. En d'autres termes, il s'agit bien d'un marqueur du changement climatique, déjà présent dans l'actuel selon les réanalyses. Par extension, il est légitime de penser que la hausse de l'indice ARPI dans le futur n'est pas liée à une accentuation des biais des modèles au cours du temps.

▷ Qu'en est-il des modifications futures de la circulation atmosphérique ?

3.5 La circulation atmosphérique

Monerie *et al.* (2012b) ont montré que l'anomalie de précipitations obtenue entre la période *future* et la période *actuelle* est liée à certaines modifications des champs de convergences des flux d'humidité à différents niveaux pendant le trimestre JAS. Qu'en est-il des éventuels décalages par rapport au cycle moyen annuel de la dynamique atmosphérique ? Pour répondre à cette question, nous considérons d'abord l'échelle mensuelle au travers de la vapeur d'eau transportée dans toutes les couches de la troposphère. La figure 3.7 présente les différences entre périodes future et actuelle en termes de convergence des flux d'humidité (en couleurs) intégrés entre la surface et le niveau 850 hPa (~ 500 m), l'intensité des flux étant proportionnelle à la taille des vecteurs.

Les premières cartes se réfèrent aux champs de différences alors que celles du bas documentent les occurrences, c'est-à-dire le nombre de modèles simulant une baisse ou une hausse de la convergence des flux d'humidité dans les basses couches de l'atmosphère. Le champ moyen de convergence des flux d'humidité durant la période *actuelle* et entre juillet et septembre a été présenté en figure 6 de l'article 2. Près de la surface, les flux d'humidité convergent depuis l'Atlantique jusque sur la côte ouest-africaine, pénètrent sur le continent en diminuant d'intensité et convergent au-dessus du Sahel, une partie de la vapeur d'eau étant advectée depuis la Méditerranée. Dans les couches moyennes, l'humidité est exportée vers l'ouest par le JEA sur le flanc sud de l'anticyclone de moyenne altitude. La divergence est forte entre 15 et 25° nord ainsi qu'à l'ouest de 15° est.

Les variations des cumuls s'expliquent par une modification des apports d'humidité, comme le montrent bien les cartes de la figure 3.7. Nous observons notamment que la convergence des flux d'humidité, comme le transport, se renforcent dès le mois d'avril puis pénètrent plus profondément à l'intérieur du continent, alors qu'à partir de septembre (et octobre) le renforcement des flux depuis la Méditerranée est évident. Par ailleurs, le renforcement de la convergence au long de la saison est robuste et reproduit par la majorité des modèles. En effet, sept ou huit modèles (sur huit) simulent une augmentation significative sur les points de grilles du Sahel central durant les mois de juillet et d'août. Enfin, l'intensification du flux de sud-ouest n'engendre pas par lui-même une hausse des pluies sur les régions guinéennes et soudaniennes entre avril et juin, car l'anomalie de convergence associée est localisée plus au nord, sur le centre du Sahel. Ce n'est que lorsque les flux en provenance de la Méditerranée deviennent plus intenses que la hausse des pluies apparaît, la convergence étant alors favorisée plus au nord.

En moyenne troposphère, entre 850 et 400 hPa (figure 3.8), une forte anomalie de divergence se développe sur une large partie de l'Afrique de l'Ouest. Elle migre vers le nord d'avril à août, puis vers le sud de septembre à novembre, tout en restant très localisée sur l'ouest du continent entre juillet et septembre. L'existence de cette anomalie est cohérente avec une diminution de la pluie sur le Sahel ouest car le JEA est associé à la dynamique des précipitations au-dessus de l'Afrique, un JEA renforcé étant associé aux périodes plus sèches (Newell et Kidson, 1984 ; Grist et Nicholson, 2001). Toutefois, si cette anomalie de divergence est positionnée à l'ouest durant les mois de juillet et d'août, elle s'étend à l'est du méridien de Greenwich entre avril et mai et à partir de septembre. Cette divergence n'influence donc pas les précipitations au centre du Sahel de juillet à août. Les cartes d'occurrences montrent clairement que ces résultats sont robustes et suivis par l'ensemble des modèles (figure 3.8 bas).

On peut ainsi retenir que (i) l'anomalie de convergence dans **les basses couches** de l'atmosphère est liée à une intensification de la mousson sur le centre du Sahel et permet la hausse des précipitations ; (ii) l'anomalie de divergence dans **les couches moyennes** de l'atmosphère témoigne d'un **export intensifié d'humidité spécifique** depuis le Sahel vers l'océan, export effectué par le JEA, ce qui contribue à de moindres cumuls précipités.

Observons d'ailleurs que la migration en latitude de l'anomalie de divergence de moyenne troposphère et son étendue en longitude pourraient être perturbées par le positionnement et/ou l'intensité de la dépression thermique saharienne puisque celle-ci est couplée à de la divergence dans les couches moyennes. Son positionnement au nord-ouest de l'Afrique, zone où la température augmenterait le plus fortement en JAS sur la période *future*, ressemble en effet à ce qu'ont montré Lavaysse *et al.* (2009).

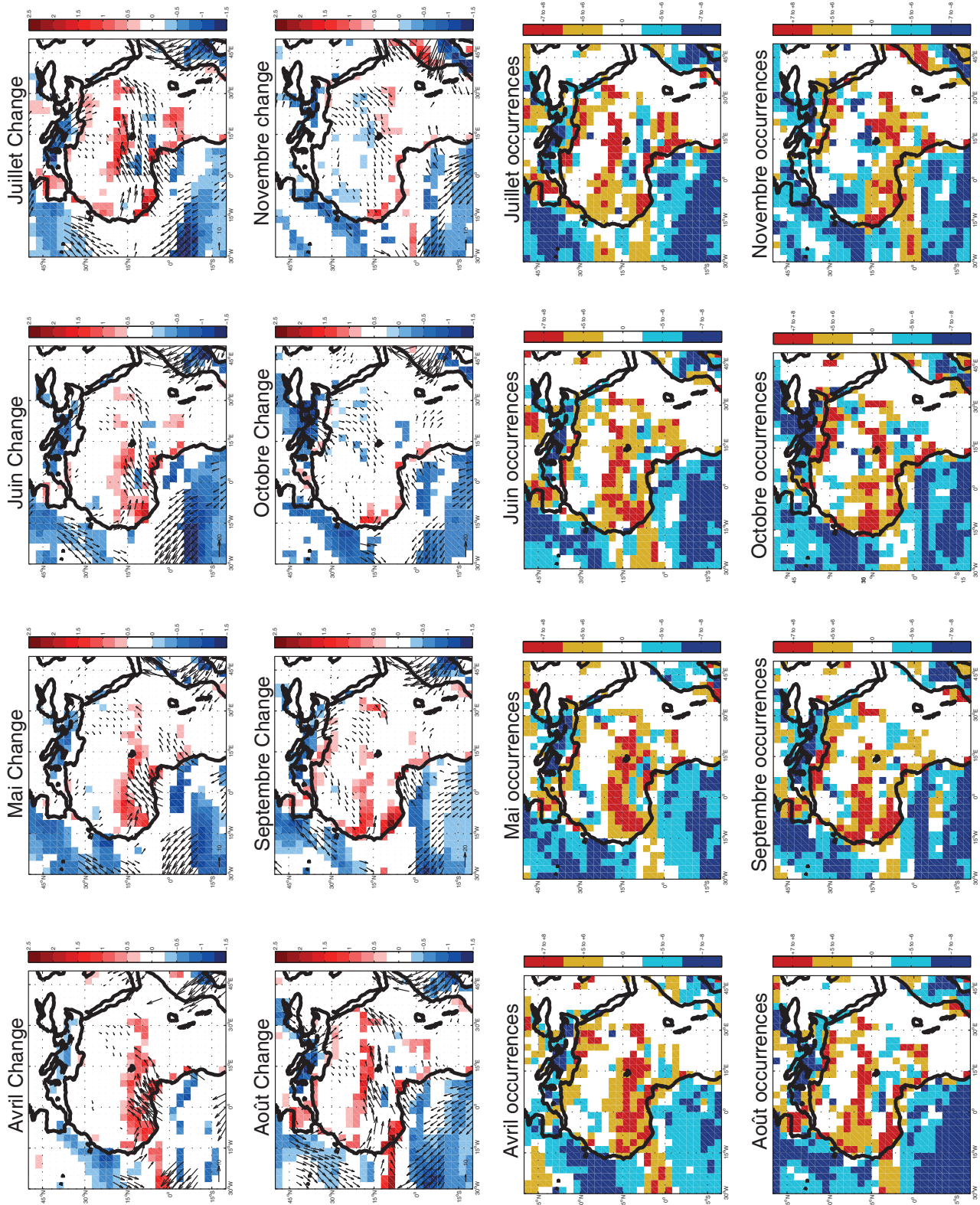


FIGURE 3.7 — Anomalies de convergence des flux d'humidité (vecteurs colorés, en $10^{-4} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) et flux d'humidité (aplats colorés, en $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) intégrés entre la surface et 850 hPa, pour les mois d'avril à novembre : différences entre périodes future et actuelle. Seules les valeurs significatives à un test de Student à $p=0.05$ sont représentées. Les figures du bas représentent l'occurrence sur les anomalies de convergence des flux d'humidité (en nombre de modèles).

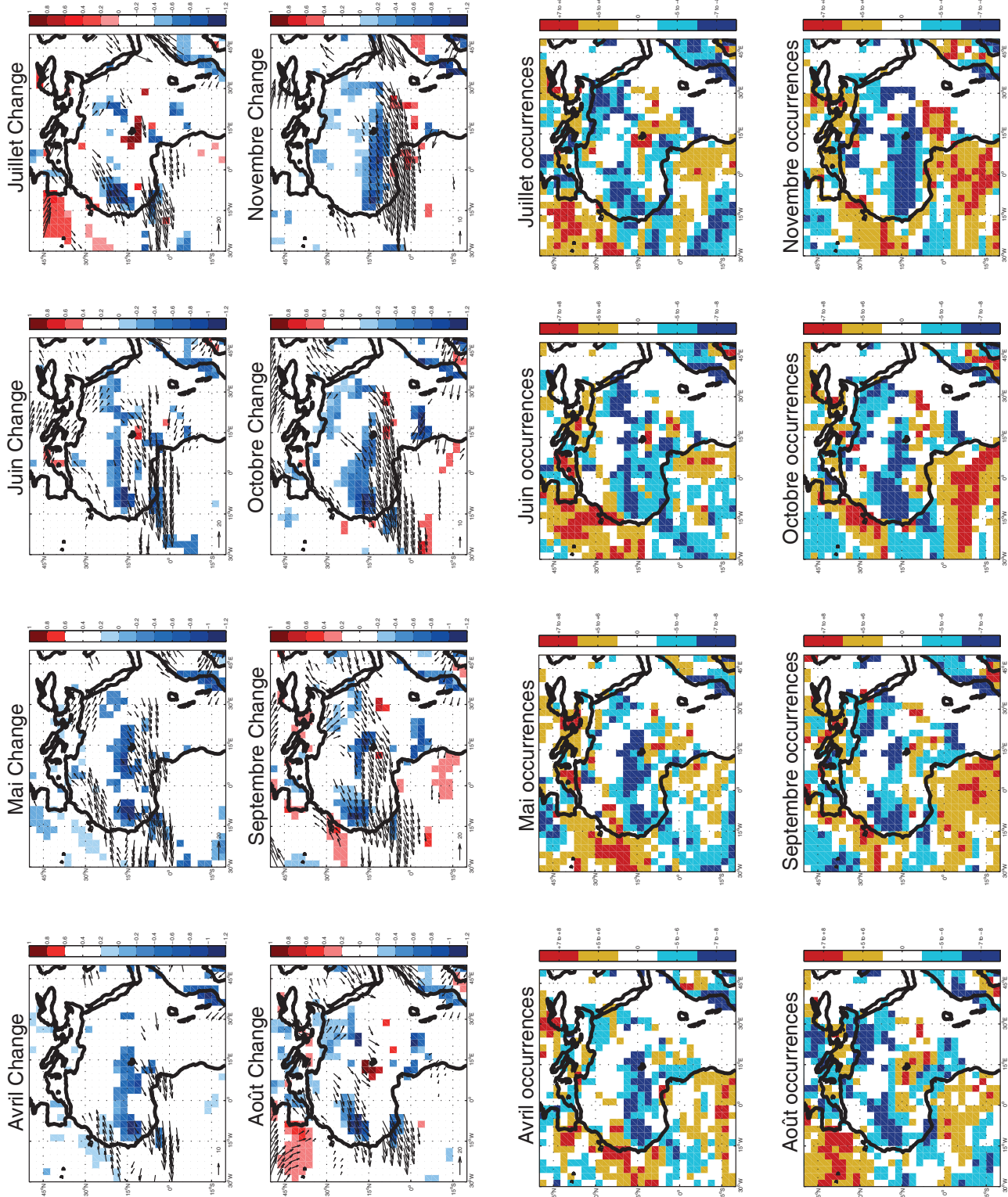


FIGURE 3.8 – Anomalies de la convergence des flux d'humidité (vecteurs, en $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) et flux d'humidité (aplats colorés, en $10^{-4} \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) intégrés entre 850 et 400 hPa pour les mois d'avril à novembre et entre les périodes future et actuelle. Seules les différences significatives à un test de Student à $p=0.05$ sont représentées. Les figures du bas représentent l'occurrence sur les anomalies de convergence des flux d'humidité (en nombre de modèles).

Nous posons l'hypothèse que cette anomalie de divergence, associée à l'anomalie anticyclonique, est un élément expliquant la baisse des pluies observée sur l'ouest du Sahel, puisque les gradients de températures de surface qui modulent la force et la position du jet d'est africain sont associés à l'intensité de la dépression thermique (Thorncroft et Blackburn, 1999). En ce sens, la dépression thermique participe à l'établissement du contraste pluviométrique entre le centre et l'ouest du Sahel pour au moins deux raisons : (1) elle favorise en surface les advections d'humidité depuis l'Atlantique tropical nord via le jet d'ouest de basses couches (West African Westerly Jet ; Pu et Cook, 2010), d'autant que ce jet s'intensifie lorsque la dépression se renforce, ce qui apporte plus d'humidité vers le centre du Sahel (figure 3.7 en juillet-août) ; (2) elle interagit avec le JEA par sa circulation anticyclonique des couches moyennes.

Pour étayer cette hypothèse nous présentons les modifications de la position et de l'intensité de la dépression thermique saharienne.

3.5.1 La dépression thermique saharienne

En Afrique de l'Ouest, la direction et l'intensité des vents de basses couches sont étroitement liées aux gradients de pression en surface. En été, la présence de la dépression thermique saharienne (DTS) modifie ce gradients de pression (Lavaysse *et al.*, 2009). Au-dessus de la DTS, se situe par ailleurs une circulation anticyclonique (Spengler et Smith, 2008) qui, avec le gradient méridien de température en surface, contribue à renforcer et maintenir le jet d'est africain (Thorncroft et Blackburn, 1999). La DTS est donc fondamentale pour la dynamique de la mousson ouest-africaine. Il convient maintenant de le rappeler à l'aide de quelques études publiées.

Parker *et al.* (2005) ont d'abord suggéré que l'advection des flux d'humidité de sud est plus importante sur la bordure orientale de la DTS que sur sa bordure ouest, puis Ramel *et al.* (2006) ont montré que la DTS pouvait jouer un rôle important lors de la mise en place de la mousson ouest-africaine, en suggérant qu'elle est pour partie responsable du *saut de mousson*, et donc liée aussi au début de la saison des pluies sahélienne. Lavaysse *et al.* (2009) ajoutent que le démarrage de la saison des pluies correspond au déplacement vers l'ouest de la dépression. Plus récemment, Couvreur *et al.* (2010) ont mis en évidence les relations entre la dépression et le flux de mousson au pas de temps intrasaisonnier au moment de la période de pré-onset de l'année 2006. Enfin, Chauvin *et al.* (2010) ont détecté un mode de variabilité intrasaisonnier dans le champ de température à 850 hPa au nord de l'Afrique de l'Ouest, lié à l'interaction entre températures de basses couches et circulation de moyennes latitudes. La DTS jouerait ainsi le rôle d'une courroie permettant la mise en relation entre le climat sahélien et les régions subtropicales, d'autant que les intrusions d'air froid depuis la Méditerranée jusqu'au continent africain tendent à affaiblir le système de mousson (Vizy et Cook, 2009).

Le calcul de la position de la DTS est issu de la méthode développée par Lavaysse *et al.* (2009). Elle consiste à calculer l'épaisseur de la couche dépendant directement de la température de la colonne d'air, soit entre les niveaux isobares 925 hPa et 700 hPa. La zone où l'épaisseur est la plus importante correspond donc à l'emplacement de la dépression thermique. Cependant, les zones de reliefs au-dessus du niveau 925 hPa étant considérées comme des valeurs manquantes dans les simulations, nous avons privilégié la température en surface plutôt qu'à 925 hPa pour ne pas altérer les résultats.

L'épaisseur, appelée LLAT (Low-Level Atmospheric Thickness), est obtenue avec la relation tirée de Lavaysse *et al.* (2009).

$$\Delta Z = \frac{R}{g} \int_{p_2}^{p_1} T d(\ln(p))$$

où ΔZ est LLAT (m), R la constante des gaz, g l'accélération de la gravité, T la température (°K) et p la pression (Pa). P_2 et P_1 correspondent à la surface et 700 hPa.

La valeur de LLAT est ainsi plus élevée lorsqu'il fait chaud et augmente de l'hiver à l'été boréal. Puisque la position géographique de la dépression thermique varie d'une année à l'autre et qu'elle se déplace au long du cycle annuel, Lavaysse *et al.* (2009) définissent sa position à partir de la fréquence d'apparition des valeurs le plus fortes de LLAT par point de grille. Ainsi, ils ne conservent que les valeurs les plus élevées et calculent la fréquence d'apparition de la DTS à un endroit donné. Par exemple, en août, ils obtiennent des valeurs de 80 à 90 % de présence de la DTS sur un sous-domaine de l'Afrique du Nord au sud de l'Atlas et à l'ouest de l'Ahaggar. Ils définissent cette position comme étant le centre de la dépression thermique pour ce mois de l'année.

Cette méthode sera privilégiée pour l'étude de position au long des périodes *actuelle* et *future* car elle permet de définir aisément la position moyenne des basses pressions thermiques sahariennes, à la fois dans les fichiers de données observées et dans les sorties de modèles climatiques. Toutefois, dans le cadre du changement climatique, on ajoutera l'intensité de la DTS parce que, logiquement, celle-ci devrait se renforcer par le réchauffement annoncé de la surface continentale.

Nous calculons la position moyenne de la DTS pour le MM et pour tous les mois à partir des valeurs de fréquence. Les points de grilles présentant les fréquences le plus élevées étant conservés, nous ne représentons que les valeurs d'épaisseur (LLAT) leur correspondant. Ainsi, la figure 3.9 fournit deux informations : la position et l'intensité de la DTS. En avril, les valeurs maximales sont positionnées aux alentours de 15°N de latitude. Lorsque l'année avance, elle se renforce et migre vers le nord, le maximum étant atteint en juillet au sud de l'Algérie et à l'est de la Mauritanie. Les vents à 925 hPa accompagnent la remontée de la dépression en suivant sa bordure sud, avec une circulation cyclonique légèrement décalée. En fin de saison des pluies, la DTS migre vers le sud et s'affaiblit, les flux de sud diminuent alors que l'harmattan progresse en direction des basses latitudes. Ces localisations et fréquences d'occurrence sont conformes aux résultats de Lavaysse *et al.* (2009) issus de réanalyses atmosphériques.

Les différences entre périodes *future* et *actuelle* (figure 3.9 ; deuxième et quatrième colonnes) montrent une intensification de la dépression thermique d'avril à octobre avec un maximum en juillet-septembre. L'augmentation des fréquences d'occurrence entre 25°N et 30°N suggère une remontée limitée de sa position moyenne sur le nord et l'ouest du continent : la dépression ne peut se déplacer plus loin vers le nord car elle est bloquée par les reliefs montagneux de l'Atlas et du Hoggar. L'anomalie de vent à 925 hPa, quant à elle, montre un renforcement de la circulation cyclonique (composantes ouest et sud) qui favorise les apports d'humidité depuis l'ouest vers le centre du Sahel. À l'inverse, le renforcement de la composante nord favorise les entrées d'air saharien sec et chaud. Parker *et al.* (2005) ont d'ailleurs montré que l'advection du flux de mousson humide est plus intense sur la bordure orientale de la DTS, ce qui augmente la probabilité d'avoir un déport vers le nord de la couverture nuageuse par rapport à la zone principale de précipitations.

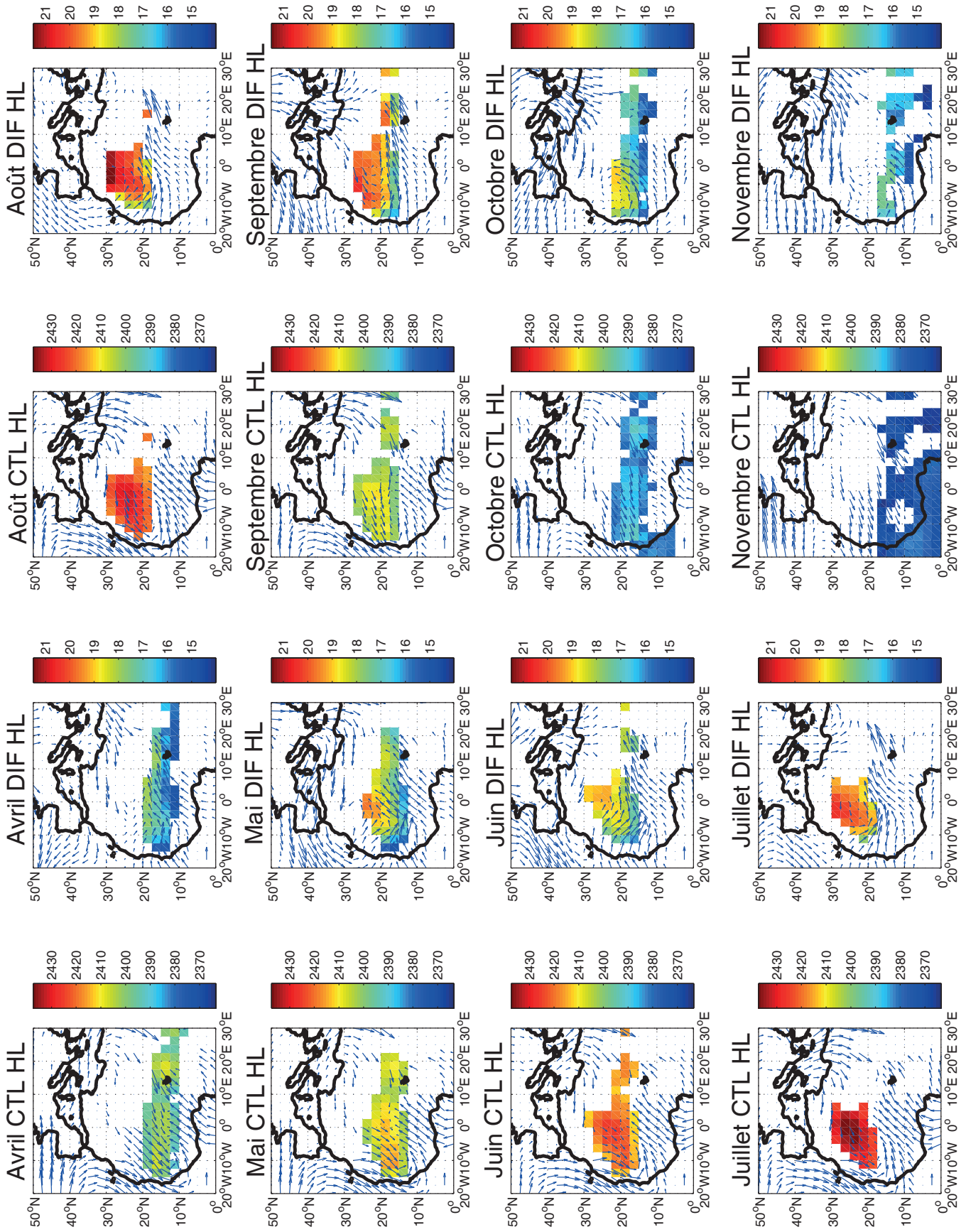


FIGURE 3.9 – Intensité de la dépression thermique (épaisseur en mètres) conservée sur les points de grilles où les fréquences de valeurs fortes de LLAT sont le plus importantes, entre avril et novembre, pour la période actuelle (1^{ère} et 3^e colonnes). Différences entre les périodes future et actuelle (2^e et 4^e colonnes). Les vecteurs représentent le vent à 925 hPa (en m.s⁻¹) à la fois en climat moyen et pour la différence future moins actuelle.

La rotation anticyclonique de couches moyennes associée à une DTS plus intense (faible) tend également à renforcer (diminuer) la vitesse du JEA. Une intensité renforcée autoriserait donc l'existence d'un jet d'est plus intense sur l'ouest du Sahel où, par ailleurs, le gradient méridien de température serait renforcé puisque la hausse maximale des températures se produit sur le nord-ouest du continent lorsque le Sahara est plus chaud.

Les variations en position et intensité de la DTS observées dans l'actuel modifient-elles aussi les champs de pluies en Afrique de l'Ouest ? Pour répondre à cette question, nous utilisons les réanalyses ERA_INTERIM et les pluies GPCP sur la période 1980-2010.

La dynamique spatiotemporelle de la DTS est décrite au travers d'une Analyse en Composantes Principales (ACP) sur les valeurs d'épaisseur de la couche comprise entre la surface et 700 hPa (LLAT) standardisées pour lesquelles on soustrait la tendance linéaire sur la période 1980 à 2010.

La figure 3.10a présente le premier mode de variabilité qui documente la position moyenne de la dépression thermique, alors que les figures 3.10b-d décrivent les autres modes. La série chronologique associée au premier mode correspond à l'évolution du maximum de LLAT (figure 3.10e). Enfin, la figure 3.10i est obtenue à partir d'une analyse composite dans la pluie GPCP (nous retenons cinq années) pour décrire le lien entre dépression thermique et précipitations. Le premier mode montre que la DTS tend à favoriser la migration de la mousson sur le centre du Sahel (figure 3.10i) ; ce résultat n'est cependant pas significatif. Le deuxième mode indique un renforcement de la DTS à l'ouest du méridien de Greenwich le long de la côte ouest de l'Afrique (figure 3.10b), associé à une augmentation de la pluviométrie sur l'ensemble du Sahel et plus au sud (figure 3.10j). Les deux derniers modes documentent le gradient sud-nord de LLAT avec, respectivement, une hausse au nord de l'Afrique (figure 3.10c) et une baisse sur le centre-nord de l'Afrique (figure 3.10d). Ces modifications entraînent, respectivement, une augmentation (figure 3.10k) et une diminution (figure 3.10l) des pluies au Sahel.

Toutefois, si positionnement et intensité de la DTS peuvent favoriser la migration de la mousson ouest-africaine sur le centre du Sahel, **aucun mode de variabilité de la DTS n'aboutit à un dipôle clair** dans les précipitations reproduisant la baisse des pluies à l'ouest et la hausse sur le centre du Sahel. Ce contraste zonal semble donc se rattacher à des phénomènes de plus grande échelle. C'est l'objet des sections suivantes.

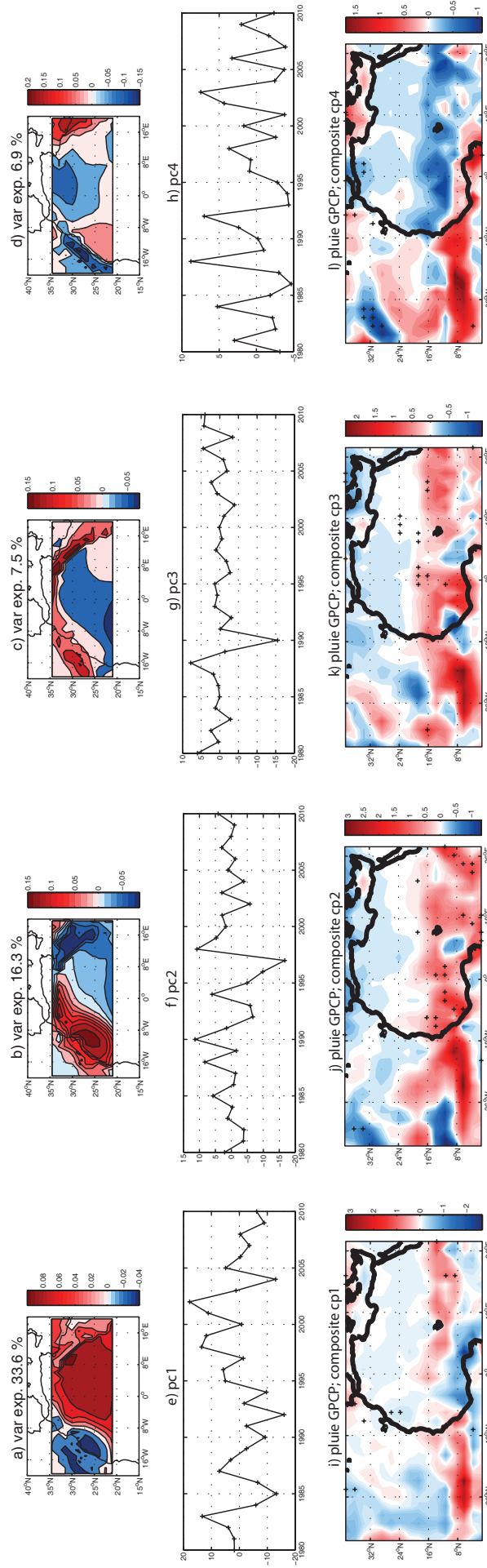


FIGURE 3.10 – Résultats de l'analyse en composante principale de LLAT (moyenne JAS). Chaque colonne se réfère à une composante avec, sur la première ligne, les « loadings » (et les parts de variances expliquées) et, sur la deuxième ligne, les séries chronologiques de chaque composante. La troisième ligne est le résultat dans les pluies GPCP d'une analyse composite réalisée à partir des cinq années le plus élevées moins les cinq années le plus faibles selon les séries chronologiques de la deuxième ligne.

3.5.2 Les couches moyennes de l'atmosphère

La DTS est surmontée par une circulation anticyclonique en moyenne altitude à 500 hPa (figure 3.11a), dont le centre se situe autour de 5° ouest et 25° nord et interagit avec le JEA, via sa branche sud. Plus généralement, toute anomalie de position de l'anticyclone peut avoir des répercussions sur la dynamique atmosphérique et donc sur la mousson africaine (Drobinski *et al.*, 2009).

Or, en comparant l'expérience historique *actuelle* avec l'expérience rcp45 *future*, une anomalie de géopotentiel au-dessus de l'Afrique du Nord et de l'Espagne apparaît, accompagnée d'une anomalie de circulation anticyclonique (figure 3.11b). L'anticyclone libyen se positionne un petit peu plus au nord et à l'ouest dans les simulations rcp45 que dans les simulations historiques. Par ailleurs, une anomalie forte de vent, visible du nord de l'Afrique au Sahel occidental (figure 3.11b), favorise l'export d'humidité à cette altitude (figure 3.8) sur la partie ouest de l'Afrique. Ceci est très cohérent avec les résultats issus de la figure 3.8 en été boréal et le renforcement annoncé du jet d'est africain.

La remontée vers le nord de l'anticyclone pourrait être associée au déplacement de la branche subsidente de la cellule de Hadley nord, puisque dans le contexte du changement climatique il a été montré que les cellules de Hadley seraient plus étendues vers les pôles (Gastineau *et al.*, 2008). Une hypothèse fondée sur une rétroaction associée à la migration plus au nord de la mousson africaine peut dès lors être proposée : (i) la remontée du système en latitude favorise les advections d'humidité dans les basses couches au-dessus du Sahel, et, plus particulièrement, du Sahel est et central ; (ii) la branche subsidente de la circulation méridienne africaine (associée à la cellule de Hadley) s'étend également plus au nord et se renforce à l'ouest ; (iii) la circulation atmosphérique de couches moyennes est modifiée, l'anticyclone de moyenne altitude se positionnant également plus au nord et à l'ouest ; (iv) les vents de nord-est renforcés sur l'ouest du Sahel soutiennent le renforcement du JEA et l'export d'humidité en direction de l'Atlantique.

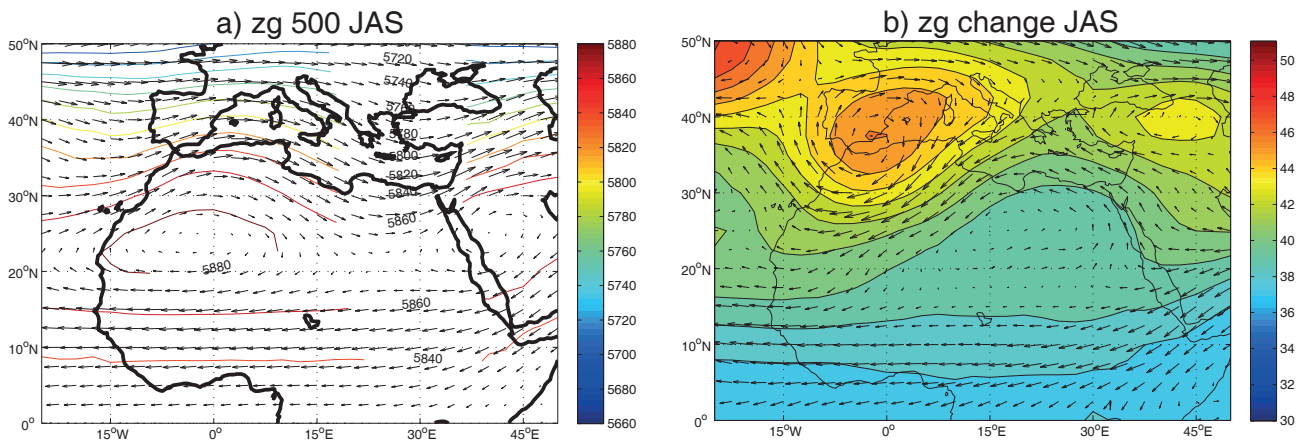


FIGURE 3.11 – (a) Altitude géopotentielle à 500 hPa (mètres) et vent à 500 hPa (m.s^{-1}) moyen pour la période actuelle et JAS; (b) Différences *futures* moins *actuelles*.

3.5.3 La circulation cellulaire zonale

Pour Bader et Latif (2003), le réchauffement de l’océan Indien serait en partie responsable de la tendance à la sécheresse sur le Sahel entre les années 1950 et 1990. Lu et Delworth (2005) et Giannini *et al.* (2003) ont montré aussi des relations entre l’océan Indien et les précipitations sahéniennes. Hagos et Cook (2008) précisent que le réchauffement de l’océan Indien favorise la mise en place d’anomalies dans la circulation zonale au-dessus du Sahel, les anomalies de subsidence centrée sur le Sahel favorisant les conditions sèches. Ces auteurs montrent aussi que le réchauffement plus récent de l’océan Atlantique tropical nord aurait perturbé la circulation zonale en favorisant, entre autres, l’entrée d’humidité par l’ouest du Sahel et en modifiant l’intensité et la position des anomalies de subsidence au-dessus du Sahel. L’analyse de cette circulation dans l’article 1 a montré l’apparition d’une anomalie de subsidence sur l’Afrique de l’Ouest, cohérente avec la baisse des précipitations dans cette région. En revanche, elle n’a pas permis de mettre à jour le rôle futur de l’océan Indien dans la modification de cette circulation.

La figure 3.12a montre la circulation entre 40° ouest et 120° est de longitude dans une bande latitudinale moyennée entre 5° nord et 25° nord (englobant le Sahel). Rappelons que l’air chaud et humide au-dessus du continent maritime et de la warm-pool — de l’océan Indo-Pacifique — s’élève en altitude, puis une partie de ces masses d’air finissent par redescendre sur l’océan Atlantique (Tanaka *et al.*, 2004). Or, en figure 3.12b, on observe des ascendances sur l’océan Indien (40-90° est) et le Sahel centre, et un renfort de la subsidence au-dessus du Sahel ouest. Ces signaux sont synchrones d’une intensification du JEA près de la côte ouest de l’Afrique.

Les valeurs d’occurrence montrent qu’une majorité de modèles est en accord avec l’anomalie de subsidence située en moyenne altitude au-dessus du Sahel ouest (figure 3.12c). L’anomalie d’ascendance sur le Sahel centre apparaît aussi clairement.

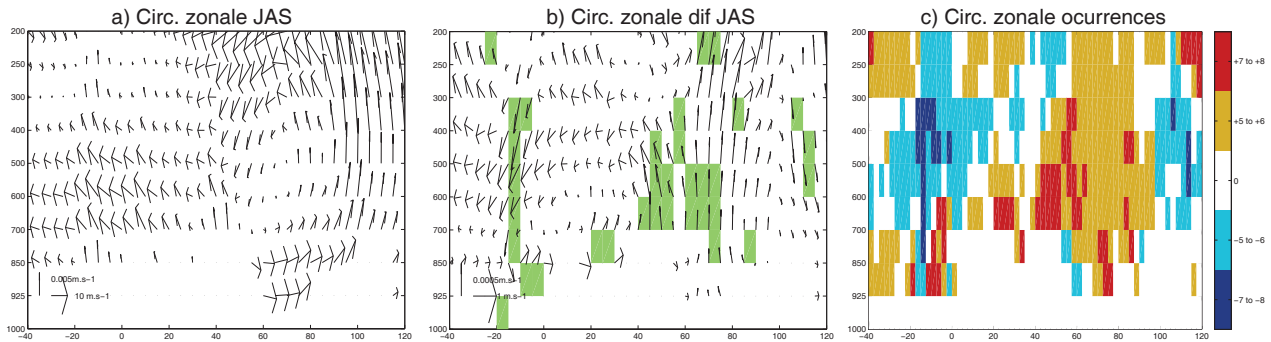


FIGURE 3.12 – Circulation atmosphérique (moyennée entre 5 et 25° de latitude) entre 40° ouest et 120° est pour la période actuelle et JAS (a). Différence future moins actuelle (b) et cartes des occurrences (c). Les aplats verts correspondent aux valeurs significatives de vitesses verticales selon un test de Student à $p=0,05$.

3.6 Le rôle de la Méditerranée

Il a été montré (figure 3.8) que, de juillet à octobre, les flux d'humidité véhiculés par l'harmattan pourraient se renforcer dans le futur. Le bassin méditerranéen pourrait donc jouer un rôle non négligeable pendant et en fin de saison des pluies en raison de ses interactions avec les régions de mousson, comme décrit notamment dans Raicich (2003), Rowell (2003), Fontaine *et al.* (2003, 2011c, 2011d), Gaetani *et al.* (2010). Cette influence passe prioritairement par les très basses couches, mais elle concerne aussi des niveaux plus élevés. Par ailleurs, pour ces derniers auteurs, le réchauffement anormal du bassin méditerranéen de l'été boréal à l'automne favorise le renforcement des flux d'humidité en direction du Sahel et tend à retarder le retrait de la mousson sur la zone. Ceci se répercute sur l'ensemble du système de mousson *via* la circulation anticyclonique qui, en été, se positionne au-dessus de la Méditerranée et s'intensifierait dans le futur (Giorgi et Lionello, 2008). Les modifications de la circulation atmosphérique peuvent en effet impacter le climat et les températures en Europe (Dorn *et al.*, 2003), mais elles ne sont pas la cause principale de la tendance au réchauffement (Rauthe et Paeth, 2004 ; Stephenson *et al.*, 2006 ; van Ulden *et al.*, 2007). Pour examiner plus précisément le rôle de la Méditerranée dans le cadre du changement climatique, nous utilisons donc les flux intégrés entre la surface et 850 hPa.

Les flux sont décomposés sur plusieurs boîtes : Nord, Sud, Ouest et Est (figure 3.13e). La composante zonale (méridienne) est utilisée pour les boîtes Est et Ouest (Sud et Nord). Le cycle moyen, issu de l'expérience de contrôle, est représenté en figure 3.13 par une ligne en tirets (respectivement pour les boîtes Sud, Nord, Ouest et Est en figure 3.13 a, b, c et d). Nous observons que dans la zone sud le flux méridien d'humidité, associé à la mousson, augmente progressivement jusqu'en été boréal puis s'affaiblit en fin d'année jusqu'à devenir négatif (harmattan). Il marque ainsi la migration saisonnière de la ZCIT sur le continent (figure 3.13a). Il en va symétriquement de même pour la boîte Nord marquée par un renforcement progressif de l'harmattan jusqu'en août, suivi par son affaiblissement (figure 3.13b). Enfin, le flux d'ouest suit le flux de sud puisqu'il résulte du flux de mousson de sud-ouest (figure 3.13c). À l'est, l'augmentation des valeurs marque un export d'humidité depuis le Sahel (il s'agit de la composante zonale et donc d'un flux d'ouest en est). À partir du mois de septembre, le flux est entrant et le transport de vapeur d'eau s'effectue vers le Sahel (figure 3.13d). Les flux d'humidité montrent clairement que, si le transport de sud-ouest est plus intense en JAS, celui de nord-est est loin d'être négligeable.

Les différences *future* moins *actuelle* sont représentées par une ligne continue avec un cercle lorsqu'elles sont significatives (test de Student à $p=0.05$). Les résultats sont cohérents avec ce qui a déjà été montré puisqu'ils mettent en évidence un renforcement du flux de mousson (figure 3.13ac), significatif d'avril à août et expliquant l'intensification de la convergence et des précipitations au Sahel. En revanche, il n'y a pas de lien statistique significatif entre cette intensification et la hausse de la pluviométrie enregistrée au centre du Sahel en fin de saison des pluies.

Par ailleurs, il existe un net décalage saisonnier dans le flux de nord d'origine méditerranéenne (figure 3.13b) dont l'intensité maximale est centrée sur août dans l'expérience de contrôle, alors que dans le scénario futur elle se décale sur les mois de septembre-octobre (anomalies fortes en cette saison). Ce déport pourrait donc favoriser la convergence d'humidité sur le Sahel central en fin de saison entraînant une fin de saison des pluies plus tardive (voir figure 3.3b). Ce mécanisme est dans tous les cas compatible avec les hypothèses de réchauffement de la Méditerranée durant les décennies à venir, renforçant aussi l'évaporation.

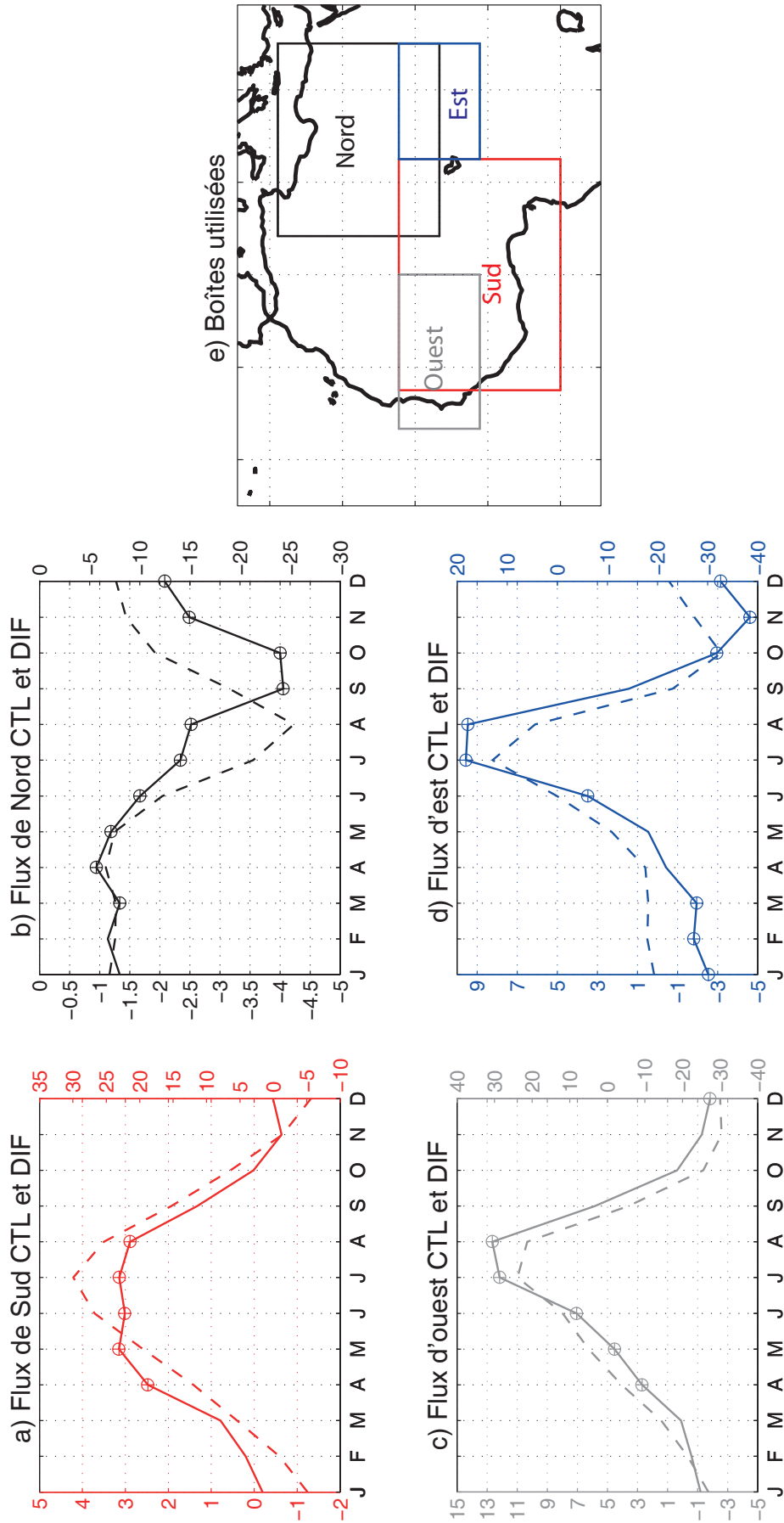


FIGURE 3.13 – Flux d'humidité de surface ($\text{g.kg}^{-1} * \text{m.s}^{-1}$) pour la période actuelle (ligne discontinue) et différences futures moins actuelles (ligne continue). Les flux sont considérés entre 15° ouest et 20° ouest, entre 5° et 30° est et entre 10° et 20° nord, et enfin entre 15° et 30° nord. (e) Limites des boîtes.

Les valeurs d'Omega à 400 hPa permettent de documenter les mouvements verticaux en moyenne troposphère (figure 3.14) sur la période actuelle. En DJF, une forte subsidence est présente au-dessus du Sahara (figure 3.14a). Les flux d'humidité de surface dirigés des zones de subsidence en direction du sud du continent prennent une composante d'est sous l'effet de la composante horizontale de la force de Coriolis. En MAM, la subsidence faiblit, mais elle se renforce sur l'est du bassin méditerranéen en JJA, d'où le temps clair et le réchauffement radiatif. En surface, l'évaporation au-dessus de la Méditerranée nourrit les flux d'humidité qui se dirigent alors vers le Sahel. C'est en août que ce flux est le plus fort (figure 3.13b). En SON, la subsidence, toujours positionnée sur l'est du bassin méditerranéen, se décale légèrement au sud et s'affaiblit (figure 3.14d). Le transport de vapeur d'eau s'effectue aussi plus loin vers le sud en raison du retrait de la ZCIT et du FIT en cette saison.

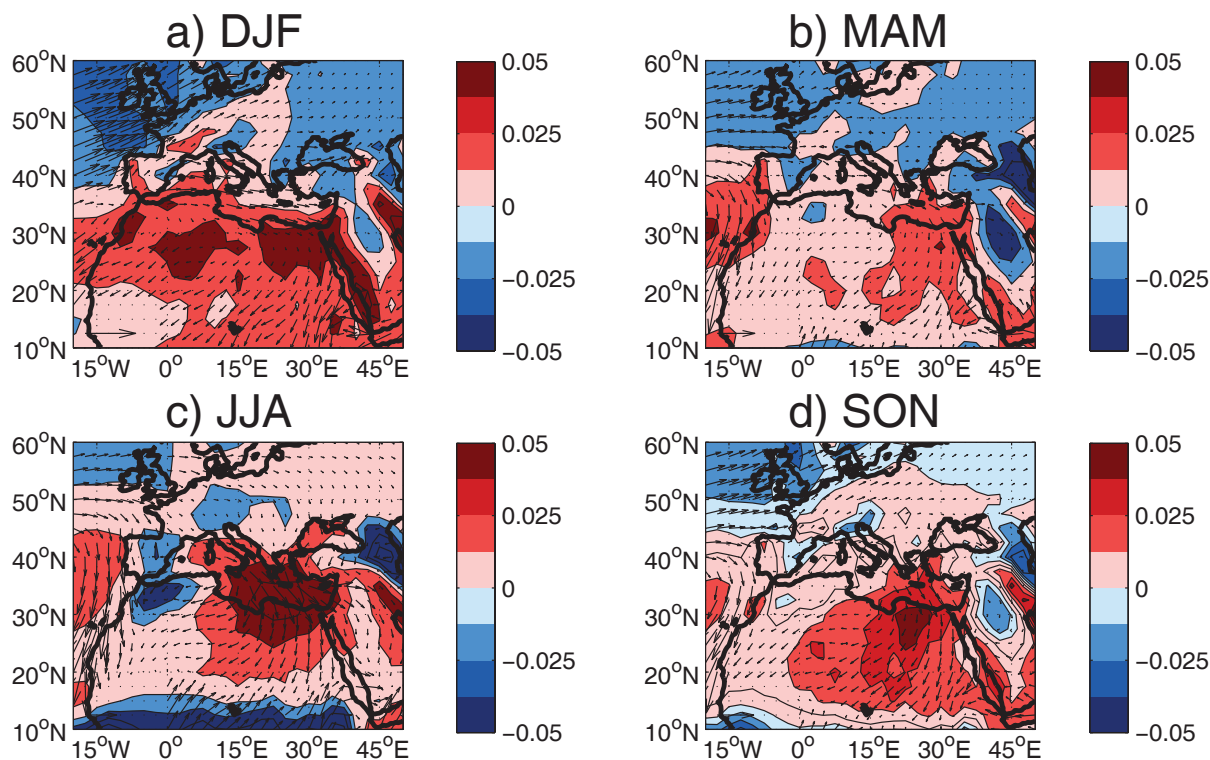


FIGURE 3.14 – Omega à 400 hPa (en Pa.s^{-1}) et flux d'humidité de surface (le vecteur en bas à gauche de la figure représente une échelle de $75 \text{ g.kg}^{-1} * \text{m.s}^{-1}$) pour les périodes (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA et (d) SON.

La figure 3.15 présente les différences future moins actuelle enregistrées sur la composante verticale d'Omega. À première vue, l'augmentation de la subsidence (augmentation des valeurs d'Omega) concerne l'est et le centre du bassin méditerranéen (figure 3.15abd). Les anomalies de flux d'humidité circulent des zones à anomalies de subsidence vers celles où il y aurait plus d'ascendance. En JJA, les flux d'humidité issus du centre du bassin méditerranéen rencontrent plus au sud le flux de mousson fortement renforcé (et convergent). Toutefois, le changement le plus notable se produit en SON lorsque la hausse de la subsidence est très forte au-dessus de la Méditerranée, de l'Italie à la côte occidentale de la Turquie. Le renforcement du flux d'humidité est à son maximum durant cette période (figure 3.13bd) et la cellule de mousson est clairement accentuée, comme l'indiquent les augmentations de subsidence sur le bassin méditerranéen et d'ascendance sur le Sahel. Ce résultat est en accord avec la figure 2.12o (chapitre 2) qui montrait une modification très robuste de la circulation méridienne avec une remontée de la cellule et donc de la zone de subsidence, une anomalie située aux alentours de 40° nord, soit 10° plus au nord que la subsidence présente sur la figure 2.12l du climat moyen. Les figures 3.14d et 3.15d illustrent bien ce phénomène : la subsidence située en moyenne sur la Libye et

l'Égypte se déplace vers le nord via l'anomalie présente sur la Méditerranée. Ceci est également cohérent avec la littérature qui explique le réchauffement du pourtour méditerranéen par le déplacement vers les pôles des structures anticycloniques (Giorgi et Lionello, 2008), elles-mêmes liées au déplacement vers le nord de la bordure polaire de la cellule de Hadley, une cellule qui se déplacerait vers les pôles dans le futur (Gastineau *et al.*, 2008).

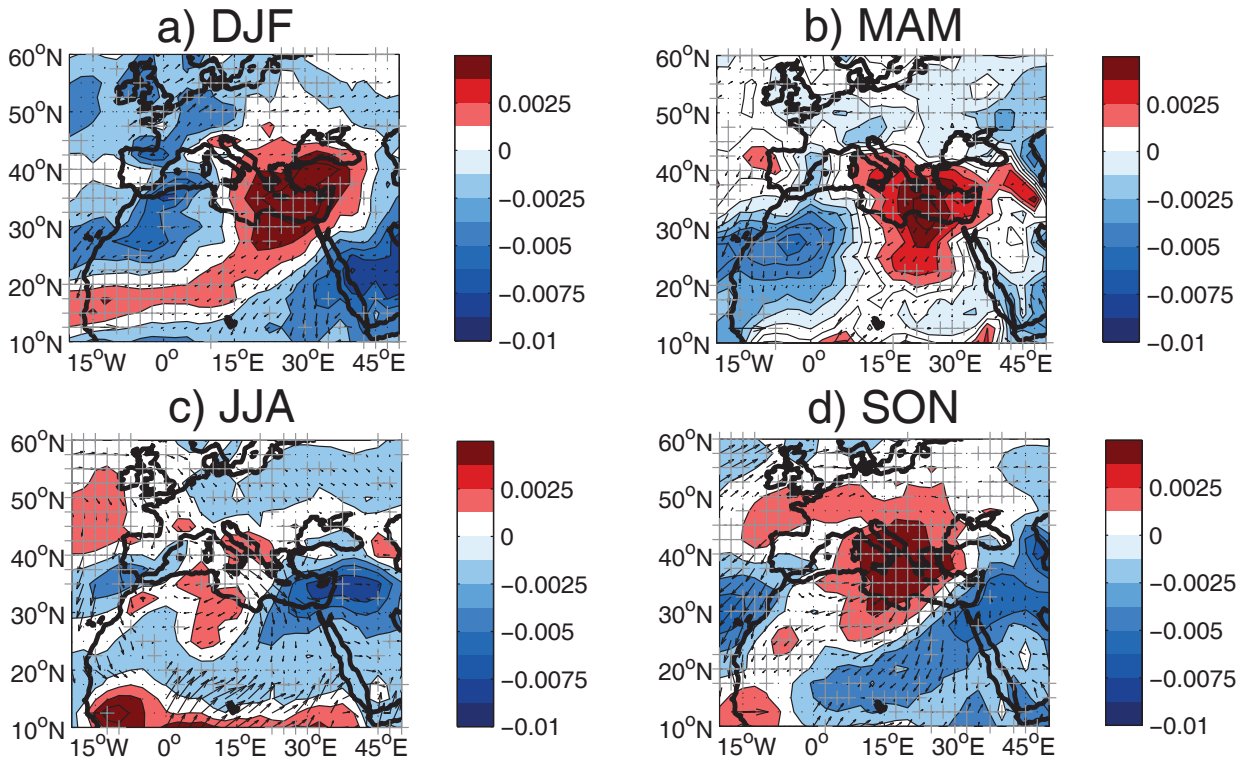


FIGURE 3.15 – Différences future moins actuelle de la vitesse verticale à 400 hPa (en Pa.s^{-1}) et des flux d'humidité de surface (le vecteur en bas à gauche de la figure représente une échelle de $15 \text{ g.kg}^{-1} * \text{m.s}^{-1}$) pour les périodes (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA et (d) SON. Les valeurs significatives selon un test de Student à $p=0,05$ sont représentées par des vecteurs noirs pour le vent (seules les valeurs significatives de vent sont montrées) et par des croix grises pour la vitesse verticale.

Si donc, en JJA, la modification de la subsidence est faible au-dessus de la Méditerranée, elle devient forte et significative dès le mois de septembre (figure 3.16a). La migration vers le nord ainsi que le renforcement en SON de la cellule de type Hadley nord dans le futur sont clairs sur la figure 3.16c par rapport au climat moyen (figure 3.16b).

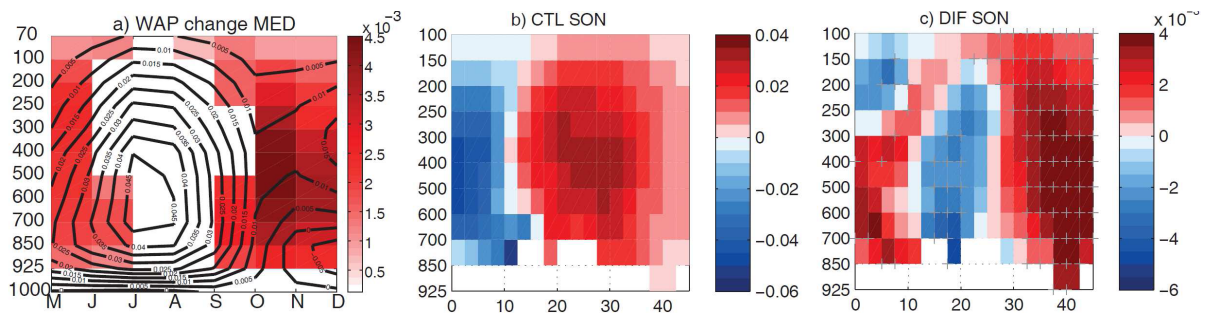


FIGURE 3.16 – (a) Valeurs d'Omega moyenné entre 0° et 36° est et 32° et 44° nord sur la Méditerranée pour la période actuelle entre mai à décembre (isolignes noires). Les différences future moins actuelle sont présentées en plages de couleur. (b) Omega moyen (Pa.s^{-1}) moyenné entre 0° et 25° est pour la période actuelle en SON. (c) Différences future moins actuelle d'Omega (Pa.s^{-1}), moyennées entre 0° et 25° en SON. Unité : Pa.s^{-1} Les croix grises sont ajoutées lorsque la différence est significative selon un test de Student à $p=0.05$.

L'augmentation des flux d'humidité de nord indiquée en figure 3.13b dépend de deux choses : (i) l'augmentation du vent de nord, qui se renforcerait dans le futur en SON, en lien avec la hausse de subsidence au-dessus de la Méditerranée (non montré ici) ; (ii) de l'humidité spécifique dans les basses couches de l'atmosphère au-dessus de la Méditerranée. Or, on constate que l'humidité spécifique intégrée dans les basses couches (850-925 hPa) au-dessus de la mer se renforcerait fortement dans le futur entre août et octobre, alors qu'elle est normalement maximale entre juillet et septembre (figure 3.17).

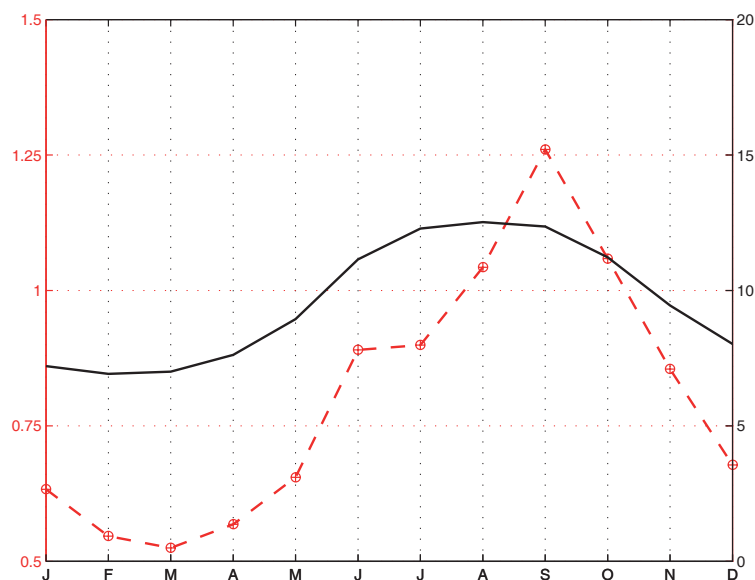


FIGURE 3.17 – Humidité spécifique intégrée ($\text{g.kg}^{-1} \text{ m.s}^{-1}$) entre 925 et 850 hPa au-dessus de la Méditerranée de janvier à décembre : valeurs moyennes sur la période actuelle (ligne noire) et différences future moins actuelle (ligne rouge discontinue).

En combinant ces résultats avec les publications, le rôle de la Méditerranée peut se résumer comme suit :

► Alors qu'à l'équateur et dans les tropiques, la variabilité climatique résulte surtout de forçages aux limites de l'atmosphère et notamment des flux thermiques régulés par les Températures de Surface Océaniques (TSO), les zones extratropicales sont, elles, beaucoup plus directement affectées par la variabilité dynamique, interne à l'atmosphère. Ceci confère un rôle particulier aux régions subtropicales dans le contexte du changement climatique. Plusieurs études montrent à cet égard que la cellule de Hadley devrait s'étendre plus loin vers le nord (Gastineau *et al.*, 2008) en entraînant une augmentation de la subsidence sur les zones subtropicales et le renforcement associé de la circulation anticyclonique, éléments favorisant une réduction des précipitations subtropicales (Meehl *et al.*, 2007) dont celles sur la Méditerranée (Giorgi et Lionello, 2008).

► L'intensification de la circulation anticyclonique au-dessus de la Méditerranée jointe à l'augmentation des TSO globales semble donc être l'une des causes de l'augmentation des températures sur la Méditerranée dans le futur (Giorgi et Lionello, 2008, entre autres). La cellule nord de la mousson étant parallèlement renforcée, la convergence des flux d'humidité sur le Sahel augmente aussi. Ces modifications attestées sur l'ensemble de l'été boréal, mais plus nettes en fin d'été (figure 3.14b) via l'augmentation de la subsidence et des flux d'humidité, devraient aller en se renforçant à mesure que le réchauffement climatique s'intensifiera.

3.7 Évolution intrasaisonnière (échelle journalière)

Nous avons jusqu'ici focalisé le travail sur les données mensuelles afin de définir une tendance globale dans l'évolution moyenne des saisons des pluies. Ceci a, bien entendu, occulté l'analyse de phénomènes se produisant aux échelles de temps plus fines. Il est en particulier intéressant de regarder si la modification pluviométrique observée sur les cumuls mensuels ou saisonniers provient d'une hausse de la fréquence des jours de pluies extrêmes ou d'une augmentation du nombre de jours enregistrant de plus faibles abats.

3.7.1 Évolution temporelle des précipitations

Le diagramme de Hovmöller (figure 3.18) permet de caractériser l'évolution de la position de la ceinture des pluies. Le premier profil (figures 3.18a et 3.18c) présente les précipitations en fonction de la latitude et du temps avec des données pentadaires (GPCP) sur le Sahel ouest, puis centre. En moyenne, les pluies pentadaires sont plus abondantes à l'ouest qu'au centre du Sahel, et cela quel que soit le mois étudié.

On observe un démarrage des précipitations au sud de 10° nord en juin, puis une diminution de la pluviométrie suivie par une nouvelle hausse plus au nord en juillet, marquant le début de la saison des pluies. Ceci est associé au saut de mousson, crucial pour la mise en place de la saison pluvieuse (Sultan et Janicot, 2003). Celui-ci se produit au début du mois de juillet à l'ouest du Sahel, alors qu'il est plus précoce au centre du Sahel où il apparaît fin juin. La mousson migre ainsi, légèrement plus tard à l'ouest qu'au centre du Sahel.

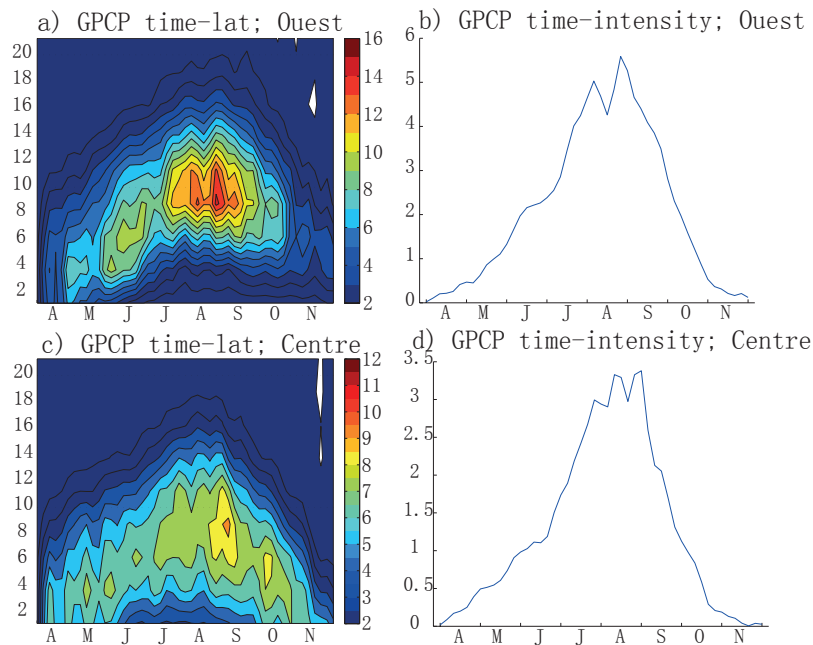


FIGURE 3.18 – Pluie moyenne en fonction du temps et de la latitude entre (a) 0 et 25° est, entre (b) 20° ouest et 0°. Intensité moyenne des pluies en fonction du temps pour (c) le Sahel centre et (d) le Sahel ouest. Filtrage à quinze jours et données moyennes sur la période 1979-1999. Les données GPCP utilisées sont pentadaires (Unité : mm.jour⁻¹)

Notons ici qu'une étude fondée sur les résultats de la simulation multimodèles ne peut être utilisée car elle est non-adaptée au propos. En effet, l'analyse du modèle moyen au pas de temps journalier ne peut révéler un *saut de mousson* en raison du lissage opéré sur la phase temporelle du signal et de la très faible variabilité interjournalière des fréquences de pluies qui en résulte.

Les sorties de modèles seront donc traitées indépendamment les unes des autres après les avoir filtrées sur quinze jours pour atténuer les biais liés à la représentation de l’intermittence des précipitations.

Les diagrammes de la figure 3.19 (a-h) documentent l’évolution moyenne de la dynamique méridienne dans les modèles sur le Sahel central et sur l’ouest du Sahel (figure 3.19 i-p), ceci pour la période *actuelle* : ils représentent la remontée de la mousson jusqu’en septembre, puis sa migration vers le sud. Toutefois, en comparant les figures 3.19 et 3.18, on remarque que les biais par rapport aux observations et les différences intermodèles sont importants. Par exemple, INMCM est trop sec et ne simule pas de propagation de la mousson sur le Sahel central (figure 3.19f) ; CSIRO est, quant à lui, beaucoup plus humide et simule une meilleure remontée de la mousson sur le continent.

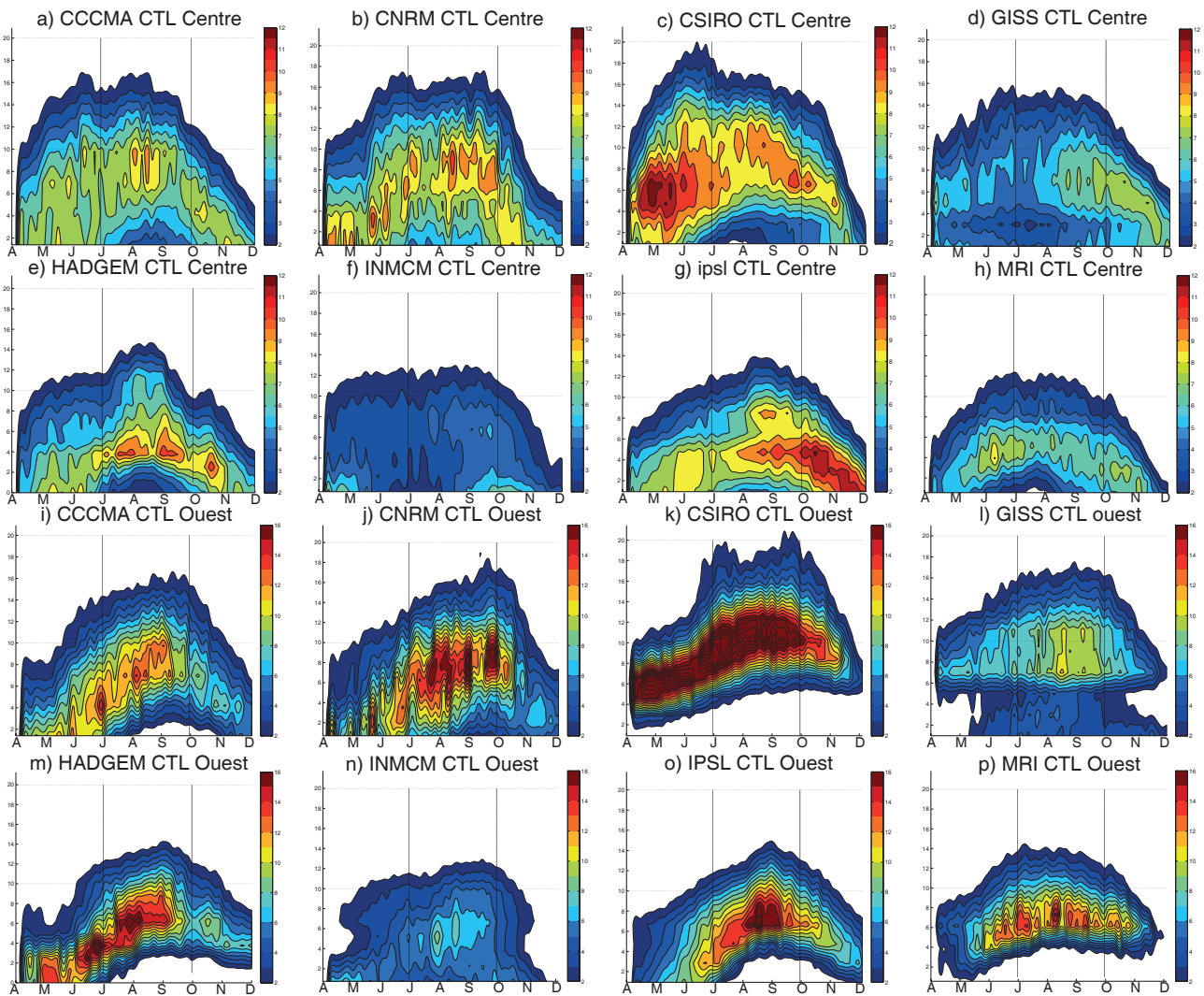


FIGURE 3.19 – Pluies moyennes journalières (mm.jour^{-1}) filtrées sur quinze jours, de chaque modèle pour (a-h) le centre et (i-p) l’ouest du Sahel pour la période *actuelle*.

La figure 3.20 montre les différences entre périodes *future* et *actuelle* pour chaque jour de l’année, après filtrage à quinze jours. La hausse des pluies entre juillet et septembre au nord du Sahel (au nord de 15° nord) est reproduite dans six modèles sur huit au centre du Sahel (figure 3.20, a-h). Le signal est donc robuste sur la zone où les précipitations augmentent au mois d’août. Il l’est aussi en fin de saison, au mois d’octobre. Ces éléments semblent prouver que le potentiel pluviométrique de la mousson future pourrait s’intensifier sur et au nord du

Sahel central.

En revanche, le nord du Sahel ouest deviendrait moins humide entre les mois de juillet et septembre (voire jusqu'à octobre pour certains modèles) pour six sur huit des modèles utilisés (CCCMA, CSIRO, GISS, HADGEM, INMCM, IPSL) (figure 3.20, i-p).

Si donc, globalement, la hausse (baisse) attendue des précipitations apparaît bien sur le centre et le nord (l'ouest) du Sahel dans nombre de simulations, on peut noter que chaque modèle reproduit la mousson selon son propre calendrier. Un décalage temporel des saisons des pluies futures est donc difficile à mettre en évidence ici. Toutefois, entre juillet et septembre, on retrouve une hausse des précipitations au nord du Sahel dans six modèles sur huit, alors qu'à l'ouest six modèles montrent une baisse pluviométrique aux alentours de 15° nord et au début de la saison des pluies.

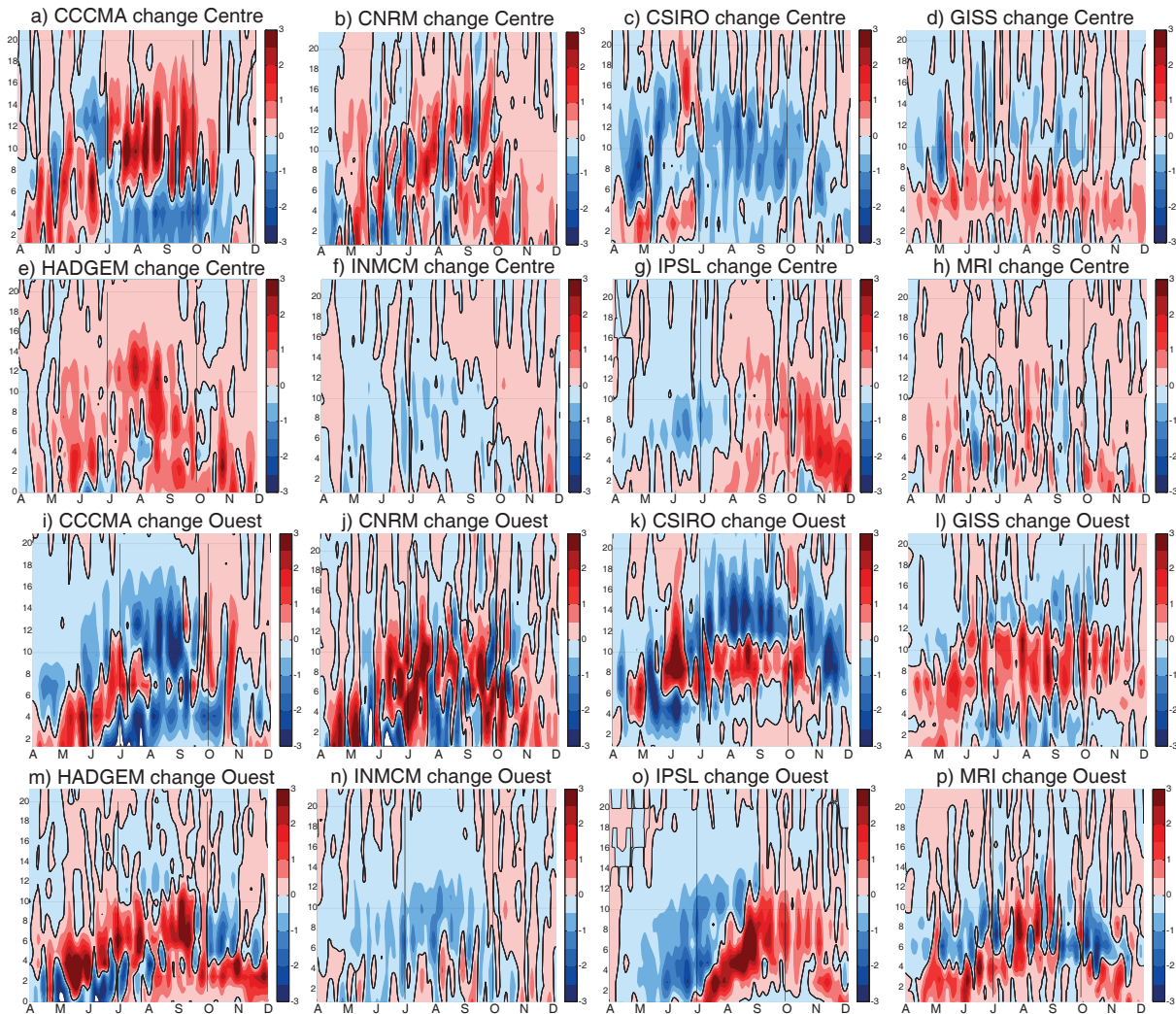


FIGURE 3.20 – Différences future moins actuelle des pluies moyennées (mm.jour⁻¹) entre (a-h) 0 et 25° est et (i-p) 20° ouest et le méridien de Greenwich. Filtrage à quinze jours.

Pour mieux fixer cette évolution différentielle, il faut affiner l'échelle et s'intéresser à la fréquence et au nombre de jours pluvieux.

3.7.2 La fréquence des jours de pluies

Rappelons d'abord une évidence : l'analyse pluviométrique à l'échelle des événements, déjà difficile avec les réseaux d'observations disponibles, l'est encore plus avec les modèles climatiques dans le cadre du changement climatique. Récemment, Ibrahim (2012) a regardé l'évolution de la pluviométrie au Burkina Faso à l'aide de cinq modèles climatiques régionaux (CCLM, HadRM3P, RACMO, RAC et REMO) entre la période 1971-2000 et la période 2031-2050 avec le scénario SRESA1B. Il a montré que, dans le futur, on allait plutôt vers un allongement des séquences sèches ainsi que vers une augmentation du nombre de jours de pluies extrêmes. Pour Tarhule (2005) et Vischel et Lebel (2007), une augmentation du nombre des phénomènes extrêmes entraînera une hausse de fréquence des inondations impactant l'activité humaine.

Dans ce contexte, nous analyserons la fréquence des jours de pluie selon plusieurs seuils pluviométriques pour voir si la possible modification des précipitations sahéliennes serait due à une augmentation du nombre de jours de faible et moyenne pluviométrie ou à celle d'événements plus extrêmes.

Il ne s'agit que d'un exercice additionnel vu la difficulté qu'il y a à reproduire ce type d'événement. Par ailleurs, la répartition des cumuls — ou celle du nombre de jours pluvieux par classe — diffère selon les modèles en raison de l'intensité des précipitations simulées et des résolutions utilisées (nombre de points de grilles et donc de données). Cela a plusieurs conséquences méthodologiques. Ainsi, il est dangereux de comparer directement les sorties de modèles par un multimodèle puisque cela donnerait plus de poids aux modèles à résolution spatiale fine. En revanche, le calcul d'un pourcentage par rapport aux données totales, modèle par modèle, permet, lui, d'obtenir des données comparables. En raison des écarts existant sur le nombre de jours de pluie et les cumuls journaliers, nous intégrerons donc les pourcentages relatifs à chacun des modèles de façon à adopter une métrique simple et cohérente entre les sorties. Rappelons aussi que nous ne travaillons pas au même pas de temps dans les modèles et dans les observations : les sorties GCM sont journalières, celles issues du GPCP sont pentadaires. Enfin, nous analysons les résultats sur juillet-septembre, alors que des modifications peuvent, comme on l'a vu, se produire aussi en début ou fin de saison des pluies.

Les résultats seront analysés en termes de répartition statistique pour chacune des classes et chacun des modèles sur la saison considérée et non en termes d'intensité ou nombre d'événements. Pour ce faire, cinq seuils ont été choisis pour étudier les jours de faible pluviométrie comme les événements extrêmes. Nous utilisons cinq classes : moins de 5 mm.jour⁻¹, 5 à 10 mm.jour⁻¹, 10 à 20 mm.jour⁻¹, 20 à 30 mm.jour⁻¹, et plus de 30 mm.jour⁻¹. Les données brutes sont utilisées pour calculer la fréquence des jours de pluies. Trois indicateurs sont ajoutés : les fréquences des jours de pluie selon les seuils, le pourcentage de précipitations relatif au total des pluies pour chacune des classes, et le nombre de jours par classe.

Les données d'observations GPCP permettent de calculer les fréquences pentadaires selon les seuils définis précédemment, ainsi que les pourcentages d'occurrence des cumuls par rapport au nombre total, toutes classes confondues (figure 3.21). Au centre comme à l'ouest du Sahel, les fréquences suivent une loi gamma : plus l'intensité augmente, plus la fréquence est faible (figure 3.21ad). Il en va de même des pourcentages par classe. Constatons aussi que le nombre de pentades à plus de 20 mm.jour⁻¹ est quasi nul (figure 3.21be), alors que le nombre de jours de pluie de faible intensité (< 5 mm.jour⁻¹) représente plus de 60 % (moins de 80 %) des jours de pluie à l'ouest (au centre) du Sahel. En revanche, les cumuls pentadaires de précipitations par classe ne suivent pas cette loi. Bien que le nombre de pentades à moins de 5 mm.jour⁻¹ soit élevé, il ne l'est pas plus que celui des classes comprises entre 5 et 20 mm.jour⁻¹. Les don-

nées dites extrêmes peuvent donc être définies comme celles étant supérieures ou égales à 20 mm.jour⁻¹.

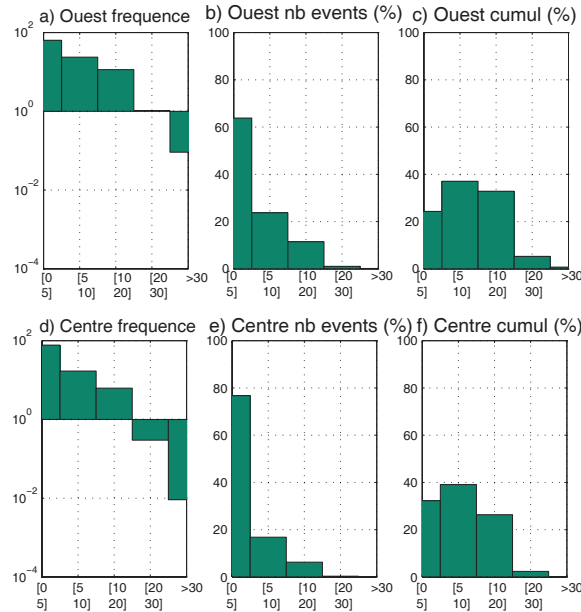


FIGURE 3.21 – Fréquences pentadaires par classes pour (a) l’ouest et (d) le centre du Sahel. Pourcentages de pentades concernées (par rapport au nombre total de pentades) pour (b) l’ouest, puis (e) le centre. Pourcentage de cumul des précipitations par classes (par rapport au cumul total) pour (c) l’ouest et (f) le centre du Sahel.

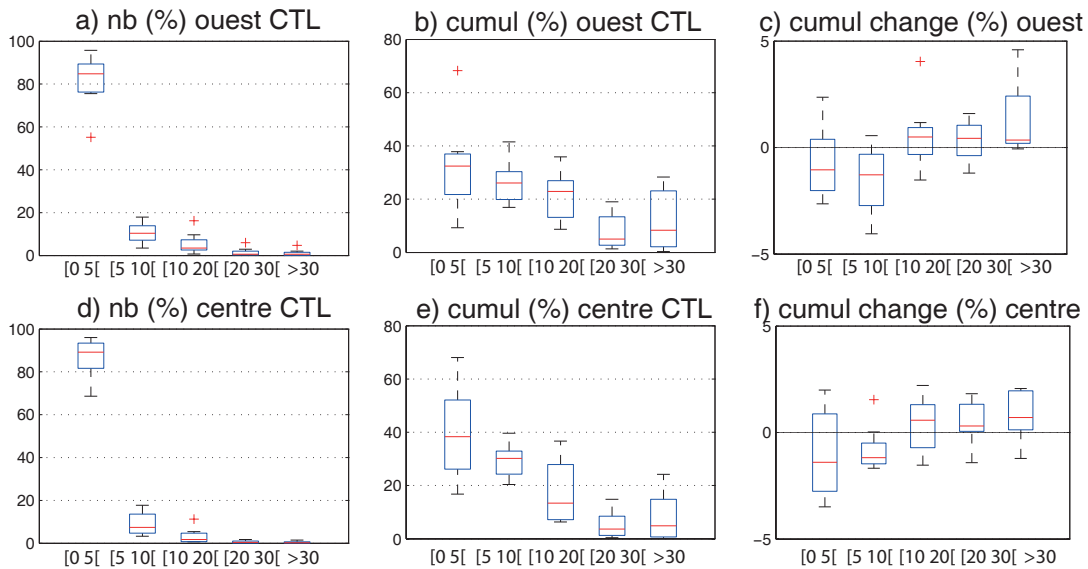


FIGURE 3.22 – Pourcentages du nombre de données par classe (par rapport au nombre total de données) pour (a) l’ouest et (d) le centre du Sahel et pour la période actuelle. Pourcentages par classe des cumuls (b-e) pour la période actuelle. Différences *future* moins *actuelle* des pourcentages de cumuls par classes (c-f).

La figure 3.22 permet de représenter les fréquences pour tous les modèles. Elle illustre la grande variabilité interne puisque, pour certains modèles, la classe la plus importante est celle comprise entre 10 et 20 mm.jour⁻¹, alors que d’autres (comme cccma et cnrm) montrent une plus grande fréquence des événements supérieurs à 30 mm.jour⁻¹. Les distributions suivent là aussi une loi gamma : la fréquence diminue lorsque l’intensité augmente (non montré ici), de même pour les pourcentages de jours par classe (figure 3.22ad). Les faibles effectifs des classes à plus de 5 mm.jour⁻¹ montrent la grande difficulté des modèles à simuler des pluies intenses :

rappelons que, dans les observations, le score atteint les 20 % pour la classe 5-10 mm.jour⁻¹. En fait, les jours à forte pluviométrie (>20 mm.jour⁻¹) apportent moins de pluies que les autres (figure 3.22be).

Les différences entre périodes future et actuelle sont présentées en figure 3.22cf. Au centre comme à l'ouest du Sahel, la part des cumuls inférieurs à 10 mm.jour⁻¹ diminue alors que celui des jours de pluies supérieures à 10 mm.jour⁻¹ augmente, bien que l'enveloppe de variance soit forte et l'incertitude liée à ces résultats élevée. Il se produirait ainsi une modification de la fréquence des jours de pluie affectant le cycle hydrologique. Les résultats de la figure 3.22 cf montrent un signal similaire pour le centre et l'ouest du Sahel, ce qui signifie que les modifications n'expliquent pas le contraste géographique centre-ouest.

3.8 Synthèse et discussion

Ce chapitre était centré sur deux questions :

▷ 1. quel est l'apport des modèles CMIP5 par rapport à ceux de la génération précédente, notamment pour ce qui concerne le réalisme du climat modélisé, la reproduction de la structure dipolaire sahélienne et l'étude de ses causes ?

▷ 2. quelle est l'origine du décalage saisonnier de la pluviométrie simulée dans les prochaines décennies ?

L'article 2 a permis de répondre à la première question. La seconde a fait l'objet d'un travail additionnel. Les résultats majeurs sont rappelés ci-après en fonction des échelles considérées.

- À l'échelle mensuelle

Les modèles CMIP5 simulent de façon un peu plus réaliste la mousson africaine que les modèles CMIP3, notamment pour ce qui est des champs de températures de surface, de la divergence des vents en moyenne et haute troposphère et de la structure générale de la mousson (Monerie *et al.*, 2012b). Le réalisme des champs de précipitation est quant à lui bien meilleur (figure 3.2).

Les résultats de l'article 2 convergent vers la même configuration d'évolution au long terme des pluies que celle obtenue dans Fontaine *et al.* (2011) et Monerie *et al.* (2012a), c'est-à-dire une hausse (diminution) des pluies au centre (à l'ouest) de la zone sahélienne. Toutefois, des modulations et compléments ont pu être apportés par rapport à ces études (chapitre 2).

► Le signal à l'ouest du Sahel, net en début de saison des pluies (juin-juillet), est associé à une modification de la circulation de mousson en basse et moyenne troposphère : les entrées d'air plus sec depuis le nord-ouest de l'Afrique, l'océan Atlantique *frais* et les cellules de haute pression exercent des contraintes thermodynamiques sur la mise en place des précipitations près de la côte. Dans les couches moyennes, une anomalie anticyclonique au nord et à l'ouest de l'Afrique, associée à un renforcement du jet d'est africain, favorise une augmentation de la divergence des flux, ce qui permet d'exporter d'avantage d'humidité vers l'ouest. La diminution des pluies n'est pas très marquée entre mai et juillet : elle apparaît surtout entre juillet et août, en lien avec une anomalie de subsidence limitant la convection profonde sur cette zone.

► Au centre du Sahel, c'est principalement le renforcement de la convergence des flux d'humidité de basses couches — alimentée par le flux de mousson et le flux de nord en provenance de la Méditerranée — qui explique la hausse des précipitations. Le rôle du jet d'est africain est ici moindre. Le renforcement du flux de mousson permet aussi à la mousson de migrer plus au nord, favorisant la convection profonde et les pluies.

Au regard de ces résultats, la configuration dipolaire des pluies semble donc être le résultat de processus d'échelle large et non simplement d'échelle locale ou sous-régionale. En effet, si on peut affirmer que le réchauffement du continent tend à accélérer le cycle de l'eau atmosphérique en chacun des points de grilles, il tend aussi à creuser la dépression thermique saharienne (DTS). Or, celle-ci organise la circulation dans les couches basses et moyennes de la troposphère de manière différentielle entre l'ouest et le centre du Sahel et, en ce sens, favorise la génération d'une structure est-ouest des anomalies.

D'autres caractéristiques fortes concernent la saisonnalité de la mousson africaine (sa mise en place, son retrait). En avril-mai, la DTS migre vers l'ouest depuis une position sur le Cameroun en début d'année jusqu'à l'ouest de l'Afrique du Nord (Lavaysse *et al.*, 2009), puis, en été boréal, elle se positionne à l'ouest du Sahara. Ces basses pressions organisent le flux de mousson en favorisant sur leur bord sud l'existence d'un jet d'ouest de basses couches sur l'ouest de l'Afrique (Pu et Cook, 2010), ce qui favorise la pénétration continentale du flux humide qui prend une direction nord-est sur la bordure orientale de la dépression thermique. En conséquence, l'apport d'humidité est minoré sur l'ouest et majoré sur l'est. Il est donc logique de penser que, si la dépression thermique se renforce dans le futur suite au réchauffement climatique, le dipôle zonal pourrait s'en trouver accentué. Par ailleurs, le réchauffement différentiel des océans Indien et Atlantique a modifié la circulation zonale au-dessus de l'Afrique de l'Ouest (Hagos et Cook, 2008), ce qui a favorisé la mise en place d'une anomalie de subsidence au-dessus de l'ouest du Sahel, inhibant les précipitations.

La fin de la saison des pluies est, nous l'avons vu, marquée par une majoration des pluies en accord avec les résultats de Biassuti et Sobel (2009) élaborés à partir des modèles CMIP3. Nos résultats permettent cependant d'aller un peu plus loin. En octobre, la Méditerranée encore chaude évapore et cette vapeur d'eau est transportée par la circulation moyenne de nord-est dans les couches basses et moyennes. Or, parmi les différents flux alimentant la convergence au Sahel, seul le flux originaire du nord-est (de la Méditerranée) apparaît significativement modifié (figure 3.13). Ceci s'explique par le fait que l'apport depuis la Méditerranée est amplifié, mais de façon non-synchrone par rapport au cycle saisonnier moyen actuel : il présente un retard au regard du pic du maximum de transport actuel. Ceci annoncerait donc une connexion entre Méditerranée et Sahel, possiblement renforcée en fin de saison des pluies dans le futur. La Méditerranée pourrait devenir un acteur majeur de la mousson africaine dans le cadre du changement climatique.

- À l'échelle journalière

Les conclusions sont ici plus limitées et cela s'explique par la difficulté qu'ont les outils actuels à simuler la mousson africaine. Non seulement les quantités et la répartition spatiotemporelle des précipitations dépendent des modèles, mais les champs simulés possèdent des biais importants par rapport aux observations. Ainsi, certains modèles ne simulent qu'une mousson très faible, n'atteignant parfois pas le Sahel, alors que d'autres, au contraire, produisent une mousson bien trop intense. Toutefois, les résultats des simulations dans le futur retrouvent le dipôle centre/ouest à l'échelle journalière : son existence est, à cette échelle, avérée dans plus

de la moitié des modèles.

Il se produirait une modification du cycle hydrologique avec une baisse (hausse) du pourcentage de cumul des jours de pluies inférieures (supérieures) à 10 mm.jour^{-1} . Cependant cela ne permet pas de démontrer l'existence d'un lien direct entre fréquences des jours de pluies et contraste centre et ouest.

Chapitre 4

Débuts et fins de la saison des pluies

4.1 Introduction

LA QUESTION DU DÉCALAGE de la saison des pluies a été abordée par notamment Biasutti et Sobel (2009) qui, à l'aide de simulations CMIP3, ont indiqué que le Sahel pourrait devenir plus sec en début de saison des pluies et plus humide les mois suivants, en réponse à un début et une fin de mousson retardée. Or, nous avons montré qu'il est mieux de considérer le Sahel comme un ensemble non complètement homogène au regard de sa réponse pluviométrique et de sa dynamique atmosphérique, et donc de le subdiviser en deux régions distinctes afin de pouvoir les étudier séparément. Avec les données CMIP3, nous avons en effet obtenu une réponse différente sur ces deux espaces : une baisse des précipitations en début de saison des pluies sur l'ouest du Sahel et une hausse de la pluviométrie en septembre-octobre sur le centre du Sahel. On peut dès lors considérer le signal de Biasutti et Sobel (2009) comme résultant de réponses d'échelle régionale, limitées en étendue et distribuées différemment au long du cycle moyen annuel. Ce chapitre reprend cette question mais, cette fois-ci, au travers des données CMIP5 de nouvelle génération.

Illustrons d'abord un premier résultat fondé sur l'analyse des mois de juin et d'octobre, mois entourant la période JAS de plein développement de la saison des pluies sur les deux régions évoquées (figure 4.1). Les précipitations ayant un signal fortement bruité sont filtrées par l'utilisation de la médiane des anomalies de pluies en juin et en octobre, calculées sur des fenêtres de vingt ans successives par rapport à la moyenne 1900-2100. On observe que le mois de juin correspond au mois de transition pendant lequel le signal passe de négatif (en mai) à positif (en juillet) et que le choix du mois d'octobre assure l'étude d'un décalage en fin de saison. Pour suivre l'évolution temporelle en continu sur une longue période, nous analysons les cumuls sur les xx^e et xxi^e siècles (1900-2100). Ainsi, le premier point de la figure 4.1 représente la médiane des anomalies de précipitations entre les années 1900 et 1920, le deuxième celle de la période 1920 et 1940, etc. Il est à noter qu'un point placé en bas à droite du graphique indique une hausse des pluies en juin et une baisse des pluies en octobre (c'est-à-dire des dates de démarrage et de fin plus précoces). Au contraire, le coin haut-gauche (anomalie positive en octobre et négative en juin) se réfère à des dates de démarrage et de retrait plus tardives.

Au cours des deux siècles analysés, une baisse plus ou moins continue des précipitations s'observe en juin sur le Sahel ouest, alors qu'en octobre le résultat, plus contrasté, ne permet pas de conclure à la hausse ou à la baisse (figure 4.1a). En revanche, au cours des deux siècles, le centre du Sahel passe progressivement d'anomalies fortes en juin et faibles en octobre à des anomalies faibles en juin et fortes en octobre (figure 4.1b). Il convient toutefois de noter que l'on note une dispersion significative entre périodes successives de 20 ans, ce résultat pourrait être

en partie celui de l'effet de la variabilité décennale sur des périodes d'à peine 20 ans. Cependant le cycle moyen annuel de la mousson paraît ici se décaler dans le temps, la saison de mousson semblant commencer et finir de plus en plus tard. Au regard de ces diagrammes, le décalage à long terme de l'ensemble de la saison de mousson dans le multimodèle est donc mieux attesté au centre du Sahel et plus marqué à la fin du xxi^e siècle, ce qui pose la question d'une dérive possible des dates de démarrages ou de fin de la saison des pluies au fil du temps.

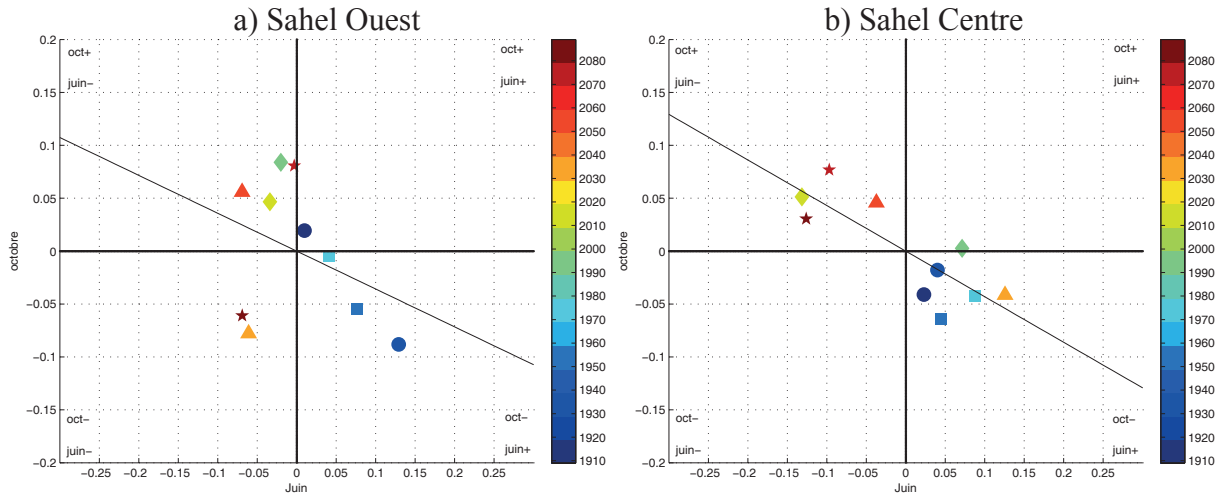


FIGURE 4.1 – Évolution des anomalies de précipitations (mm.jour^{-1}) pour le multimodèle CMIP5 en juin (axe des x) et octobre (axe des y) dans le multimodèle pour le Sahel ouest (a) et central (b), par tranches de vingt ans entre 1900 et 2100 : cercles (1900-1940), carrés (1940-1980), losanges (1980-2020), triangles (2020-2060) et étoiles (2060-2100).

Pour autant, les dates de démarrage de la saison des pluies ne sont pas liées à l'intensité moyenne de la mousson (Sultan et Janicot, 2003). Pour cette raison et pour mieux décrire les réponses des modèles, le calcul des dates de démarrage et de fin de saison sera établi pour chacun des modèles au pas de temps journalier et non sur la base du multimodèle. Le but n'est pas de proposer une étude détaillée des dates de démarrage et de fin des saisons consécutives, mais de déterminer la probabilité avec laquelle les modèles simulent des dates plus précoces ou plus tardives dans le futur.

4.2 Les dates de démarrage et de fin de saison des pluies

Plusieurs auteurs se sont intéressés à l'onset (démarrage) saisonnier de mousson, avec des approches différentes selon l'objectif recherché et les échelles considérées. Marteau *et al.*, 2009 définissent un onset à l'échelle locale, pour des applications agronomiques, comme étant le premier jour humide (1 mm ou plus d'1 mm) d'une série de deux jours consécutifs totalisant 20 mm sans séquence sèche de sept jours (totalisant moins de 5 mm de pluies) durant les vingt jours qui suivent. Sultan et Janicot (2003), avec des perspectives plus climatologiques, définissent l'onset à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, comme une transition sur dix/quinze jours entre deux états stationnaires du système de mousson africain qui s'accompagne d'un déplacement assez brutal de la mousson entre les zones guinéenne et sahélienne. Ils proposent une date moyenne d'occurrence autour du 24 juin (écart-type de huit jours). Une autre stratégie, développée notamment dans Liebmann *et al.* (2012) est de suivre l'évolution du cumul d'anomalies journalières de pluies calculées par rapport à la moyenne annuelle des précipitations.

La méthode utilisée lors du calcul des dates de démarrage et de retrait des pluies de mousson n'est pas anodine et il est important de préciser et de justifier notre démarche :

► puisque, en Afrique de l'Ouest, la saison des pluies correspond à la migration de la ZCIT vers le nord, en réponse à des forçages de large échelle générant notamment des modifications des champs de températures de surface, toute anomalie perçue dans le déplacement de la ZCIT par rapport au calendrier moyen saisonnier peut avoir des répercussions sur le déroulement de la mousson. C'est pour cette raison qu'il convient de définir un onset climatologique à partir de conditions d'échelles larges ;

Les précipitations ne se répartissent pas également autour de la position moyenne de la ZCIT. Ceci est lié à leur caractère intermittent et fortement discontinu dans l'espace, mais aussi au fait que les cumuls de pluies sont fonction des proximités avec les sources de vapeur d'eau atmosphérique et qu'il existe des régions de convergence et d'ascendance en lien avec la géographie. Ainsi, le nord du Sahel reçoit moins de précipitations que le sud, l'ouest est plus arrosé que le centre. Il est donc nécessaire de tenir compte de ces contraintes.

4.2.1 Le démarrage de la saison des pluies à l'échelle locale

Travailler sur les dates de démarrage de la saison des pluies en chaque point de grille permet d'affiner l'échelle et de mieux décrire les configurations spatiales. Pour ce faire, nous adopterons la méthode des cumuls temporels utilisée par Liebmann *et al.* (2012). Pour chaque année et point de grille, une moyenne annuelle des précipitations est calculée, puis soustraite aux précipitations de chacun des jours de l'année. Le résultat sera ici appelé Anomalie d'accumulation.

Ce calcul est réalisé selon l'équation suivante :

$$A(jours) = \sum_{n=1}^{jours} (R(n) - \bar{R}),$$

où $R(n)$ est la moyenne par journalière par points de grilles, $\bar{R}$ est la moyenne annuelle par points de grilles, A est l'anomalie d'accumulation.

Les valeurs obtenues sont cumulées dans le temps. La figure 4.2 illustre cette évolution pour une année et un point de grille pris aléatoirement : les valeurs décroissent (cumuls négatifs) avant le début de la saison des pluies, commencent à croître au début de la saison des pluies, puis décroissent à nouveau lorsque la saison se termine. Les dates de début et de fin au point de grille considéré correspondent donc aux extrema de la courbe.

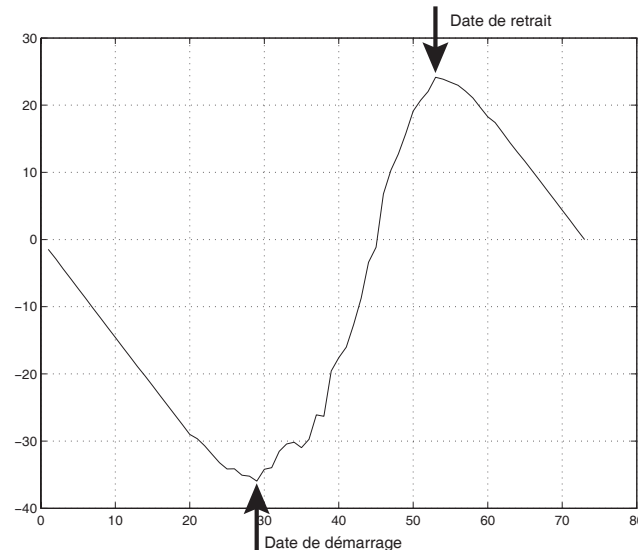


FIGURE 4.2 – Médiane de l'anomalie d'accumulation pour le point de grille $13,75^{\circ}$ Nord et $1,25^{\circ}$ Est et pour la climatologie 1979-1999 dans GPCP. La date de démarrage (retrait) est la valeur la plus basse (élevée). Les dates sont relatives aux rangs des périodes pentadaires depuis le début de l'année civile.

La médiane des dates de démarrage et de fin est alors utilisée pour documenter l'évolution de la saison des pluies. La figure 4.3 spatialise les dates obtenues avec les données GPCP. On peut observer que les configurations spatiales des dates de démarrage montrent un gradient sud-nord correspondant à l'avancée de la mousson sur le continent avec une installation sur le Sahel entre juin et juillet. Au nord-ouest, le démarrage est plus tardif. Il existe par ailleurs une bonne cohérence spatiale de ces dates qui suivent en fait la hausse des isohyètes quasi zonales de pluies. Le retrait se fait plus rapidement et se produit plus tôt au centre du Sahel qu'à l'ouest et au nord de 10° nord. La durée de la saison des pluies est ainsi plus courte au nord qu'au sud de l'Afrique de l'Ouest.

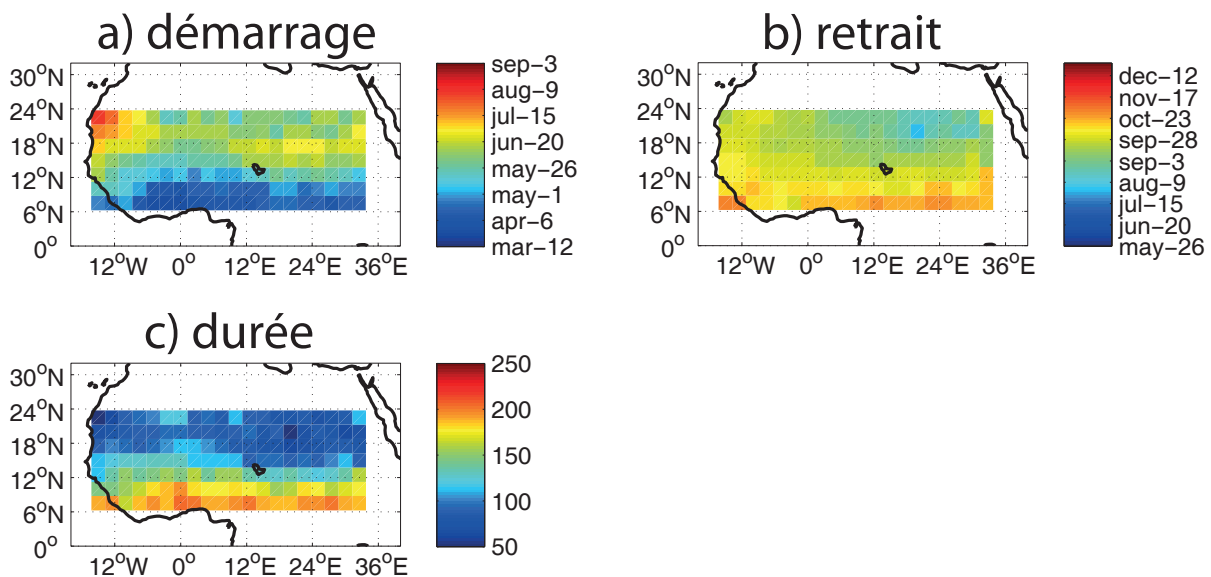


FIGURE 4.3 – Date (mois-jour) de démarrage (a), de retrait (b) et durée de la saison des pluies (en jours) (c). Date médiane sur la période 1979-1999. Données GPCP.

Il est intéressant d'observer en figure 4.4 que les modèles reproduisent convenablement la chronologie et la durée de la saison : dates de démarrage et de fin plus tardives à l'ouest (juin-juillet) qu'au centre (mai-juin) du Sahel. En revanche, les dates de démarrage simulées sont

bien trop précoces, elles se situent aux alentours d'avril-mai au centre du Sahel pour tous les modèles à (un petit peu plus tard, en mai-juin pour d'IPSL). Ils simulent également un démarrage trop précoce sur l'ouest sahélien, mais avec une plus grande variabilité dans les dates (de mai à juillet). Les modèles CSIRO, CCCMA et INMCM montrent une bonne progression de la mousson, mais sans contraste méridien très net. Les dates de fin de saison des pluies sont plus proches de l'observation (entre septembre et octobre) et le retrait zonal de la mousson semble bien reproduit. Par ailleurs, ils retrouvent le double contraste : des différences existent entre Guinée et Sahel où la saison est plus courte, ainsi qu'entre l'est et l'ouest du Sahel où la saison est aussi plus courte. La durée de la saison des pluies s'organise zonalement mais reste très dépendante du modèle : la saison dure moins longtemps avec HADGEM, IPSL et MRI, elle est plus longue avec INMCM, CNRM et CCCMA.

Tous les modèles (à l'exception d'INMCM) surestiment clairement la différence observée dans les dates de démarrage entre le centre et l'ouest. Cependant, la durée de la saison des pluies reste cohérente, homogène entre le centre et l'ouest du Sahel et le biais des précipitations moyennes est à peu près le même sur le centre ou l'ouest du Sahel en JAS (figure 3.2 du chapitre 3). Il s'agit donc d'un élément propre uniquement à la date du démarrage de la mousson et non à la date de fin, à la durée ou même à la valeur des précipitations moyennes.

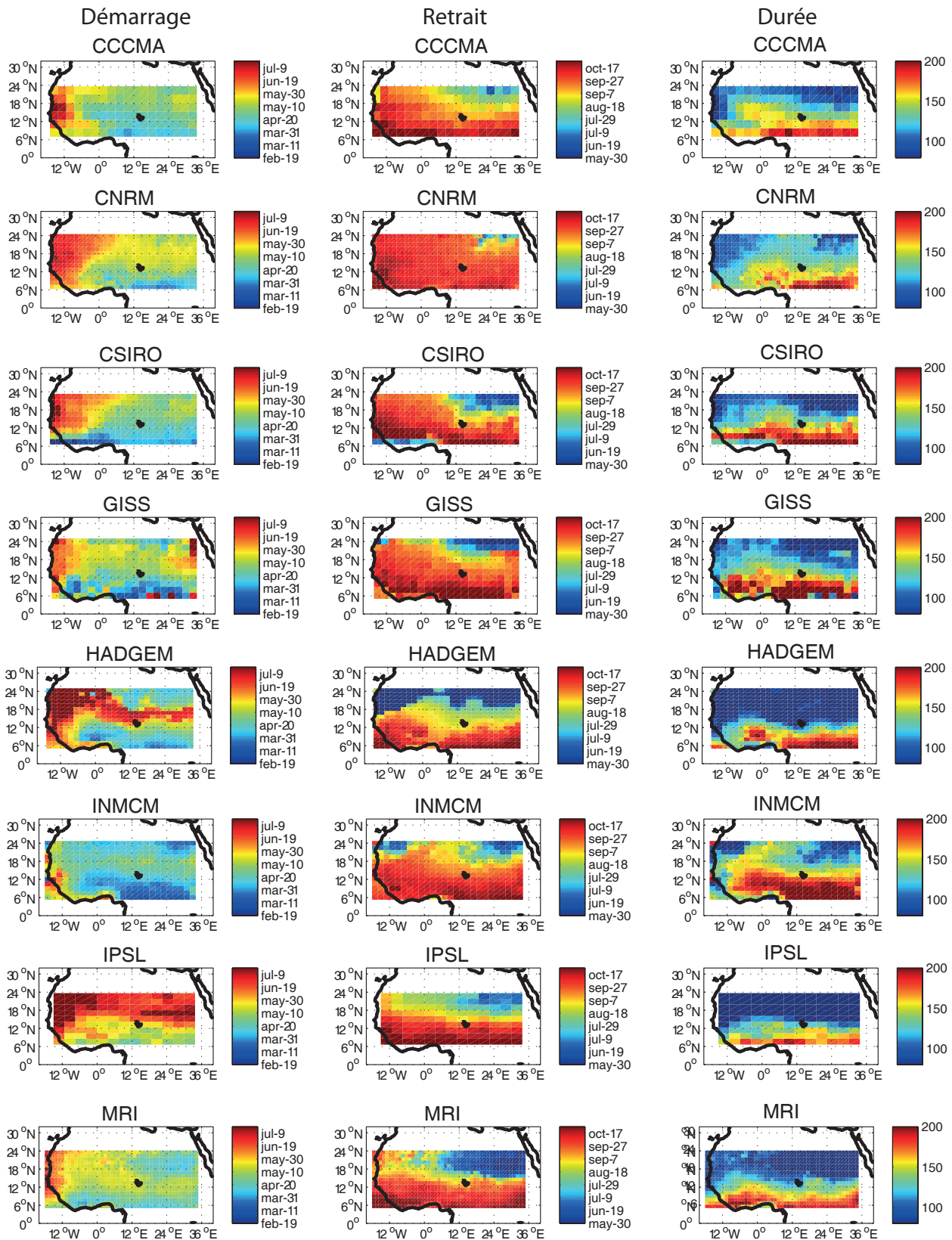


FIGURE 4.4 – Dates médianes (mois-jours) de démarrage (colonne gauche de la figure), de retrait (colonne centrale) et durées de la saison des pluies (en jours, colonne droite) sur la période actuelle (1960-1999) avec le scénario « 20c3m ».

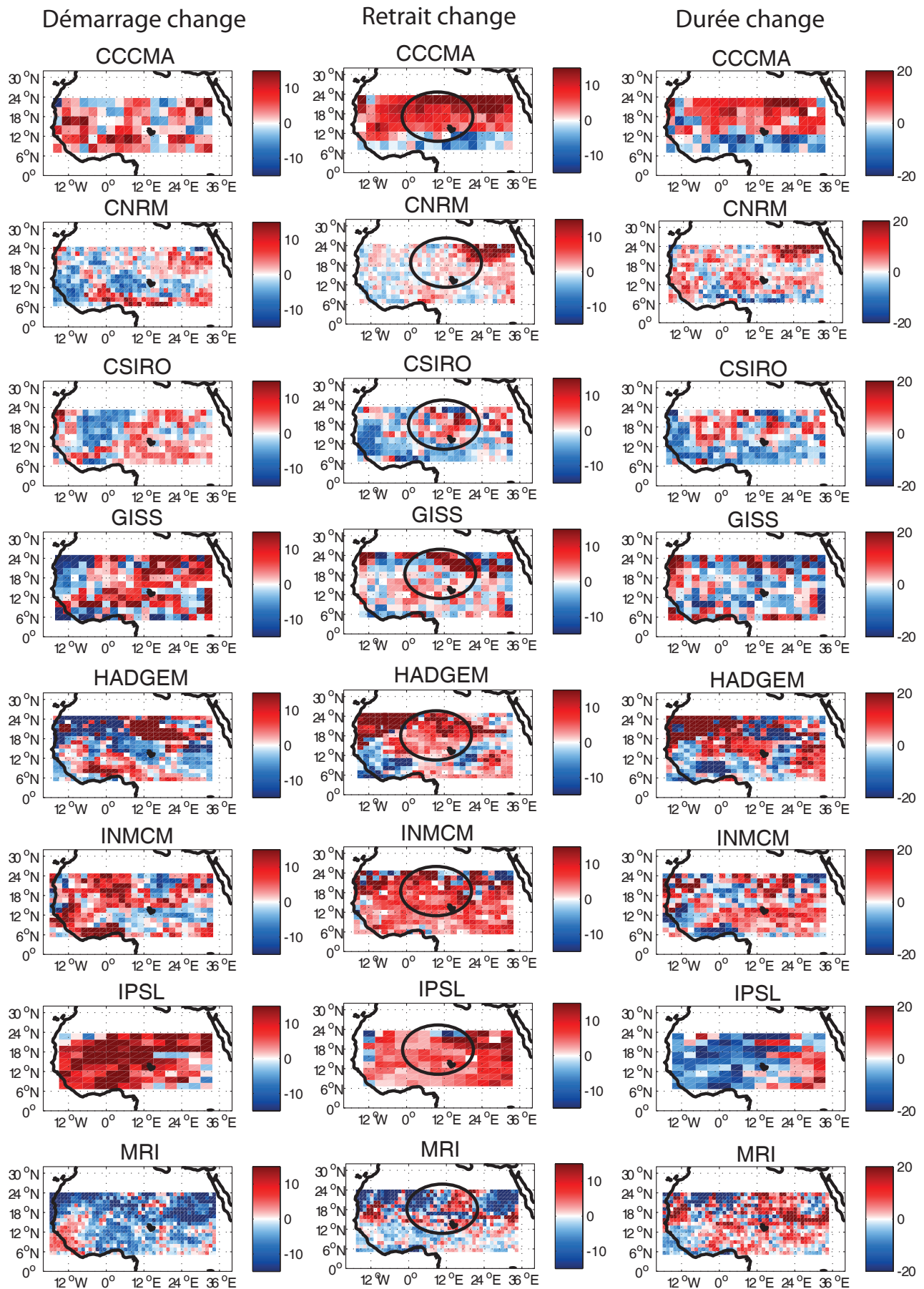


FIGURE 4.5 – Différence *futures* moins *actuelles* pour les dates (en jours) de démarrage (colonne de gauche), de retrait (colonne centrale) et durées de la saison des pluies (colonne de droite). Le cercle positionne le centre du Sahel entre 10° et 25° est et entre 15° et 25° nord.

Les différences *futures* moins *actuelles* sont maintenant illustrées en figure 4.5. Seule la date de retrait semble être modifiée sur le centre et au nord du Sahel : entre 10° et 25° est et entre 15° et 25° nord — cercle sur la figure. Sur cette zone, on note aussi un retard de la fin de la saison des pluies pour l'ensemble des modèles, ce qui d'ailleurs explique la hausse des pluies en octobre. Pour le reste du Sahel, aucun consensus, aucune configuration est/centre n'apparaissent clairement dans les dates locales de démarrage ou dans le suivi de la mousson à plus large échelle. IPSL simule des dates de démarrage et de fin plus tardives, et une durée de la mousson finalement plus courte, alors que MRI indique des dates plus précoces accompagnées d'une saison des pluies plus longue. Enfin, pour CCCMA, la mousson dure plus longtemps au Sahel et moins longtemps sur les régions proches du golfe de Guinée puisque la saison des pluies est rallongée au Sahel.

En fait, à l'échelle des points de grille, les dates d'onset des modèles sont très éloignées de celles obtenues avec les réanalyses, quelle que soit la méthode utilisée. Cet aspect met en avant certaines limitations des modèles globaux sur le cycle saisonnier de la mousson ouest-africaine, vraisemblablement en raison de la mauvaise représentation des TSO dans le golfe de Guinée et de leur évolution moyenne saisonnière. En effet, dans cette partie de l'Atlantique équatorial, les températures de surface sont fonction du positionnement de l'anticyclone de Sainte-Hélène et des vents qui lui sont associés (Caniaux *et al.*, 2011). Or, c'est la mise en place de la langue d'eaux froides qui permet l'établissement du gradient méridien de flux de chaleur qui va créer les modifications dans le positionnement en latitude des zones de convergence. La mousson et la langue d'eaux froides forment en effet un système couplé (Vizy et Cook, 2002 ; Gu et Adler, 2004 ; Hagos et Cook, 2009). Un gradient bien établi renforce les vents de basses couches, ce qui génère de la divergence au nord de l'équateur, tandis qu'au sud de l'équateur les vents sont plus faibles et la convergence se renforce. La langue d'eaux froides contrôle donc la migration vers le nord de l'humidité et de la convection, de la bande pluvieuse (Caniaux *et al.*, 2011). La date de la mise en place de la langue d'eaux froides dans l'est de l'Atlantique équatorial peut ainsi jouer directement sur l'occurrence d'onsets plus tardifs ou plus précoces (Okumura et Xie, 2004).

Or, Richter et Xie (2008) ont montré que des biais forts existaient dans les modèles CMIP3 au niveau des gradients de TSO, des vents en surface et de la position de la thermocline sous la couche mélangée, ce qui ne peut que limiter la simulation réaliste de la langue d'eaux froides : leur figure 2 montre d'ailleurs clairement l'absence de *cold tongue* dans un ensemble de modèles CMIP3. Bien que les données utilisées ici soient des données de nouvelle génération CMIP5, la figure 1 de Monerie *et al.* (2012b) (section 3.3 du chapitre 3) ne montre pas d'amélioration significative des champs de TSO dans la région d'eaux froides, et les dates de démarrage sont ainsi toujours biaisées. En revanche, la fin de saison semble mieux simulée et produit un signal cohérent qui sera analysé par la suite.

4.2.2 Le démarrage à plus large échelle

La mousson africaine n'est pas un système d'échelle locale ou synoptique : il est donc logique de considérer le phénomène d'onset à plus large échelle, en regardant la migration méridienne de la ZCIT sur le continent comme un bon indicateur du cycle saisonnier de la saison des pluies. La définition des dates d'onset s'inspire des travaux de Sultan et Janicot (2003) et se base sur la méthode proposée par Fontaine et Louvet (2006). Celle-ci a cependant été légèrement adaptée pour tenir compte des biais des modèles. La démarche comprend trois étapes :

- (1) les données sont filtrées sur quinze jours et deux indices de part et d'autre de 7.5° nord

représentent les régions guinéenne et soudano-sahélienne. Lorsque la différence entre les deux indices (Sahel-Guinée) devient positive, on obtient la date d'onset ouest-africain. Toutefois, les modèles ne simulent pas la migration méridienne de la ZCIT, ni avec la même réussite ni avec la même intensité. Des seuils relatifs ont donc été calculés à partir de la position en latitude du barycentre de la ceinture des pluies dans chacun des modèles. En supposant que, dans un modèle donné, la saison des pluies se développe lorsque la ZCIT occupe sa position la plus septentrionale par rapport au reste de l'année, nous choisissons de définir le départ de la saison pluvieuse lorsque la position de la ZCIT dépasse le troisième quartile (75 %) des positions en latitude de la ZCIT. Ce seuil est donc relatif et se calque sur la dynamique de chacun des modèles et des observations. Dans GPCP, la valeur du troisième quartile de la position en latitude de la ceinture des pluies est égale à $7,3^\circ$ nord au centre du Sahel. À titre indicatif, cette valeur est très proche de celle définie par Fontaine et Louvet (2006) à $7,5^\circ$ nord. Des indices régionaux nord et sud sont alors définis par rapport à ces positions. Ainsi, avec les données GPCP : IS (Indice Sud : $E_q - 7,3^\circ$ nord) et IN (Indice Nord : $7,3^\circ$ nord - 20° nord) ;

(2) un indice WAMOI (West African Monsoon Onset Index) est ensuite défini comme la différence entre les valeurs standardisées de IN et IS : $WAMOI = \text{stan}(IN) - \text{stan}(IS)$. Ainsi, WAMOI augmente (diminue) quand la ceinture des pluies migre vers le nord (sud). Lorsque les valeurs standardisées d'IN sont inférieures à zéro, nous considérons que les cumuls associés au déplacement vers le nord de la ceinture des pluies ne sont pas encore sur le Sahel. Comme le montre la figure 4.6, les valeurs d'IN peuvent être supérieures à celles d'IS durant les mois d'hiver boréal ; aussi, seule la période mai-novembre est retenue pour le calcul de l'indice WAMOI. La figure 4.6 illustre l'évolution pour le Sahel centre à partir des données GPCP ;

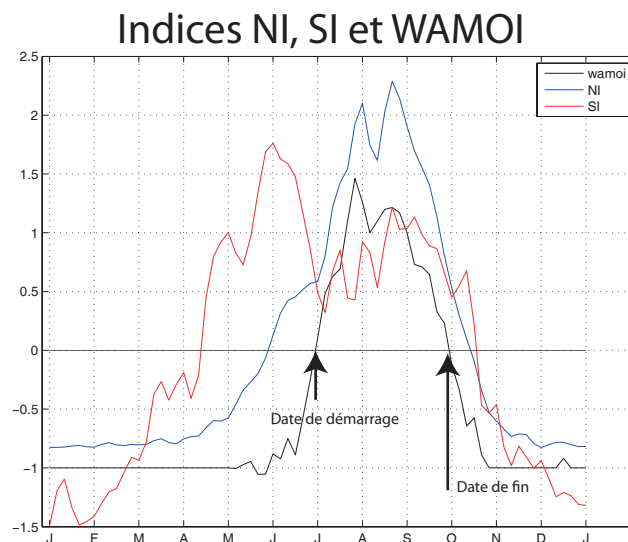


FIGURE 4.6 – Évolution de l'indice nord (bleu), sud (rouge) et WAMOI (noir) calculée avec les données GPCP. Les flèches documentent les dates de démarrage et de fin de saisons des pluies. Exemple pour une année prise aléatoirement.

(3) la date de démarrage (de retrait) correspond au premier jour d'une séquence pendant laquelle l'indice WAMOI demeure positif (négatif) pendant au moins vingt-cinq jours. Pour répondre à la problématique posée, deux fenêtres latitudinales sont considérées : l'une centrale (0° - 25° est) et une autre plus vers l'ouest (15° - 5° ouest). Les dates de démarrage et de fin retenues sont prises selon la médiane de toutes les dates calculées pour chacun des modèles et chacune des années. Cette approche probabiliste est plus fiable qu'une simple moyenne toujours sensible aux outliers de l'échantillon pour déterminer si, dans le présent et dans le futur, les modèles tendent à prévoir plutôt des dates précoces ou tardives.

Pour le présent, la figure 4.7 montre que, sur le centre du Sahel, les dates de démarrages et de fin de saisons des pluies sont de plus en plus tardives entre 1979 et 2007 et possèdent des tendances significatives selon le test de Spearman (corrélation de rang) à 95 %. En revanche, plus à l'ouest les tendances existent mais ne peuvent être jugées significatives sur la période au vu de l'échantillon.

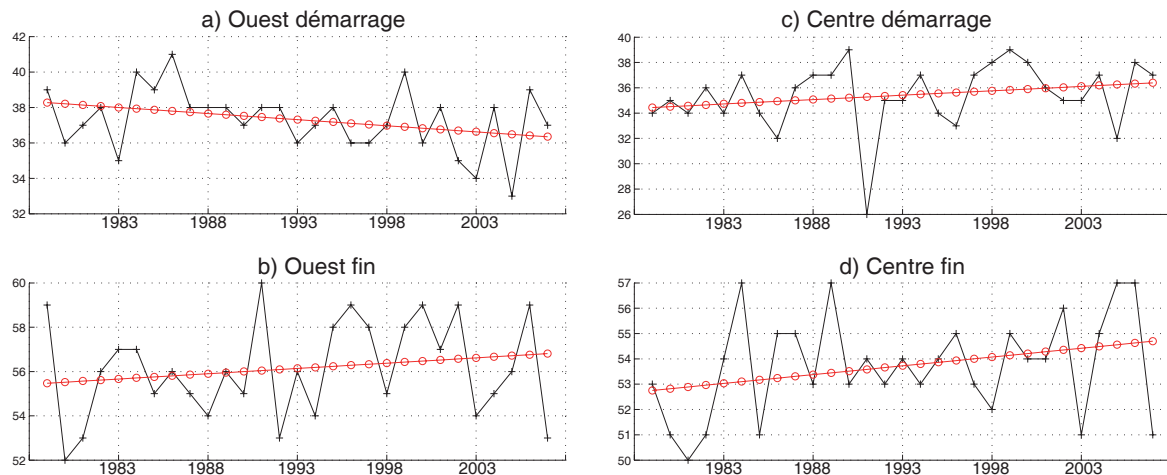


FIGURE 4.7 – Dates de démarrage (numéro de la pentade) et fin de la saison des pluies sur l'ouest (a-b) et le centre du Sahel (c-d) entre 1979 et 2007. La tendance est représentée par une ligne continue et des cercles rouges.

Ces observations sont cohérentes, mais avec des différences sur les deux régions. Au centre, les dates de démarrage correspondent aux pentades 36 (29 juin) et celle de fin à la pentade 54 (27 septembre) ; à l'ouest, ce sont les pentades 38 (9 juillet) et 56 (7 octobre). L'écart-type est de treize (neuf) jours pour la date démarrage et de dix (onze) jours pour la date de fin au centre (à l'ouest) du Sahel. En fait, le plus fort écart-type enregistré au centre du Sahel résulte surtout d'une année particulière (1991) qui a enregistré une date de démarrage anormalement précoce. Le démarrage, plus tardif à l'ouest qu'au centre du Sahel est en bon accord avec les résultats obtenus par Marteau *et al.* (2009).

Les dates obtenues avec les modèles sont répertoriées dans la table 4.1. Ces dates sont liées à la dynamique simulée de mousson à l'échelle du continent africain puisqu'elles se fondent sur un déport franc vers le nord de la ceinture des pluies au sein de la ZCIT, mais cela ne signifie pas que la saison de mousson commence exactement à ces dates dans toute la zone considérée. Les valeurs indiquées montrent aussi que, si les modèles simulent des dates parfois assez éloignées de celles obtenues avec GPCP, ils sont en accord avec les différentiels géographiques déjà mentionnés observés avec GPCP : remontée plus précoce de la mousson au Sahel central qu'à l'ouest (table 4.1). Les dates issues des modèles doivent donc être utilisées avec méfiance mais pourront toutefois être regardées en valeurs relatives et comparées les unes avec les autres dans l'actuel et le futur.

	Centre			
	Démarrage <i>actuel</i>		Fin <i>actuel</i>	
GPCP	29 juin (13 jrs)		27 septembre (10 jrs)	
	Démarrage <i>actuel</i>	Fin <i>actuel</i>	Démarrage <i>futur</i>	Fin <i>futur</i>
CCCMA	20 mai	22 mai	14 sept	22 sept
CNRM	21 mai	27 mai	29 sept	3 oct
CSIRO	20 mai	25 mai	18 sept	15 sept
GISS	16 mai	14 mai	26 sept	28 sept
HADGEM	25 mai	21 mai	11 sept	5 sept
INMCM	11 mai	11 mai	13 sept	17 sept
IPSL	11 juin	24 juin	1 oct	8 oct
MRI	21 mai	22 mai	15 sept	17 sept
	Ouest			
	Démarrage <i>actuel</i>		Fin <i>actuel</i>	
GPCP	9 juillet (9 jrs)		7 octobre (11 jrs)	
	Démarrage <i>actuel</i>	Fin <i>actuel</i>	Démarrage <i>futur</i>	Fin <i>futur</i>
CCCMA	5 juillet	7 juillet	11 octobre	13 octobre
CNRM	21 juin	17 juin	16 octobre	14 octobre
CSIRO	3 juillet	27 juin	19 octobre	15 septembre
GISS	26 mai	23 mai	9 octobre	10 octobre
HADGEM	3 juillet	2 juillet	20 octobre	10 octobre
INMCM	19 mai	18 mai	8 octobre	12 octobre
IPSL	22 juillet	23 juillet	9 octobre	11 octobre
MRI	22 juin	18 juin	2 octobre	3 octobre

TABLE 4.1 – Dates médianes de début et fin de saisons des pluies pour les périodes *actuelle* et *future* sur les zones centrale et ouest. Les écart-types sont donnés entre parenthèses à partir des données GPCP.

Pour l'ensemble des modèles, la date moyenne de démarrage de saisons des pluies au centre du Sahel se situe autour de la fin du mois de mai sur la période actuelle. Sur l'ouest sahélien, les dates s'échelonnent de mai à juillet.

Le tableau 4.2 synthétise les résultats du tableau 4.1. On observe qu'en retenant les résultats pour lesquels 75 % des modèles convergent, un certain consensus existe pour la date de démarrage à l'ouest du Sahel et pour la date de fin de la saison des pluies au Sahel central : elles deviendraient plus tardives dans le futur. En revanche, on obtient aucun consensus sur les dates de démarrage au centre du Sahel et de fin de la saison des pluies à l'ouest.

Pour résumer le diagnostic pluviométrique, on peut dire que les modèles simulent des dates de démarrage et de fin avec une grande variabilité et avec parfois une faible performance par rapport à celles observées par GPCP. Il semble aussi que les dates de la fin de la mousson soient

plus proches des observations au centre du Sahel et puisse se produire avec retard dans le futur.

	Démarrage		Fin	
	nb. modèles	en %	nb. modèles	en %
Ouest + Tardif	2	25 %	5	62,5 %
Ouest + Précocce	6	75 %	3	37,5 %
Centre + Tardif	5	62,5 %	6	75 %
Centre + Précocce	2	25 %	2	25 %

TABLE 4.2 – Nombre et pourcentage de modèles (sur sept modèles), simulant un démarrage ou une fin de saison des pluies plus tardif ou précocce à l’ouest et au centre du Sahel dans le futur par rapport à la période *actuelle*. Les résultats montrant un pourcentage d’au moins 75 % sont marqués en vert. Ce tableau résume les résultats de la table 4.1. Note : le modèle INMCM ne donne un démarrage ni plus précocce ni plus tardif au centre du Sahel dans le futur.

Il convient toutefois de vérifier à partir de variables dynamiques telles que le vent, pour s’affranchir un peu mieux des biais relatifs aux précipitations simulées. La section suivante décrit la dynamique atmosphérique de fin de saison des pluies avec les données NCEP-DOE pour application ultérieure aux sorties des modèles CMIP5.

4.3 La dynamique atmosphérique associée à la fin de la saison des pluies sur le Sahel central

4.3.1 Dans la couche de mousson

Nous avons réalisé une analyse composite de certains champs atmosphériques à partir des dix années ayant les dates de fin de saisons des pluies les plus précoces (1979, 1980, 1981, 1982, 1985, 1988, 1990, 1998, 2003 et 2007) et des dix années ayant enregistrées les dates de fin les plus tardives (1984, 1986, 1987, 1989, 1996, 1999, 2002, 2004, 2005, 2006).

La figure 4.8a montre l’évolution moyenne de l’eau précipitable en moyenne journalière (NCEP/DOE de 1979 à 2007) à partir du 1er mai. Le déplacement de la ZCIT est parfaitement repérable, tout comme la mise en place de précipitations sur la zone sahélienne. La barre noire correspond à la date moyenne du retrait de la saison des pluies sahélienne définie plus haut. La figure 4.8b présente le champ différence *tardif* moins *précocce* et le test de Student associé : le contenu en eau précipitable augmente au Sahel entre les dates de fin précocce et de fin tardive, ce qui traduit l’allongement de la saison humide.

Les précipitations au Sahel ne sont pas qu’associées à la présence d’eau précipitable mais aussi, nous l’avons vu, à l’existence de zones de convergence des flux d’humidité sur la région. Or, on peut noter en figure 4.8c un signal de déport méridien de cette convergence sous la forme d’un dipôle d’anomalies, positives au nord et négatives au sud. Cette structure témoigne d’un placement plus au nord de la ceinture de convergence des flux d’humidité. Une saison des pluies qui prend fin tardivement est donc liée au maintien de zones de convergence des flux d’humidité plus au nord que la normale, facilitant ainsi l’occurrence de précipitations plus abondantes.

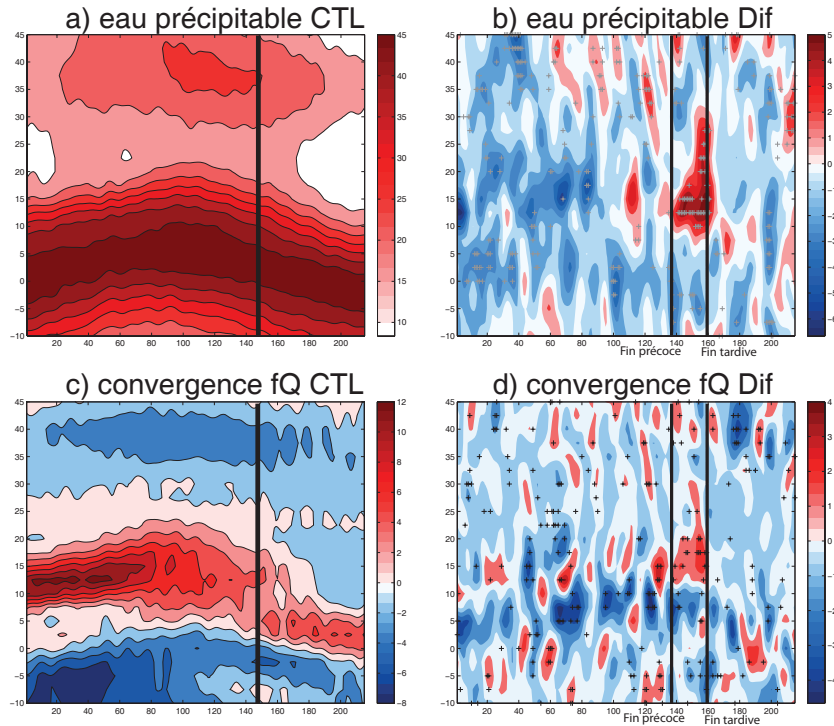


FIGURE 4.8 – (a) Eau précipitable (kg.m^{-2}) et (b) convergence des flux d’humidité (en $10^{-6} \text{ g.kg} * \text{s}^{-1}$) en valeurs moyennes journalières sur la période 1979-2007 pour chaque point de latitude compris entre 10°S et 45°N à partir du 1^{er} mai. La barre noire correspond à la date moyenne de retrait de la saison des pluies. Les différences tardives-précoces sont données pour l’eau précipitable (c) et la convergence des flux d’humidité (d) avec deux barres verticales surimposées : la première (deuxième) barre correspond à la date moyenne d’une fin de saison des pluies précoce (tardive). Les + sont ajoutés aux différences jugées significatives avec un test de Student à $p=0.05$.

Mais, indépendamment de l’humidité, il faut se demander si une mousson maintenue plus au nord par convergence dépend davantage de l’intensification du flux de mousson que de l’affaiblissement de l’harmattan. Pour ce faire, la figure 4.9 présente les cartes composites des anomalies de vent à 925 hPa et de pression au niveau de la mer, les valeurs étant moyennées sur cinq jours pour filtrer les variations hautes fréquences. Les cartes différences *tardives* moins *précoces* permettent de suivre ensemble de l’évolution des deux champs sur une période de deux mois centrée sur la date moyenne de fin de saison des pluies (t_0) des dix années tardives observées.

Entre vingt-cinq et trente jours avant t_0 , la circulation n’est pas significativement différente selon que la fin de saison est tardive ou précoce (figure 4.9a). Toutefois, une anomalie de basse pression est présente sur l’océan Atlantique nord. Cinq jours plus tard, l’anomalie s’est renforcée et s’est déplacée vers l’est : elle se positionne alors au-dessus de l’Atlantique et de l’Europe de l’Ouest. Au-dessus de l’Égypte, l’harmattan commence à s’affaiblir (figure 4.9b), puis, durant les jours qui suivent, l’anomalie de basse pression se positionne au-dessus du bassin méditerranéen et sur une grande partie de l’Égypte et de la Libye (figure 4.9c). À ce stade, l’harmattan est clairement affaibli. Le flux de mousson, quant à lui, est plus fort sur le continent. Cette configuration reste forte pendant au moins dix jours puisqu’on la retrouve dix à quinze jours avant t_0 (figure 4.9d). Puis, cinq à dix jours avant la date moyenne de fin tardive, l’anomalie de basse pression se déplace vers le sud avec la mise en place d’une anomalie cyclonique (figure 4.9e). Le flux de mousson est renforcé et l’harmattan s’est affaibli. Quelques jours avant t_0 , l’anomalie de basse pression est toujours située sur l’Afrique mais n’est plus significative (figure 4.9f). L’harmattan reste faible.

Au vu de cet enchaînement, une fin tardive de la saison des pluies sahélienne est donc précédée par l'apparition et la migration d'une anomalie de basse pression sur la Méditerranée. Le gradient de pression qui se crée entraîne ensuite un affaiblissement de l'harmattan et un renforcement des vents de sud, ce qui permet le maintien plus au nord de la convergence d'humidité (figure 4.8d) et donc des pluies sur la région.

Après t_0 , les anomalies au-dessus de l'Afrique et du pourtour méditerranéen ne sont plus significatives (figure 4.9g). En cette période de l'année, l'harmattan pénètre plus loin vers le sud et chasse le front intertropical, marquant ainsi la fin de la saison pluvieuse. Dans les jours qui suivent, nous constatons une augmentation de la pression sur le pourtour méditerranéen avec une anomalie de pression positive, et significative sur une petite partie de l'Afrique du Nord (figure 4.9h) : l'harmattan est renforcé au sud de 20° nord. Par la suite, dix à quinze jours après t_0 , le renforcement de pression sur l'Afrique du Nord s'accroît, l'harmattan est plus dynamique (figure 4.9i), puis l'anomalie de pression se déplace vers l'est sur le centre de la Méditerranée (figure 4.9j) : la pression significativement plus élevée entraîne un net renforcement de l'harmattan de l'est de la Méditerranée à 10° nord à l'est du méridien de Greenwich. L'anomalie se renforce avec le temps, puis migre légèrement vers le nord (figure 4.9k). L'harmattan est toujours fort. Enfin, vingt-cinq à trente jours après t_0 , on observe surtout une anomalie positive de pression au-dessus de l'océan Atlantique nord et de l'Afrique du nord-ouest avec des anomalies de vents d'est.

L'évolution de l'organisation spatiale de la pression et des vents dans les basses couches de l'atmosphère par analyse composite opposant fins tardives et précoces se résume donc ainsi. Typiquement une fin tardive se signale par l'apparition d'une forte anomalie négative de pression qui se déplace progressivement d'ouest en est et qui entraîne des modifications importantes dans la circulation lorsqu'elle atteint le bassin méditerranéen. L'harmattan est affaibli et les alizés renforcés, ce qui maintient le FIT plus au nord. La disparition de cette anomalie de pression marque la fin de la saison des pluies. L'harmattan reprend de la vigueur en comparaison des vents de sud, puis une anomalie positive de pression se développe, renforçant plus encore l'harmattan.

L'anomalie de basse pression qui se déplace d'ouest en est depuis l'océan Atlantique résulte d'interactions entre l'atmosphère et les TSO de l'Atlantique et de la Méditerranée, entre les régions tropicales et extratropicales. L'étude approfondie de ces interactions, de l'origine et de la progression de cette dépression relative sont toutefois hors du champ de ce mémoire. En revanche, l'anomalie négative de pression qui se développe avant t_0 apparaît fondamentale pour notre problématique de fin de saison des pluies puisqu'elle semble à l'origine des modifications constatées de l'harmattan. La figure 4.10 présente ainsi le vent méridien au Sahel (climat moyen en bleu et différences tardives-précoces en rouge), ainsi que les dates moyennes, précoces, tardives des fins de saison des pluies. On constate que la fin de saison survient lorsque le Sahel est majoritairement sous influence des vents de nord. En fait, les vents méridiens vont véritablement converger plus à l'ouest entre 10° ouest et 10° est de longitude et la fin de saison arrive lorsque la composante méridienne du vent change de signe. Ce signal synthétique sera réutilisé pour l'analyse des modèles. Ici, il ne fait que recouper les résultats de la figure 4.9 : l'anomalie de vent correspond au passage de l'anomalie de basse pression sur le Sahel.

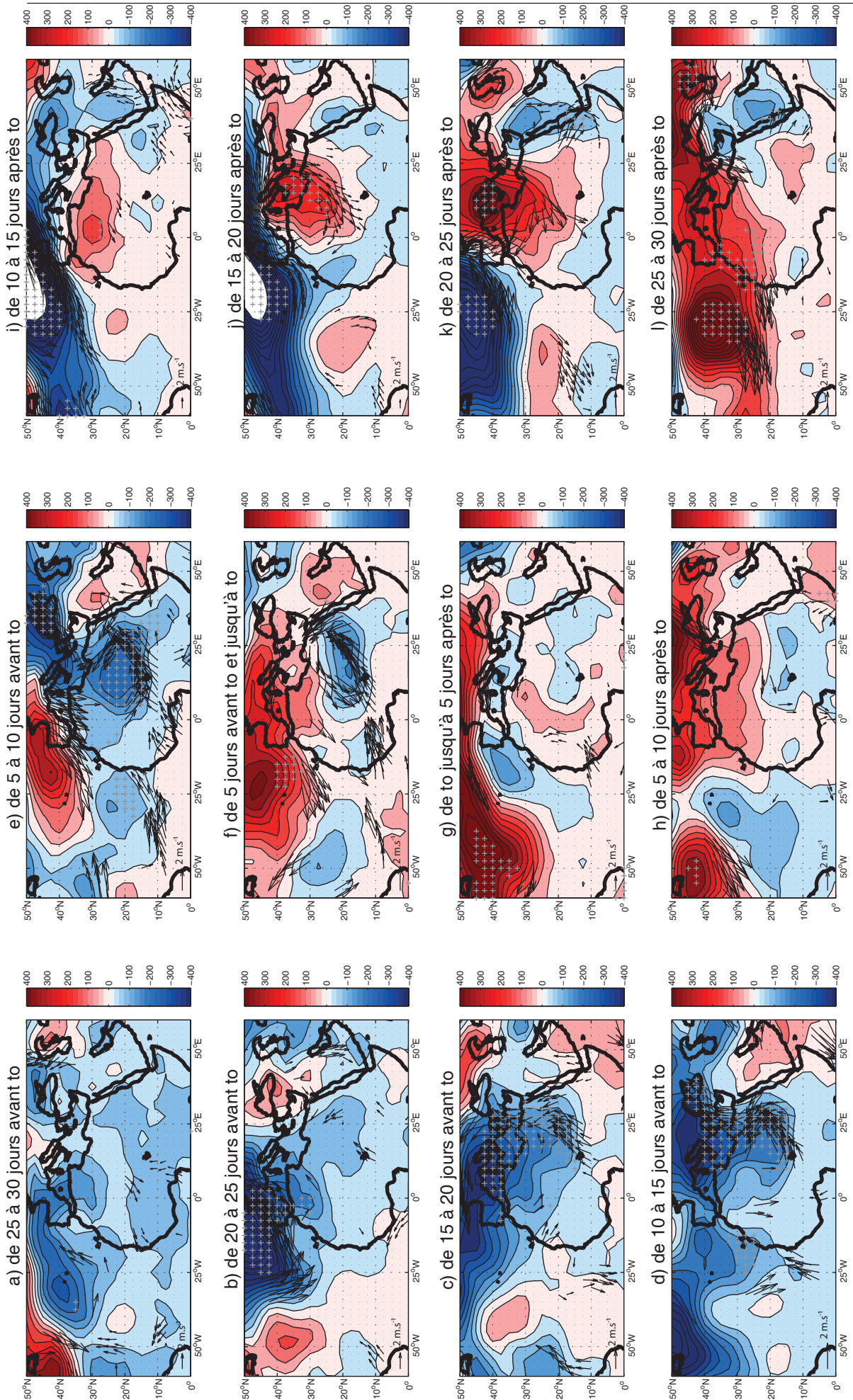


FIGURE 4.9 – Différences tardives-précoces de pression de surface (Pa) et de vent à 925 hPa (m.s^{-1}) moyennées sur cinq jours à partir de trente jours avant t_0 (date de fin de la saison des pluies) jusqu'à trente jours après t_0 . Seules les anomalies significatives de vent sont représentées et les anomalies de pression sont symbolisées par l'ajout de croix grises, selon un test de Student à $p=0,05$.

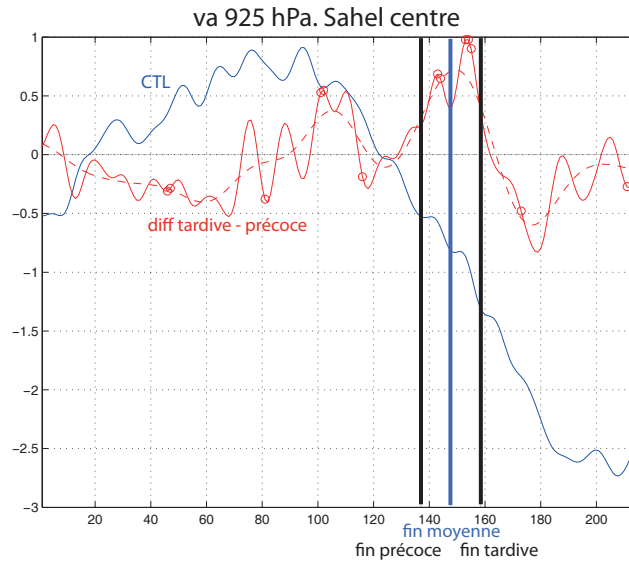


FIGURE 4.10 – Vent méridien moyen (m.s^{-1}) moyenné entre 0° et 25° de longitude et entre 10° et 20°N de latitude sur le Sahel centre. La courbe bleue (filtrée sur dix jours) représente la moyenne 1969-2007, la ligne rouge continue (filtrée sur dix jours) et la ligne rouge discontinue (filtrée sur trente jours) les différences tardives-précoces. Les droites verticales noires représentent les dates moyennes de fin de saison précoces et tardives. Les cercles rouges sont ajoutés lorsque les différences sont significatives avec un test de Student à $p=0,05$.

L'augmentation de la composante sud est forte et stable pendant environ trente-cinq jours, du cent vingtième jour jusqu'au cent cinquante-cinquième jour après le 1^{er} mai, c'est-à-dire entre le 29 août et le 3 octobre. Les anomalies de sud sont comprises entre $0,5$ et 1 m.s^{-1} , alors qu'en moyenne le vent est de nord avec une vitesse de $0,5$ à 1 m.s^{-1} : l'anomalie de vent est donc importante par rapport au cycle moyen et peut empêcher mécaniquement la migration de la mousson vers le sud. Les différences ne sont cependant que rarement significatives au sens statistique.

La figure 4.11a présente le vent moyenné sur une période de trente jours avant une fin de saison des pluies tardive (t_0-30). Les vents en fin de saisons tardives (précoces) sont en rouge (bleu). La ligne rouge (bleue) correspond à l'isoligne nulle de la composante zonale du vent pour délimiter le domaine des vents de mousson lors d'une année tardive (précoce).

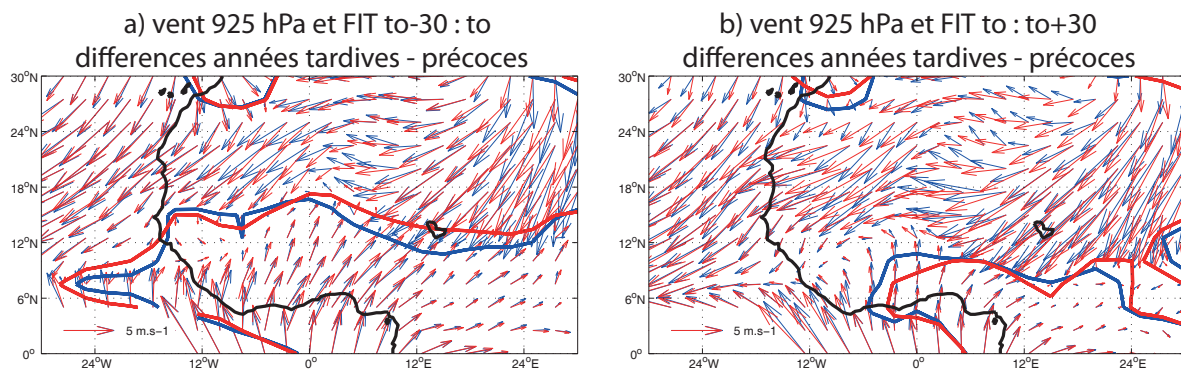


FIGURE 4.11 – Vent moyen (m.s^{-1}) à 925 hPa pour une année à fin tardive (précoce) représenté par des flèches rouges (bleues). La ligne rouge (bleue) représente l'isoligne 0 de la composante zonale et délimite la zone des vents de mousson pour une année tardive (précoce). En (a) le vent est moyenné sur les trente jours avant une fin tardive (t_0-30). En (b) le vent est moyenné sur les trente jours après (t_0+30).

On observe que, lors d'une année tardive, la zone de mousson s'étend plus au nord au Sahel central que lors d'une année précoce (figure 4.11a) et que la mousson migre moins rapidement vers le sud. La figure 4.11b montre la circulation entre t_0 et t_0+30 . Si entre années tardives et

précoces l'extension de la zone de mousson est comparable, la circulation d'harmattan est plus forte dans les deux cas, conformément à l'évolution saisonnière moyenne.

Nous avons indiqué l'importance des anomalies au-dessus de la Méditerranée comme pouvant jouer directement sur la dynamique de la mousson lors de sa phase de retrait en évoquant le fait que de telles structures résultaient d'interactions entre circulations tropicale et extratropicale. Il est intéressant de mentionner que cette hypothèse est étayée aussi par la littérature, de nombreux auteurs ayant montré l'influence des latitudes subtropicales sur la mousson africaine. Vizzy et Cook (2009) indiquent ainsi des entrées d'air depuis la Méditerranée pouvant influencer la convection pendant la période de mousson. Flaounas *et al.* (2012) précisent que des entrées d'air froid ont largement influencé la mousson de 2006 en provoquant un affaiblissement de la convection et des précipitations. Ces entrées d'air relativement froid permettent la ventilation au sein de la dépression thermique plus au sud : plus de ventilation sur l'ouest (l'est) de l'Afrique en lien avec une baisse de la température et une position plus à l'est (ouest) de la dépression thermique saharienne ou DTS (Chauvin *et al.*, 2010). La figure 4.12 est semblable à la figure 4.9 mais relative aux anomalies de températures de surface. Nous observons que l'anomalie négative de pression est liée à une anomalie positive de température non stationnaire. Dans les jours qui précèdent t_0 , le réchauffement est situé au-dessus de l'Égypte alors que, sur l'ouest de l'Afrique du Nord, un certain refroidissement se fait sentir. Cette situation, favorable à une extension et/ou un déport vers l'est de la DTS, documente bien le cas DTS à l'est signalé par Chauvin *et al.* (2010) : la ventilation est diminuée sur l'est et l'anomalie de vent est de sud. À l'inverse, dix jours après t_0 , la configuration des anomalies de températures ressemble à une condition *DTS à l'ouest*.

Ces auteurs, ainsi que Roehrig *et al.* (2011), attribuent ces événements au passage d'ondes de Rossby et aux modulations du jet d'ouest subtropical dans la haute troposphère au-dessus de la Méditerranée. Dans la section suivante, nous examinons la réponse des modèles en altitude.

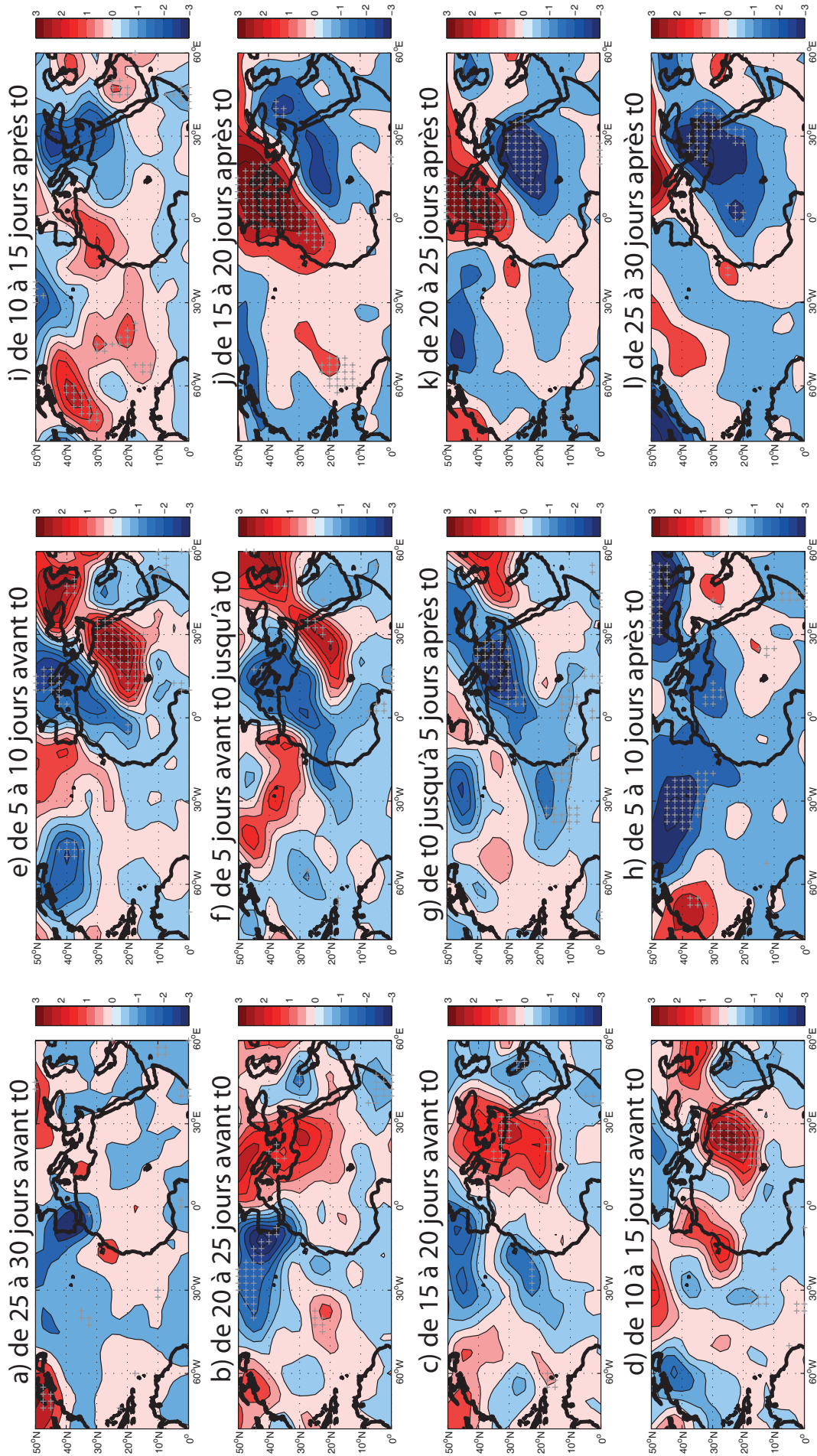


FIGURE 4.12 – Différences tardives-précoces de température de surface ($^{\circ}\text{C}$) moyennées sur cinq jours à partir de trente jours avant t_0 jusqu'à trente jours après t_0 . Les anomalies de températures sont symbolisées par l'ajout de croix grises, selon un test de Student à $p=0,05$.

4.3.2 Dans les couches moyennes

Les modifications de la pression au niveau de la mer et des vents sont des phénomènes de basses couches peuvent être guidés par des anomalies survenant à des altitudes plus élevées. Pour Vizi et Cook (2009), ces changements sont dus aux linéaments au niveau du jet d'ouest subtropical, à 200 hPa, présentant une crête très prononcée et se propageant d'ouest en est. Le climat méditerranéen est en effet clairement sous l'influence des modifications de crêtes et de talwegs des courants atmosphériques (Xoplaki *et al.* 2003). Garreaud (2011) montre, quant à lui, que les entrées d'air froid dans les basses couches de l'atmosphère se produisent à l'est d'une crête dans les couches moyennes. Mais, sur le bassin méditerranéen, les modifications de pression peuvent aussi être liées à des changements dans l'intensité de la subsidence subtropicale, comme le montre l'analyse suivante.

Considérons une moyenne décadaire de deux semaines avant (t_0-20 à t_0-10) et après (t_0+10 à t_0+20) la date moyenne de fin en années tardives (figure 4.13). La vitesse verticale à 400 hPa situe une ascendance anormale au-dessus de la Méditerranée entre t_0-20 et t_0-10 (figure 4.13a), cohérente avec une baisse de la pression en surface. Cela signifie qu'une fin tardive se différencie d'une année précoce par une baisse de la subsidence avant t_0 dans les couches moyennes de l'atmosphère au-dessus de la Méditerranée. L'origine de cette anomalie n'est pas indépendante de l'anomalie de divergence à 200 hPa (figure 4.13c) au-dessus de l'Italie. La hauteur de géopotentiel (200 hPa) augmente au-dessus du Maroc et sur l'ouest de l'Algérie, alors que, plus à l'est, une anomalie négative s'étend sur l'Europe et descend jusqu'à 20° nord en traversant la Libye. Bien que non significative, cette anomalie correspond à l'apparition d'une crête sur l'ouest de l'Afrique du Nord et d'un creux plus à l'est (figure 4.13e).

Après une fin de saison tardive, soit entre t_0+10 et t_0+20 jours, une hausse de la subsidence dans les couches moyennes est associée à un renforcement de l'harmattan en surface (figure 4.13b). Il se produit un renfort significatif de la convergence à cet endroit (figure 4.13d). La configuration des cartes de subsidence montre en effet une alternance d'anomalies négatives et positives d'ouest en est aux latitudes subtropicale, qui n'est pas sans rappeler les crêtes et les talwegs dessinés par le jet d'ouest subtropical.

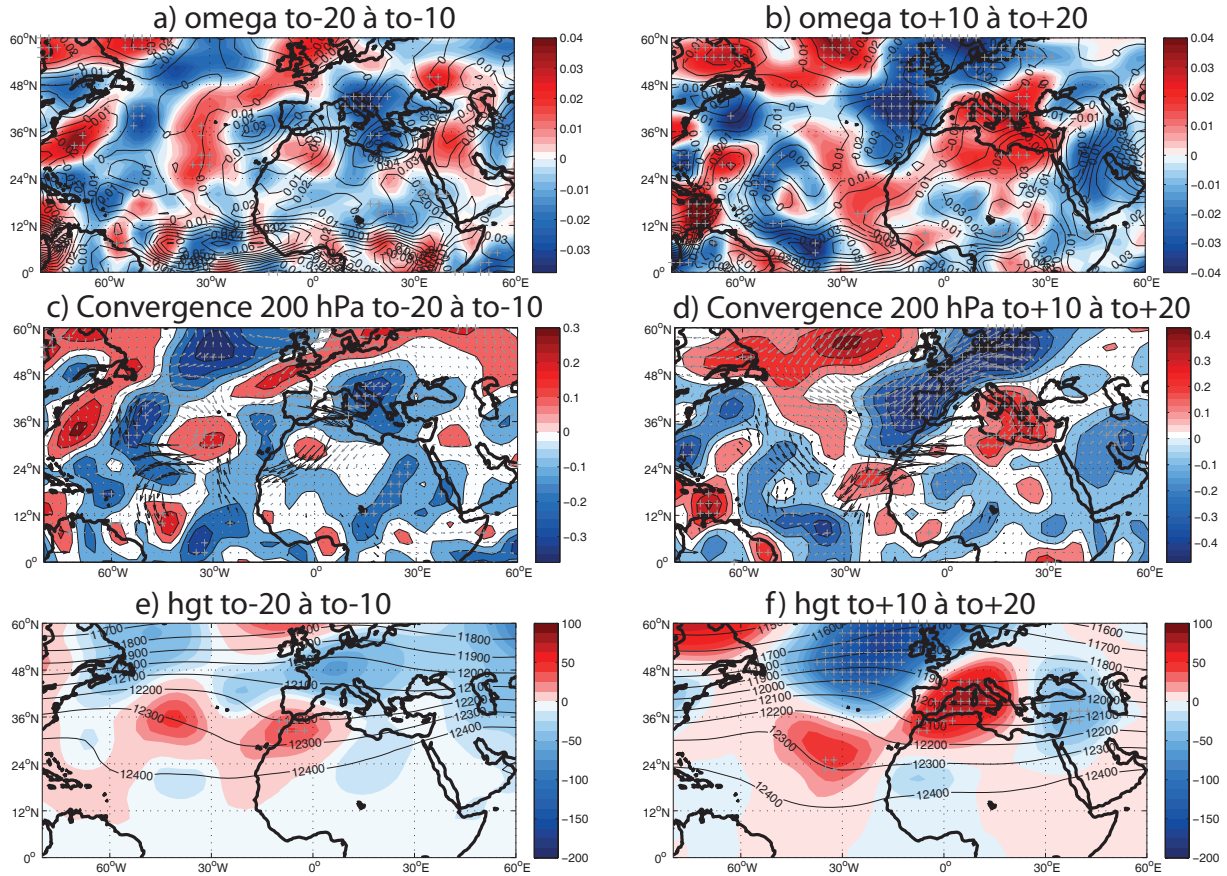


FIGURE 4.13 – Omega à 400 hPa (en Pa.s^{-1}) pour une année moyenne précoce (lignes noires) et différences tardive-précoce (couleur) de t0-20 à t0-10 (a) et de t0+10 à t0+20 (b). Anomalies de convergence (en s^{-1} , couleur) et de vent (vecteur d'échelle 1 m.s^{-1} , plus foncé lorsque significatif) tardive-précoce de t0-20 à t0-10 (c) et de t0+10 à t0+20 (d). Hauteur géopotentielle (en m) moyenne pour une année précoce (lignes noires) et différences de hauteur géopotentielle tardive-précoce (couleur) pour t0-20 à t0-10 (e) et t0+10 à t0+20 (f). Les croix représentent les différences significatives (pour les champs représentés en couleur) selon un test de Student à $p=0,05$.

4.4 La réponse des modèles globaux

4.4.1 Sur la période historique

Dans un premier temps, voyons si les modèles globaux sont capables de reproduire ce que nous avons observé avec NCEP/DOE, et en particulier si les dates de fin de saison des pluies au centre du Sahel sont associées au passage d'un système de basse pression sur le nord de l'Afrique. Pour cela, regardons en figure 4.14 la moyenne de la composante méridienne du vent au Sahel centre, ainsi que la différence composite entre dix années tardives et précoces pour chaque modèle, excepté le modèle GISS pour lequel nous n'avons pas de données de vent journalières.

Sur l'ensemble des modèles utilisés, seuls deux modèles (IPSL et CCCMA) présentent une forte anomalie de vent avant t0 (figure 4.14a et f), couplée au passage d'une anomalie de pression (non montrée ici). On voit que le multimodèle reproduit certains éléments associés à ce phénomène, notamment une hausse de l'intensité du vent de sud avant une fin de saison tardive (figure 4.14h). Si donc l'anomalie du multimodèle est significative sur quelques jours, le signal apparaît peu robuste au regard de l'échantillon de modèles disponibles puisque reproduit seulement par deux modèles sur sept.

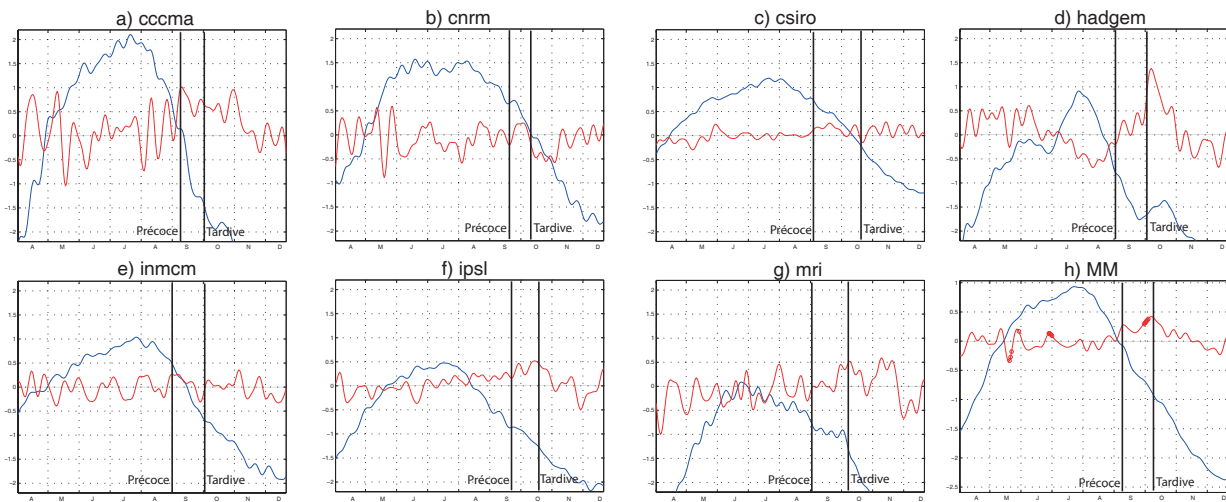


FIGURE 4.14 – Vent méridien moyen (m.s^{-1} , bleu) et différences précoce moins tardive (rouge) entre avril et décembre selon les modèles. Les lignes verticales noires marquent les dates moyennes de fin précoce et tardive. Les cercles rouges sont ajoutées en (h) sur le multimodèle lorsque les différences sont jugées significatives avec un test de Student à $p=0,05$.

4.4.2 Dans le futur, sous scénario RCP 4.5

Les différences dans le vent simulé entre périodes *actuelle* et *future* sont présentées en figure 4.15. Les résultats peuvent être synthétisés ainsi. Quatre modèles produisent des anomalies positives de vent méridien entre septembre et octobre (INMCM, HADGEM, IPSL et CCCMA). Le modèle CNRM donne un résultat neutre alors que MRI et CSIRO simulent, au contraire, une anomalie négative sur la zone sahélienne centrale (figure 4.15a-g). Le multimodèle, quant à lui, produit une anomalie positive jusqu'à mi-octobre (figure 4.15h). Cette anomalie est significative sur une grande partie de l'année, notamment pendant la saison des pluies, période pendant laquelle elle est le plus intense. La hausse de l'anomalie de sud est représentative d'une mousson située plus au nord. La circulation de mousson semble devoir perdurer plus longtemps que la normale, bien que le résultat soit peu significatif en septembre-octobre.

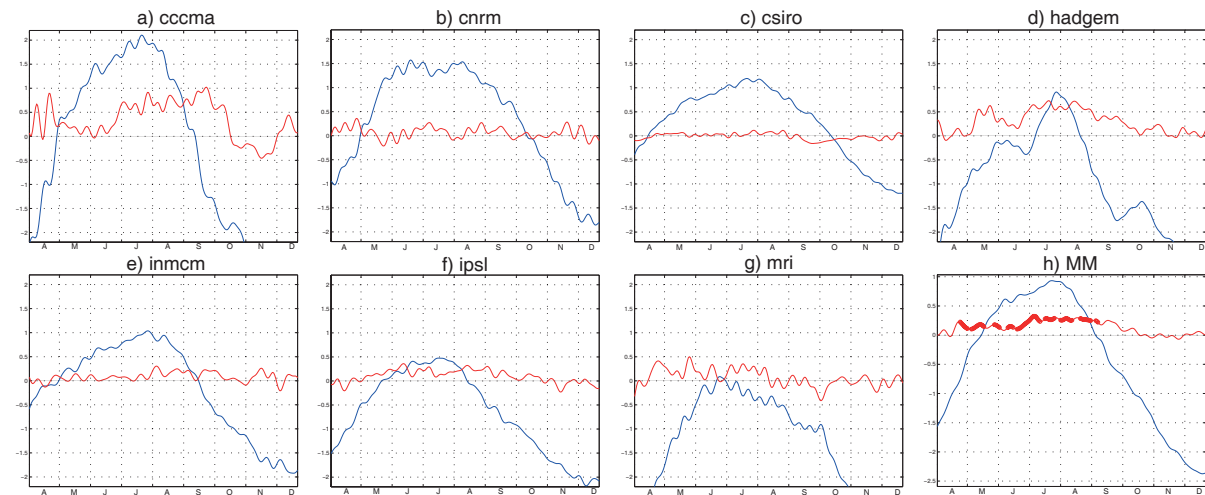


FIGURE 4.15 – Vent méridien moyen (m.s^{-1} , bleu) et différences *future* moins *actuelle* (rouge) entre avril et décembre selon les modèles. Les cercles rouges sont ajoutés au multimodèle lorsque les différences sont jugées significatives avec un test de Student à $p=0,05$.

Toutefois, l'analyse des données journalières issues des modèles globaux CMIP5 est peu aisée car la physique utilisée pour les simulations ne peut correctement reproduire aux bonnes échelles les mécanismes mis en jeu en fin de saison des pluies. Bien que l'utilisation d'un multimodèle apporte une certaine amélioration quant à la cohérence des sorties produites, il est donc nécessaire d'utiliser des outils mieux aptes à prendre en compte l'échelle de ces mécanismes.

Parmi ces outils, il y a les modèles régionaux de climat (les RCMs) mis à disposition dans le cadre du programme CORDEX.

4.5 La réponse d'un modèle régional CORDEX-AFRICA

Parmi les modèles disponibles sur le site de CORDEX <http://cordex.dmi.dk/joomla/> au début de cette étude (décembre 2012), seul le CCCMA (Canada) fournissait des données sur l'Afrique à la bonne échelle temporelle (journalière) pour à la fois le scénario historique et le scénario rc4.5. Ces données journalières ont été téléchargées : elles sont issues du modèle régional canadien canRCM4 forcé aux limites de la fenêtre CORDEX-Africa par les sorties du modèle global canESM2.

Nous utilisons les mêmes notations et périodes d'étude que précédemment : la période *actuelle* se réfère à l'intervalle 1960-1999 simulé avec le scénario « historical » et la période *future* sur la simulation des années 1931 à 1970 sous scénario « rc4.5 ».

La figure 4.16a présente les moyennes de précipitations en juillet-septembre (JAS) sur l'Afrique. On peut observer que le champ moyen et les zones de maxima de précipitations sont plutôt correctement représentés en comparaison des champs moyens CRU et GPCP des figures 3.2de du chapitre 3, même si le modèle sous-estime leurs moyennes sur le Sahel.

Les différences entre simulations « rc4.5 » et *historiques* indiquent une augmentation pluviométrique au centre du Sahel et au sud de l'Afrique de l'Ouest (Liberia et Côte d'Ivoire), associée à une diminution sur l'ouest du Sahel et au-dessus du golfe de Guinée. En d'autres termes, on retrouve nettement le dipôle ouest/centre déjà évoqué à partir des sorties MCG CMIP3 (Monerie *et al.*, 2012a) et CMIP5 (Monerie *et al.*, 2012b).

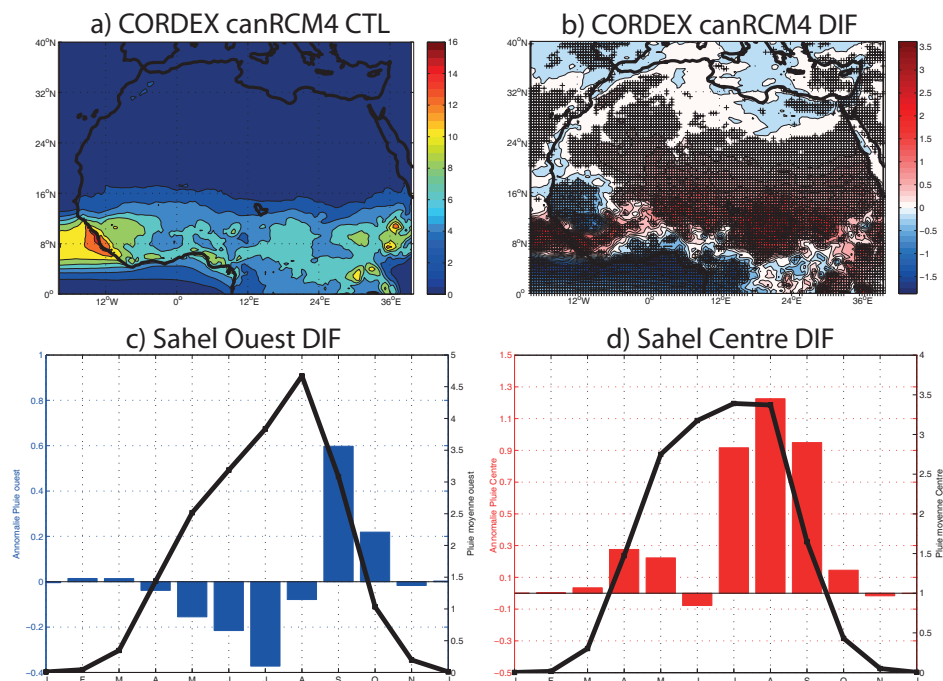


FIGURE 4.16 – Précipitations moyennes (mm.jour^{-1}) pour la période *actuelle* (a) et différences de précipitations entre périodes *future* et *actuelle* (b) sur la saison JAS. Valeurs moyennes mensuelles sur la période *actuelle* (mm.jour^{-1} courbe noire) et différences *future* moins *actuelle* de janvier à décembre sur le Sahel ouest (c, barres en bleu) et sur le Sahel centre (d, barres en rouge). En (b) des croix sont ajoutées lorsque les différences sont jugées significatives avec un test de Student à $p=0.05$.

Les diagrammes de la figure 4.16 apportent également des éléments à propos de l'évolution temporelle des anomalies de précipitations dans le futur : de juillet à septembre, une augmentation des précipitations est notée au-dessus du Sahel centre, alors qu'à l'ouest une diminution est enregistrée de mai à août ; puis, en septembre et octobre, des anomalies positives sont visibles sur toute la zone, c'est-à-dire à la fois sur le centre et l'ouest du Sahel. Le dipôle pluviométrique zonal est donc très marqué en juillet-août et le retard de fin de saison des pluies attesté. Observons aussi que la dynamique du cycle moyen est bien représentée, avec un maximum d'intensité de précipitations en août à l'ouest et en juillet-août au centre. Ajoutons que la définition d'une date d'onset se basant sur la même méthode qu'en section 4.2, retrouve le décalage, avec comme date de fin médiane le 7 septembre sur le centre du Sahel sur la période *actuelle* et le 17 septembre pour la période *future*. L'évolution différenciée des précipitations sur le centre et l'ouest du Sahel comme le retard de fin de saison évoqués avec les sorties GCM sont ainsi confirmés par le modèle régional.

▷ Qu'en est-il à l'échelle des points de grille ?

Le calcul d'une date de démarrage de la saison des pluies, aux points de grille sur la période *actuelle*, montre des dates de démarrage comprises entre mai et juin, soit des dates trop précoces par rapport aux observations de la figure 4.3 (figure 4.17a). Les dates de fin sont également un peu trop précoces, entre août et octobre au Sahel (figure 4.17b). En revanche, la durée de la saison des pluies est réaliste : elle est comprise entre cent et cent cinquante jours au Sahel, ce qui est cohérent avec les observations (figure 4.17c). Dans l'ensemble, le gradient sud-nord est respecté : la mousson commence plus tôt et se termine plus tard au sud qu'au nord du Sahel. La différence centre-ouest apparaît aussi et la saison pluvieuse débute plus tôt au centre qu'à l'ouest du Sahel.

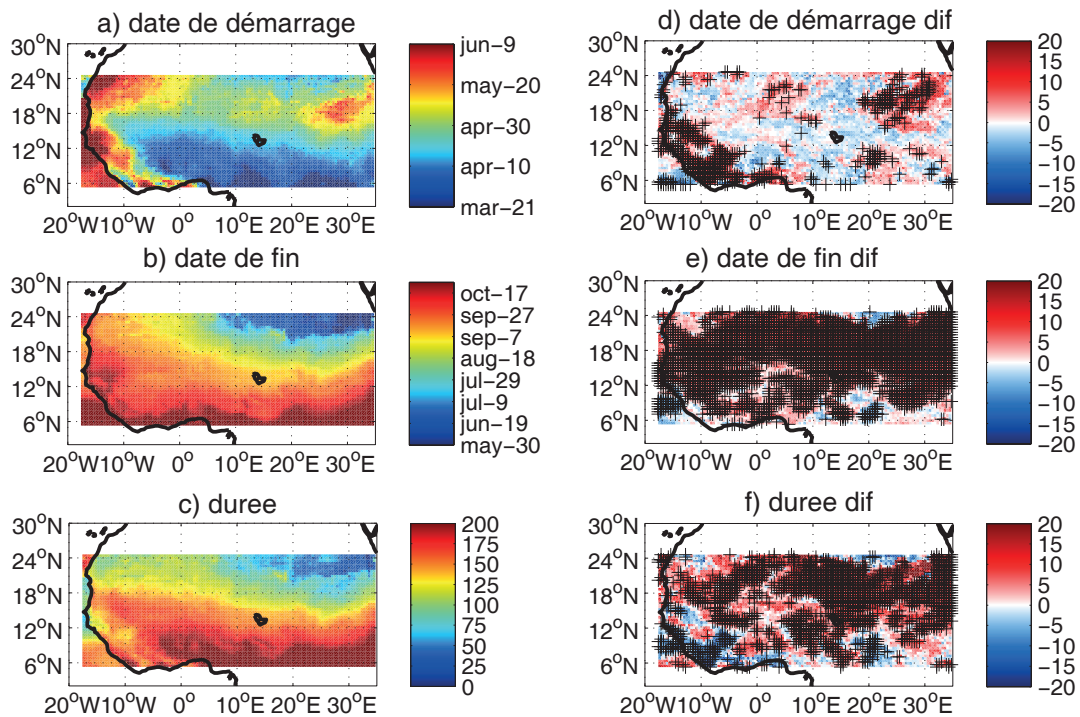


FIGURE 4.17 – Dates moyennes de démarrage (mois-jour) (a), de fin (b) et durées (c, en jours) de saisons des pluies pour la période *actuelle*. Différences *future-actuelle* pour les dates de démarrage (d), de fin (e) et les durées (f). Les croix sont ajoutées aux différences jugées significatives selon un test de Student à $p=0,05$. Les dates de démarrages, de fin et la durée de la saison des pluies sont données pour le modèles forceurs (CCCMA) en figure 4.4

Les différences entre périodes *future* et *actuelle* révèlent un décalage significatif dans les dates de démarrage de la saison des pluies pour les points de grille situés sur l'ouest de l'Afrique (côte

de Guinée et de la Sierra Leone) et à l'ouest du Sahel. Une partie du Soudan montre également des démarrages plus tardifs. Au centre, en revanche, ils sont plus précoces, bien qu'ici les différences ne soient pas significatives (figure 4.17d). Dans le futur, la fin de la saison des pluies apparaît plus tardive sur toute l'Afrique (figure 4.17e), avec toutefois un décalage plus important au centre qu'à l'ouest du Sahel. Au final donc, l'analyse annonce une saison des pluies future allongée (figure 4.17f). Seule la côte africaine au large de la Guinée et le Sénégal semblent devoir connaître une saison des pluies raccourcie en raison d'un démarrage retardé par rapport à l'actuel.

Le modèle canRCM4 (CORDEX-AFRICA) retrouve donc nombre de résultats déjà présents dans les modèles individuels CMIP5 et dans le multimodèle. Dans les travaux à venir, il sera donc primordial d'utiliser l'ensemble des simulations régionales disponibles pour vérifier si les signaux (le décalage de la mousson et le dipôle ouest/centre notamment) qui ont été discutés dans cette étude sur la base de sorties de modèles globaux et du seul modèle régional canadien, sont bien retrouvés par une majorité de modèles régionaux, qu'ils soient forcés par ERA interim ou sous scénarios historiques et futurs.

4.6 Synthèse

L'un des objectifs de ce chapitre était de voir si une détermination plus précise des dates de démarrage et de fin des saisons des pluies pouvait aller dans le sens d'une modification future du cycle moyen saisonnier de la saison de mousson estivale. En effet, au chapitre 2, nous avons supposé que, dans le contexte du changement climatique, les gradients océan-continent pourraient jouer un rôle de plus en plus important dans le contrôle de la mousson ouest-africaine, notamment en fin de saison des pluies, et ceci en raison du différentiel d'inertie existant entre océan et continent africain. Lorsque ce phénomène s'accroît et/ou devient plus fréquent que la normale, la phase de retrait de la mousson tend à se décaler dans le temps.

Ce chapitre a d'abord mis en avant la difficulté d'étudier les dates de démarrage et de fin de saison des pluies avec les modèles globaux, d'autant que ceux-ci ont du mal à simuler les éléments clés de la dynamique d'onset en raison de leurs biais forts enregistrés sur les gradients thermiques de surface, les vents à l'interface, la position et la profondeur de la thermocline (Richter et Xie, 2008). Deux approches complémentaires, d'échelles large et régionale, ont donc été adoptées. Elles ont montré que les modèles CMIP5 simulent des dates d'onset éloignées des observations : en mai et non fin juin pour le Sahel central ; entre début mai et juillet, et non début juillet pour le Sahel ouest. Les dates de fin de saison sont, en revanche, mieux représentées dans l'ensemble : au cours du mois de septembre avec les modèles, contre fin septembre dans GPCP au centre du Sahel ; au cours du mois d'octobre avec les modèles, contre début octobre avec les observations pour le Sahel ouest.

Les deux approches convergent vers un même type de résultat : dans le futur, la saison de **mousson se terminerait plus tardivement au centre du Sahel**. Plus à l'ouest, les signaux obtenus sont plus contrastés, comme l'indique la figure 4.7, mais ils témoignent aussi d'un retard. Le travail effectué sur les dates de démarrage n'a pas donné de résultats concluants.

Toutefois, ces dates étant définies à partir des seules précipitations et en sortie de modèles souvent peu réalistes, nous avons recherché parallèlement si des signaux cohérents pouvaient être retrouvés dans la dynamique atmosphérique. L'étude préalable menée sur les données NCEP/DOE a permis de diagnostiquer quelques différences entre fins de saison tardives et précoces, notamment des anomalies de basse pression et de vent de sud sur le Sahel ouest favorisant

un maintien de la mousson plus au nord. Cette anomalie de pression fait écho aux travaux de Roca *et al.* (2005), Vizy et Cook (2009), et Chauvin *et al.* (2010) qui montrent que les régions subtropicales peuvent jouer un rôle sur le climat africain. En effet, si l'état de l'art indique que les dates de démarrage de saison des pluies sont liées aux TSO du golfe de Guinée et à la dynamique de la DTS, les fins de saison sont davantage sous l'influence des régions subtropicales et de la Méditerranée. Nous avons donc défini un indice calculé sur le vent méridien, plus fiable que les précipitations et utilisable avec les sorties CMIP5 disponibles.

Or, le modèle moyen du CMIP5 est capable de reproduire les anomalies de vents méridiens, ce qui n'est pas le cas de la majorité des modèles pris indépendamment. L'analyse montre que les vents de sud se renforceraient dans le futur en fin de saison, en lien avec une pénétration plus profonde de la mousson sur le continent, donc plus au nord à ce moment de l'année par rapport à la normale, favorisant une saison se terminant plus tardivement en octobre.

Nous avons enfin utilisé un modèle CORDEX (canRCM4), forcé latéralement par le modèle global cccma_canesm2 sous scénarios « historical » et « rcp4.5 » du GIEC, afin de bénéficier d'une résolution plus fine et d'une physique mieux adaptée à ces échelles. Les résultats peuvent être synthétisés ainsi. Bien que les dates de démarrages simulées soient toujours éloignées des observations et les dates de fin trop précoces, les sorties du modèle régional montrent des démarrages plus tardifs sur la côte ouest et un retard dans les dates de fin de saison sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Ce dernier signal est très net, statistiquement significatif et étendu dans l'espace. Rappelons qu'un tel décalage est aussi obtenu avec les données CMIP5 pour le centre du Sahel. Ces aspects sont à chaque fois associés à l'apparition d'un dipôle ouest/centre dans les précipitations. On peut donc dire que l'augmentation des précipitations estivales au centre du Sahel, en moyenne en JAS, n'est pas indépendante du décalage temporel observé dans le cycle moyen annuel de la mousson ouest-africaine en fin de saison des pluies. En revanche, aucun consensus ne peut être trouvé avec les dates de démarrage, en général mal simulées et aux résultats trop dépendants des modèles.

Il conviendra donc de poursuivre ce type d'analyse lorsque l'ensemble des simulations CORDEX-AFRICA sera téléchargeable.

Conclusion

Synthèse

Plusieurs auteurs ont abordé le sujet des effets liés au changement climatique en Afrique de l'Ouest de différentes manières, en s'appuyant sur un seul ou plusieurs modèles de climat, en opérant une sélection selon certains *a priori* ou, au contraire, en ne procédant à aucune sélection afin d'utiliser tout le panel disponible. La conclusion qui résulte de l'ensemble de ces approches au travers du quatrième rapport du GIEC en 2007 a été synthétisée au chapitre 1. Elle tend à montrer qu'aucun consensus évident n'apparaissait concernant les projections des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest dans les exercices CMIP3 et antérieurs. L'objectif de ce travail était donc de réexaminer cette question à la lumière des derniers progrès réalisés en termes de modélisation (nouvelles paramétrisations, nouvelle génération de modèles). Pour cela, nous avons adjoint à la génération du CMIP3 celle plus récente du CMIP5 et nous nous sommes appuyé aussi sur une nouvelle méthodologie alliant probabilités (par le calcul des fréquences d'occurrence d'un même signe d'anomalies présent dans les modèles pour une variable donnée) et approches quantitatives fondées sur une métrique simple (le modèle moyen ou MM).

L'originalité de ce mémoire réside donc premièrement dans le fait d'appliquer aux sorties MM le « one-model, one-vote » de Santer *et al.* (2009). Par ailleurs les sorties de modèles analysées sont sélectionnées sans *a priori*, mais en prenant soin de n'utiliser qu'un seul modèle par centre de recherche, et une seule simulation par modèle, ce qui permet de rendre plus importante l'indépendance entre les sorties sélectionnées puisque les modèles issus d'un même centre de recherche et les simulations issues d'un même modèle présentent de fortes similarités. Cette orientation peut paraître restrictive au premier abord mais elle évite de trop fortes colinéarités statistiques entre les sorties climatiques : elle optimise ainsi leur décorrélation pour mieux considérer les différentes trajectoires que pourrait prendre l'évolution du climat. Nous avons retenu 12 modèles CMIP3 puis 8 modèles CMIP5, ces derniers issus de l'évolution d'un sous-ensemble des 12 modèles précédents. Rappelons qu'un MM est plus fiable que l'utilisation d'un seul modèle, qu'il réduit la plupart des biais (Gillet *et al.* 2002 ; Knutti *et al.* 2010) et qu'il permet de conserver un jeu de donnée relativement grand. Enfin il autorise la construction de cartes d'occurrences fondées, par exemple sur le signe des anomalies du MM, qui objectivent d'une certaine façon l'accord des modèles entre eux pour la variable considérée. Ceci permet aussi de s'assurer que le signal obtenu relève d'une proportion suffisante des modèles et n'est pas dû à un *outlier* particulier.

Cette méthode privilégie donc la diversité des modèles pour permettre de mieux dégager (ou non) un consensus, tout en jugeant aussi de la convergence des réponses des sorties climatiques issues des modèles CMIP3 et CMIP5. Nous atténuons ainsi l'avis du quatrième rapport du GIEC (AR4) sur la pluviométrie en région de mousson africaine en montrant qu'**un certain consensus peut être trouvé** en Afrique de l'Ouest sur la question des changements futurs. Il est utile de rappeler en effet que les études publiées sur le sujet se divisent en trois catégories :

- celles qui concluent à un renforcement de la mousson dans le futur (Maynard *et al.*, 2002 ; Haarsma *et al.*, 2005 ; Kamga *et al.*, 2005 ; Hoerling *et al.*, 2006 ; Vizzy et Cook, 2013),
- celles qui prévoient des conditions plus sèches dans le futur (Held *et al.*, 2005 ; Cook et Vizzy, 2006 ; Herceg *et al.*, 2007 ; Giannini *et al.*, 2008) et,
- celles qui trouvent que les modèles divergent trop pour que l'on puisse conclure (Caminade et Terray 2010).

Nous obtenons, quant à nous, un résultat géographiquement contrasté avec, à la fois, une hausse des précipitations au Sahel central et une baisse des précipitations à l'ouest du Sahel. L'évolution de la pluviométrie s'effectuerait donc de façon **non-homogène** sur l'ensemble du Sahel ce qui d'ailleurs n'est pas aussi surprenant que cela puisque ce signal n'apparaît pas uniquement sur la période *future* utilisée (2031-2070) mais **suit une tendance continue** jusqu'à la fin du 21^{ème} siècle et s'observe peu ou prou depuis le milieu des années 1990 en accompagnant la reprise pluviométrique au Sahel central et oriental.

La configuration spatiale des anomalies obtenues semble d'autant plus robuste qu'elle résulte de l'utilisation de deux scénarios, A1B (CMIP3) et rcv4.5 (CMIP5), considérés comme moyennement optimistes, voire plutôt faibles en terme d'émission en gaz à effet de serre. Il est probable que le changement climatique puisse ainsi être d'une intensité plus importante, renforçant ce différentiel ouest/centre, comme le montre d'ailleurs la hausse de l'indice ARPI -qui mesure ce différentiel- avec la hausse globale des températures.

Toutefois, hausse des précipitations au centre du Sahel et baisse des pluies à l'ouest ne s'expliquent pas par les mêmes types de processus. Nous récapitulerons donc les résultats pour chacune de ces régions, séparément, en nous appuyant sur des schémas synthétiques. Nous reviendrons aussi sur le rôle que peut jouer la Méditerranée sur la mousson africaine, tant par son apport en humidité que par son impact possible sur le cycle moyen annuel de la MAO.

Au début de la saison pluvieuse : une baisse des pluies à l'ouest

Tout d'abord il faut rappeler que les modèles CMIP5 divergent légèrement des modèles CMIP3 sur la question du calendrier moyen de la baisse des précipitations à l'ouest du Sahel. Cette diminution apparaît entre mai et juillet pour CMIP3 et en juin-juillet pour CMIP5. Quoi qu'il en soit, la diminution correspond toujours au début de la saison des pluies, avec, en cette période de l'année, une ceinture des pluies située plus au sud, limitant la quantité de précipitations au Sahel, et une circulation cellulaire méridienne plus faible que la normale. Ces signaux sont compatibles avec une migration moins rapide de la mousson vers le nord. Ce résultat ne concerne pas que les MCGs puisque le modèle régional canrcm4 utilisé dans l'expérience CORDEX simule, lui aussi, un décalage (retrait) de la date de fin de la saison des pluies à l'ouest du Sahel dans le futur.

Les modifications majeures affectant le système de mousson sont illustrées par le schéma 1. Les couleurs à la surface indiquent l'intensité de l'augmentation des températures et les numéros entre parenthèses se réfèrent au commentaire qui suit.

La diminution des précipitations à l'ouest est associée à une modification de la circulation de mousson en basse et moyenne troposphère : les entrées d'air plus sec depuis le nord-ouest de

l'Afrique, l'océan Atlantique plus *frais* que le continent en cette période de l'année et dans le futur, ainsi que la présence de cellules de haute pression exercent des contraintes thermodynamiques retardant la mise en place des précipitations près de la côte. Dans les couches moyennes de l'atmosphère d'autres facteurs entrent aussi en jeu :

► L'anomalie (1) illustre le renforcement de la circulation anticyclonique dans les couches moyennes de l'atmosphère au nord et à l'ouest de l'Afrique. Ce résultat est d'ailleurs cohérent avec le renforcement déjà observé sur la période 1979-2007 dans les données NCEP-DOE2 (Fontaine *et al.*, 2011b). Cette circulation est directement associée à la dépression thermique saharienne (DTS) : elle est d'autant plus intense que la circulation cyclonique située au-dessous se renforce lorsque les températures sahariennes augmentent. Sur sa bordure sud, l'anomalie (1) interagit avec le jet d'est africain en modifiant les gradients d'humidité spécifique et de température potentielle dans les couches moyennes avec un renforcement du JEA tel que montré par Thorncroft et Blackburn (1999).

► Le JEA se renforce donc au-dessus de l'ouest du Sahel (2) en s'orientant plus au sud en se rapprochant de la côte, ce qui (3) permet un export plus important d'humidité vers l'Atlantique et intensifie les cisaillements. Les anomalies (2) et (3) tendent donc à limiter le développement de la convection profonde et des précipitations organisées.

► En revanche, la hausse de la subsidence au sud de 15° nord (4) ne semble pas directement liée à la circulation anticyclonique de couche moyenne mais aux structures cellulaires atmosphériques, notamment dans le plan zonal (5). En effet, à plus large échelle, les océans Atlantique et Indien interviennent en second lieu. Une anomalie de subsidence de l'air au-dessus du Sahel et une ascendance sur l'Atlantique tropical au sein de la cellule de type Walker sont observées de façon synchrone et présentent un calendrier similaire à la baisse des précipitations à l'ouest du Sahel : l'anomalie est forte en MJJ (avec les données CMIP3) et s'atténue au cours de la saison pluvieuse alors que la baisse des pluies est également de moins en moins marquée. Ce signal est cohérent avec la littérature puisqu'il est décrit par Hagos et Cook (2008). Il pourrait en partie expliquer l'augmentation récente des précipitations au centre du Sahel depuis le milieu des années 1990s alors que celles-ci restent plus faibles à l'ouest. Subsidence et circulation anticyclonique de couches moyennes se renforceraient dans le futur.

En milieu et fin de saison des pluies : une hausse des pluies au centre

La mousson est un système principalement méridien : la phase continentale de la mousson se met en place et se termine selon le positionnement en latitude de la ZCIT. Cette *symétrie zonale* génère des configurations d'anomalies conformes au second mode de variabilité de Palao et Nicholson (1993) montrant une structure dipolaire entre pluviométries sahélienne et guinéenne : une saison des pluies anormalement pluvieuse (sèche) au Sahel est associée à une anomalie négative (positive) de précipitations sur les côtes guinéennes. Ce mode de variabilité est également associé à l'évolution des températures au-dessus du Sahara et au-dessus du golfe de Guinée, c'est-à-dire qu'il résulte aussi des gradients de température entre l'océan et le continent. Or l'évolution des gradients thermiques océan-continent n'est pas circonscrite à la zone

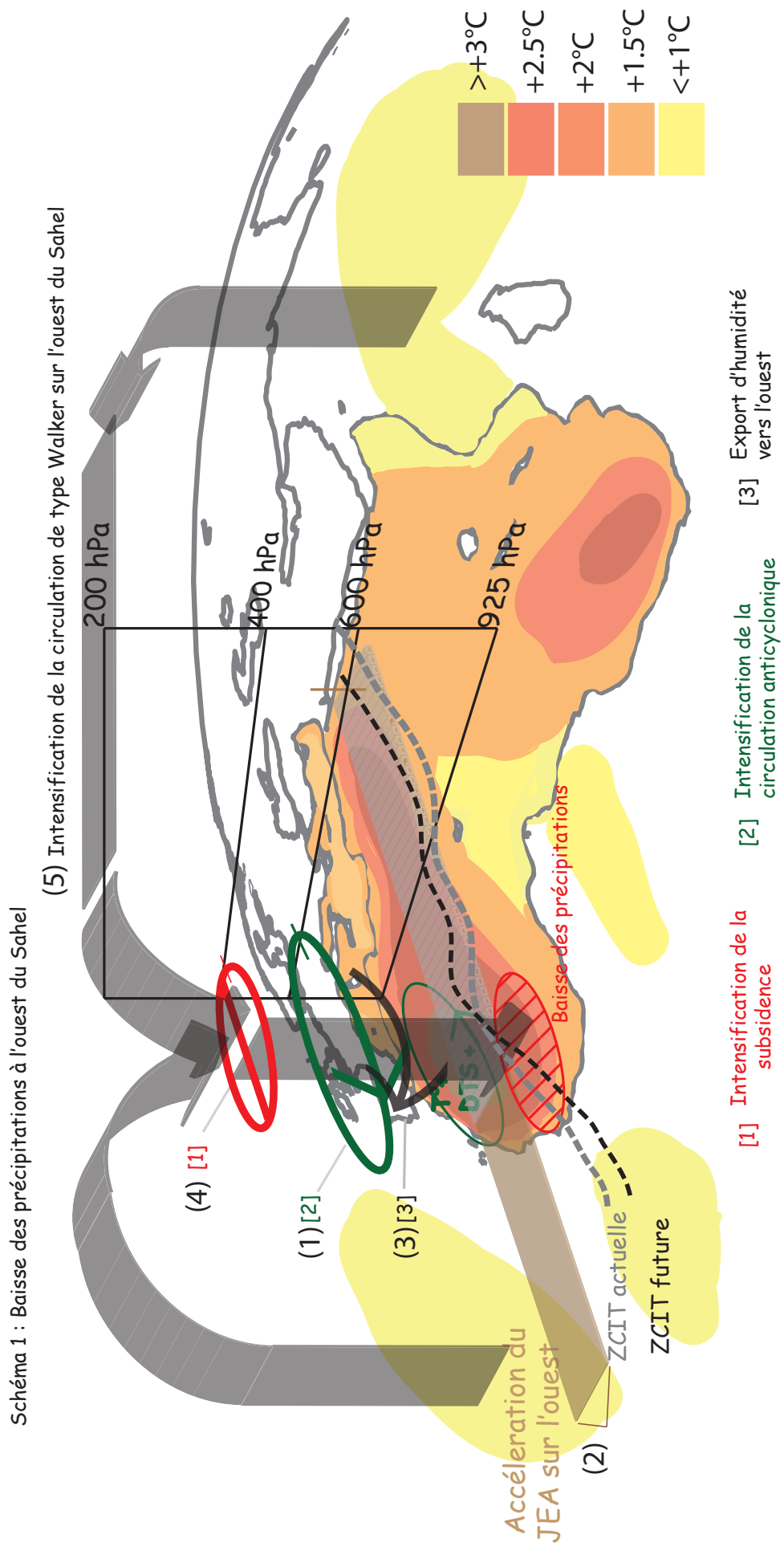


FIGURE 4.18 – Schéma 1 : Le début de la saison des pluies (mai à juillet) : une baisse des pluies sur l'ouest sahélien. Les couleurs à la surface indiquent l'intensité de l'augmentation des températures. La ligne discontinue grise (noire) représente la position de la ZCIT actuelle (future) ; elle serait plus au sud dans le futur sur l'ouest du Sahel. Le cercle hachuré rouge situe la zone de baisse de la pluviosité. Les flèches en transparence symbolisent la circulation d'altitude (marron pour le JEA et gris pour la circulation de type Walker). La grille au centre du schéma permet de remplacer les anomalies à l'altitude à laquelle elles se produisent. Les numéros entre parenthèses sont rappelés dans le texte afin de faciliter l'explication des processus mis en jeu.

de mousson Africaine. En effet Schewe *et al.* (2011) ont montré que c'est l'ensemble des zones de mousson qui sont concernées et devraient voir dans le futur une augmentation générale de la pluviométrie. La MAO n'échappe pas bien sûr à cet aspect du réchauffement climatique et nos résultats sont ici proches de ceux de Maynard *et al.* (2002) qui montrent qu'une plus grande concentration en dioxyde de carbone dans l'atmosphère mènerait à une hausse des pluies au Sahel. En revanche il semble, d'après les résultats obtenus, que des contrastes géographiques puissent apparaître entre l'ouest et le centre du Sahel.

Le schéma 2 illustre et résume les processus associés à la hausse des précipitations au-dessus du Sahel centre dans le futur. Les différents processus mis en jeu interviennent dans les basses couches (pas de modifications probantes du JEA et du JET) :

- L'augmentation des températures sahariennes et les anomalies associées dans les basses couches de l'atmosphère (entre 1000 et 850 hPa) semblent être la cause première de la hausse pluviométrique en permettant une intensification de la convection (1). La dépression thermique saharienne se renforce et se dilate davantage en lien avec la hausse de chaleur sensible, ce qui impacte les vents de surface.

- Les vents qui convergent vers le Sahel se renforcent, notamment le jet d'ouest de basses couches de l'Afrique de l'ouest, comme prédit par Pu et Cook (2010b) et montré par Vizy et Cook (2013). La hausse globale des TSO, et donc de l'évaporation, (2) intensifient les flux d'humidité associés à la circulation de mousson, à l'harmattan et au jet d'ouest. Si l'on ne note pas de modification d'harmattan malgré une baisse significative de la pression sur tout le pourtour méditerranéen en été boréal, le flux d'humidité est cependant plus intense. Or la Méditerranée est une source d'humidité pour la MAO (Rowell, 2003 ; Fontaine *et al.*, 2007) et lorsqu'elle est chaude entraîne un surplus de précipitations au Sahel (Rowell 2003, Gaetani 2009, Fontaine *et al.*, 2009, 2011). La hausse des précipitations s'explique ainsi surtout par une intensification de (2), la convergence des flux d'humidité atlantique et méditerranéenne dans les basses couches sur le Sahel central. Au final c'est tout le système de mousson qui remonte vers le nord en accord avec la modification des conditions de surface et des gradients méridiens induits (température, humidité, énergie statique humide).

- (3) La vitesse verticale à 400 hPa est renforcée, ce qui indique une amélioration de la convection profonde au-dessus du Sahel central puisque ce niveau est celui où s'exerce le plus fortement la réponse adiabatique de l'atmosphère au-dessus de l'Afrique : ces ascendances favorisent la progression de la ZCIT et de la cellule de mousson sur le continent africain au printemps boréal, puis leur maintien au nord pendant l'été.

Au final, au Sahel central, on remarque que ce sont d'abord les modifications de températures sur la surface continentale qui, en induisant des modifications dans la dynamique atmosphérique, seraient à l'origine de l'évolution pluviométrique, alors que sur le Sahel ouest, les contrastes thermiques océan/continent, de plus grande échelle, seraient plus à même d'expliquer la sécheresse future.

Le changement climatique conduit à un renforcement du contraste pluviométrique ouest/centre en raison notamment du réchauffement de la surface comme le montre l'indice ARPI que nous avons construit. Ce dernier est marqué par une forte variabilité décennale pendant le 21^{ème} siècle. En d'autres termes les modifications des conditions de surface à l'échelle régionale africaine et les phénomènes induits comme l'intensification de la dépression thermique saharienne ne peuvent à elles seules expliquer l'évolution de cet indice. L'océan, dont l'impact sur les précipitations sahélienne concerne l'échelle décennale semble jouer un rôle important. L'examen des TSO des différents bassins et de leurs relations avec la variabilité décennale est en dehors du champ de cette thèse. Cependant les fluctuations de ARPI indiquent qu'un travail plus approfondi, tenant compte des différents bassins océaniques serait nécessaire.

L'effet du changement climatique ne se limite bien sûr pas à la période comprise entre juillet et septembre. En particulier, nous avons montré que les précipitations devraient être, dans le futur, plus intenses en octobre au Sahel central. Une étude plus poussée a permis d'isoler un mécanisme, présent surtout entre septembre et octobre, et lié aux températures méditerranéennes. La section suivante résume son impact.

Le rôle de la Méditerranée en fin de saison des pluies

La Méditerranée influence les précipitations sahéliennes car elle constitue une source d'humidité notamment en fin de saison des pluies en raison du calendrier retardé des températures de surface de la mer par rapport au forçage radiatif et de la présence des vents étésiens de nord-nord-est sur son bassin oriental. Les flux en provenance de la Méditerranée circulent dans les basses couches de l'atmosphère et convergent sur le Sahel. Ainsi une année chaude en Méditerranée est associée à une hausse des précipitations (Rowell *et al.*, 2003 ; Fontaine *et al.*, 2009 ; Gaetani *et al.*, 2010 ; Fontaine *et al.*, 2011). Or le quatrième rapport du GIEC précise que les modèles produisent une hausse forte des températures dans le futur sur le pourtour méditerranéen. Giorgi et Lionello (2008) définissent d'ailleurs cette région comme un « hot spot ». Dans un contexte global il faut aussi rappeler que les cellules de types Hadley s'étendraient plus loin, entraînant un déplacement des zones de subsidences vers les pôles dans le futur, et cela quelle que soit la saison considérée (Giorgi et Lionello, 2008 ; Gastineau *et al.*, 2008).

Revenons brièvement sur le rôle de la Méditerranée en JJA : la hausse des températures, et donc la diminution de la pression au niveau de la mer, n'ont finalement qu'un impact assez faible sur les vents de nord qui ne sont pas modifiés significativement. A ce moment de l'année c'est donc davantage l'intensification du flux de mousson de sud-ouest qui semble apporter l'humidité supplémentaire. Le rôle prépondérant des latitudes équatoriales est d'ailleurs clairement marqué dans la structure de mousson avec une subsidence renforcée au-dessus du golfe de Guinée.

Toutefois c'est à la fin de la saison des pluies, et plus particulièrement durant les mois de septembre et d'octobre, que le signal méditerranéen est le plus fort. Pendant ces 2 mois le bassin méditerranéen enregistre une augmentation de la subsidence atmosphérique coïncidant avec une hausse de l'humidité sur le pourtour méditerranéen et un renforcement des flux de nord en direction du Sahel. Cet apport tardif d'humidité pourrait expliquer un retard de la fin de la saison des pluies.

Nous avons donc calculé les dates de démarrage et de fin de la saison des pluies. Sultan et Janicot (2003) qui ont produit des dates d'onset de mousson à partir de données observées montrent que l'une des caractéristiques du démarrage est sa soudaineté. Or le saut en latitude

de la ceinture pluvieuse n'est pas correctement phasé dans le temps dans les modèles couplés. En revanche, le retrait de la mousson se produit de façon plus continue, et les dates détectées dans les modèles sont assez proches de celles définies à partir des observations, plus particulièrement au centre du Sahel (Chapitre 4) et ce malgré des schémas convectifs et des paramétrisations différentes entre les modèles utilisés. Trois modèles sur 4 montrent en effet un décalage dans les dates de fin de saison des pluies au centre du Sahel : la mousson y perdurerait donc plus longtemps.

Les réanalyses NCEP-DOE2 ont permis de diagnostiquer quelques différences entre fins de saisons tardives et précoces. Ces résultats témoignent de l'importance des latitudes subtropicales et de la mer Méditerranée dans la mousson ouest-africaine en fin de saison des pluies : des anomalies de basse pression se propagent depuis l'Atlantique tropical nord en passant par la Méditerranée avant une fin tardive de saison des pluies. Les forces de pression ainsi créées génèrent des anomalies de vent de sud au-dessus du Sahel centre et est, ce qui favorise le maintien de la mousson et de la ceinture des pluies plus au nord. Ces anomalies de pression font écho aux travaux de Roca *et al.* (2005), Vizzy et Cook (2009), et Chauvin *et al.* (2010) qui montrent par ailleurs que les régions subtropicales peuvent jouer un rôle sur le climat africain via la dynamique atmosphérique des hautes couches notamment celle associée au jet d'ouest subtropical à 250 hPa.

Le modèle moyen CMIP5 (MM5) reproduit les anomalies associées à une fin tardive de la saison pluvieuse ainsi que le renforcement des vents de sud. Ce n'est pas toujours le cas pour les modèles pris individuellement. Afin de compléter les résultats directement issus des sorties précipitations des modèles nous avons donc utilisé parmi les quelques variables associées celles qui sont annonciatrices d'une fin plus tardive : la pression au niveau de la mer, la température de surface et les vents méridiens. Nos résultats montrent notamment que les projections du MM5 dans le futur simulent une anomalie positive de vent méridien sur le centre du Sahel, indicateur clair d'une saison de mousson retardée. Ces faits sont concomitants avec certaines modifications observées dans la dynamique atmosphérique aux latitudes subtropicales, en particulier en régions méditerranéennes parce que celles-ci impactent plus fortement la MAO en fin de saison des pluies et modulent les dates de fin : le réchauffement de la Méditerranée tend à diminuer l'intensité des intrusions froides en direction de l'Afrique du nord.

La Méditerranée pourrait donc impacter la mousson africaine en fin de saison des pluies en en décalant ses dates de fin. On sait, par ailleurs, que dans le contexte du changement climatique les régions méditerranéennes se réchaufferont fortement (Giorgi et Lionelo, 2008) et joueront un rôle de plus en plus important sur la MAO. Il s'agit donc d'un sujet qui mériterait d'être étudié plus avant.

L'existence du dipôle ouest/centre en été boréal et la dérive du calendrier moyen des dates de fin de saison des pluies sont donc deux résultats étayés par les modèles globaux de climat. Ils impliquent non seulement le renforcement des flux de surface et de la DTS, mais aussi le Jet d'Est Africain, la circulation anticyclonique dans les couches moyennes de l'atmosphère, la circulation cellulaire zonale de type Walker, et, pour le décalage temporel, la circulation atmosphérique (subsidence) au-dessus de la Méditerranée en fin de saison.

Perspectives

Le travail effectué offre plusieurs pistes de recherches pouvant s'articuler autour de projets en soumission ou en cours (AMMA). Nous organisons ces pistes selon trois axes.

1^{ière} axe : Méditerranée - Afrique

La Méditerranée est reconnue comme étant un réel *hot spot* du changement climatique : les modifications attendues y sont fortes, significatives et reproduites par l'ensemble des modèles. Or nous avons montré que la fin de la saison des pluies serait vraisemblablement plus arrosée dans le futur. Les inondations en septembre 2009, 2011 et 2012 au Burkina Faso et au Niger illustrent les conséquences éventuelles de l'impact du décalage du cycle saisonnier sur la région. Le surplus serait lié à un apport supplémentaire d'humidité spécifique depuis la mer Méditerranée vu les conditions radiatives et thermiques qui pourraient prévaloir en ces régions dans le futur (chapitre 3). Pour aller plus loin Il faut se demander si la hausse attendue de la pluviosité au Sahel central s'expliquerait davantage par un simple décalage du cycle moyen annuel de la mousson en réponse à la modification de la circulation atmosphérique sur la Méditerranée en fin d'été et en début d'automne, que par une hausse de fréquence des épisodes intenses en fin de saison des pluies. En d'autres termes s'agit-il d'un changement impliquant la dynamique atmosphérique associée à la téléconnexion Méditerranée-Afrique ou bien une modification du potentiel convectif aux échelles plus fines ?

Ce type de question peut être traité par l'analyse des données de pluies en examinant par exemple l'évolution dans le temps (sur l'année moyenne et au long terme) des distributions statistiques (PDF), aussi bien dans les historiques sur l'Actuel en comparant avec les observations disponibles, que dans les sorties de modèles sous scénarios futurs. La question des téléconnexions, peu développée dans cette thèse en raison de la non disponibilité des données journalières — excepté à la toute fin de recherche —, concerne l'utilisation des simulations CORDEX sur les domaines africain et méditerranéen : CORDEX-AFRICA et MED-CORDEX, respectivement. Dans les simulations, les deux domaines peuvent être considérés comme indépendants, mêmes si les forçages aux bornes des domaines sont identiques : des analyses statistiques de type SVD aideraient à déterminer l'évolution au cours du siècle des modes communs de variabilité, lesquels sont le plus actifs et en quelle période de l'année ils s'expriment (début, milieu, fin de saison) ? Par ailleurs, les sorties des modèles régionaux impliqués dans CORDEX, spatialement plus détaillées et dotées d'une physique plus adaptée aux échelles fines, représentent mieux les événements extrêmes, souvent localisés. Il serait dès lors possible de mener sur l'ensemble des modèles et les deux régions le type d'analyse présenté dans ce travail à partir du seul modèle canadien et sur la seule Afrique de l'Ouest.

2nd axe : Les vagues de chaleur

Le projet d'ANR ACASIS — Alerte aux Canicules Au Sahel et à leurs Impacts sur la Santé —, porté par Serge Janicot, a pour objet l'étude des vagues de chaleur en Afrique de l'Ouest en ciblant notamment le Sénégal et le Burkina Faso. Récemment, Fontaine *et al.* (article soumis) ont montré une hausse de la fréquence des jours le plus chauds sur la période actuelle, avec une durée et une augmentation de l'occurrence des vagues de chaleur au fil des années, notamment depuis le milieu des années 1990. Cette évolution est associée à la hausse observée des températures en Afrique du Nord et elle pourrait donc se poursuivre. Par ailleurs, l'augmentation des températures de l'air dans les basses couches et en surface laisse supposer que les modes de variabilité intrasaisonnière seront altérés. Or, ACASIS prévoit justement de déterminer les configurations atmosphériques récurrentes correspondant à l'occurrence de ces épisodes extrêmes à partir d'observations *in situ* et de produits tels que les réanalyses atmosphériques

NCEP et ERA

Nous souhaiterions nous inscrire dans ce projet en participant aux tâches 3 et 4 qui concernent la caractérisation des vagues de chaleur, leur évolution dans le présent et le futur et les études de cas. Il s'agirait d'utiliser les configurations atmosphériques récurrentes (voir ci-dessus) pour les projeter sur les sorties des modèles CMIP5 et CORDEX afin de dégager les scénarios d'évolution future le plus vraisemblables, tant en termes de fréquences que de temps de retour. Sur la base des résultats obtenus, nous pourrions, en complément, réaliser quelques études de cas avec le modèle régional de climat WRF sur les périodes le plus intéressantes reconnues au Sénégal et au Burkina Faso — et les sous-régions d'intérêt — en jouant sur la possibilité du modèle de travailler sur des mailles fines par nesting et donc de prendre en compte les échelles synoptique et locale.

3^{ième} axe : Etudes d'impact

La question du changement climatique en Afrique ne se limite pas à l'été boréal et à la période de mousson. Tout au long de l'année il peut impacter les sociétés africaines en termes de santé. Plusieurs études ont montré que les épidémies de méningites ne sont pas uniquement associées aux conditions sociales, d'hygiène, aux politiques de vaccinations mises en place, mais aussi à certaines conditions climatiques. Parmi celles-ci notons l'importance de l'Harmattan en octobre-novembre au-dessus de l'Afrique du Nord en lien avec l'ampleur des épidémies (Yaka *et al.* 2008); l'importance de l'Harmattan en janvier-février au-dessus du Tchad en lien avec le démarrage des épidémies (Sultan *et al.* 2005). Ce dernier est en effet chargé de poussières désertiques, suspectées de jouer un rôle sur le démarrage et le développement des méningites (Martiny et Chiapello, 2013). Enfin, si les conditions de sécheresse semblent être une condition nécessaire mais non suffisante sur les méningites, la survenue de conditions plus humides, comme l'arrivée de la Mousson, sont favorables à l'arrêt des méningites. Parmi ces variables il semble que les poussières minérales représentent le forçage principal, et le délai de 2 semaines, observé entre l'arrivée des poussières et l'augmentation du nombre de cas (Agier *et al.*, 2013; Martiny et Chiapello, 2013), semble être cohérent avec le temps d'incubation de la bactérie (Stephens *et al.* 2007).

En tenant compte de l'évolution de ces variables climatiques ainsi que de l'évolution des cas de méningites on peut distinguer trois périodes.

► Au début de la saison sèche, entre novembre et décembre l'humidité est faible, il y a peu de poussières minérales et peu de cas de méningites. Cependant en cette saison la circulation d'Harmattan est bien corrélée avec l'occurrence des épidémies l'année suivante (Yaka *et al.*, 2008);

► La saison des méningites s'étale entre janvier et avril alors que l'humidité reste faible et que l'atmosphère s'enrichit en poussières. Le renforcement de la circulation de nord-est est associé au transport des poussières et peut servir d'indicateur pour caractériser le démarrage alors que l'humidité constitue un indicateur de la fin de saison;

► Dès avril et jusqu'en octobre, la mousson permet le maintien de taux forts en humidité, les poussières sont toujours présentes mais prennent de l'altitude et il n'y a plus de cas de méningites.

Ces différentes variables peuvent évoluer dans le contexte du changement climatique, qui pourrait donc impacter l'Afrique de l'Ouest en termes de santé.

La dynamique de la mousson africaine semble coïncider avec celle des épidémies de méningites puisque la fin de la saison des méningites correspond à l'arrivée de la saison pluvieuse sur le continent africain. Ainsi, un décalage dans les dates de début et de fin de saison des pluies, comme indiquée par Biasutti (2013), pourrait entraîner une modification du timing de la saison des méningites. Nous obtenons dans les simulations futures un renforcement des vents d'harmattan l'hiver, en lien avec des modifications dans les conditions atmosphériques au-dessus de la mer Méditerranée. De plus, nous notons une hausse de l'humidité spécifique tout au long de la saison des pluies sahélienne. Le changement climatique en Afrique de l'Ouest pourrait ainsi entraîner des modifications de certaines des caractéristiques actuelles des épidémies de méningites (intensité, calendrier).

En collaboration avec N. Martiny, il serait donc intéressant d'examiner ces marqueurs atmosphériques : en novembre, janvier et février pour le vent, et en avril pour l'humidité, sur la période contemporaine, *via* les simulations CMIP5 et CORDEX. Ces simulations nous fourniront une évolution sur la période historique ainsi que future des différents indices climatiques cités précédemment, et nous permettront donc de fournir des scénarios d'impacts possibles du climat futur sur les épidémies de méningites.

Liste des acronymes

ARPI : African Rainfall Pattern Index
AR4 : 4th Assessment Report
CMAF : CPC Merged Analysis of Precipitation
CMIP3 : 3rd Coupled Model Intercomparison Project
CMIP5 : 5th Coupled Model Intercomparison Project
CORDEX : Coordinated Regional CLimate Downscaling Experiment
CRU : Climatic Research Unit
DTS : Dépression thermique Saharienne
ESH : Energie Statique Humide
FIT : Front InterTropical
GIEC : Groupe International d'Expert sur le Climat
GPCP : Global Precipitation Climatology Project
MAO : Mousson d'Afrique de l'Ouest
MCG : Modèle de circulation générale
MCGAO : Modèle de Circulation générale Atmosphère-Océan
MCR : Modèle de circulation régionale
JAS : période Juillet-Août-Septembre
JEA : Jet d'Est Africain
JET : Jet d'Est Tropical
JOST : Jet d'Ouest Sub-Tropical
MM3 : Multi-modèle issu des données CMIP3
MM5 : Multi-modèle issu des données CMIP5
NCEP : National Centers for Environmental Prediction
PCMDI : Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparaison
RCP : Representative Concentration Pathways
SRES : Special Report on Emission Scenarios
TSO : Température de Surface de l'Océan
WAWJ : West African Westerly Jet
ZCIT : Zone de Convergence InterTropicale

Table des figures

1	L'évolution des précipitations au Sahel	4
2	Anomalies moyennes de précipitations en JAS entre les périodes 2080-2099 (scénario A1B) et 1980-1999, figure du GIEC	6
1.1	Bilan radiatif global	10
1.2	Comparaison entre anomalies moyennes de la température de surface globale pour l'observation et les simulations	12
1.3	Relations entre les différents organismes impliqués dans le cadre du GIEC (de Taylor <i>et al.</i> , 2012).	13
1.4	Émissions mondiales en GES selon plusieurs scénarios du GIEC	14
1.5	Émissions fossiles et concentrations, scénario A1B	14
1.6	Comparaison des scénarios SRES et RCP	15
1.7	« Ceci n'est pas le climat »	16
1.8	Classification hiérarchique basée sur les corrélations des erreurs des modèles : indépendance des modèles	18
1.9	Précipitations moyenne (mm.jour ⁻¹) pour CRU (a), GPCP (b) et CMAP (c). . .	25
1.10	Rangs paramétriques et non-paramétriques de vingt-deux modèles CMIP3. . .	29
1.11	Calcul des cartes d'occurrences	31
1.12	Cycle de la mousson en Afrique de l'Ouest en janvier (a) et juillet (b).	33
1.13	Fréquence de l'occurrence moyenne et mensuelle de la présence de la DTS par points de grilles	34
1.14	Vent et force du vent (m.s ⁻¹) moyen pour juillet-septembre à 925, 600 et 200 hPa	36
1.15	Figure 4 de Haarsma <i>et al.</i> , 2005).	39
1.16	Figure de Maynard <i>et al.</i> , 2002)	40
1.17	Figure d'Hoerling <i>et al.</i> , 2006)	41
1.18	Figure de Held <i>et al.</i> , 2005).	41
1.19	Figure de Biassuti et Sobel, 2009)	42
1.20	Figure de Booth <i>et al.</i> , 2010)	43
1.21	Dipôle centre/ouest, Fontaine <i>et al.</i> , 2011a)	44
2.1	Précipitations moyennes (en mm.jour ⁻¹) pour la période JAS (1960-1999) pour les douze modèles CMIP3.	46
2.2	Évolution des anomalies de précipitations pour les modèles CMIP3, figure de Joly <i>et al.</i> (2007)	46
2.3	Localisation des sous-régions Sahel ouest (SO) et Sahel centre (SC).	64
2.4	Diagramme de Hovmöller des pluies moyennes (mm.jour ⁻¹)	65
2.5	Pluie moyenne (courbe noire; mm.jour ⁻¹), différences A1B-CTL de pluie (histogramme; mm.jour ⁻¹) et de barycentre (cercle et étoile; °nord) pour (a) l'ouest du Sahel et (b) le centre du Sahel.	66
2.6	Anomalies mensuelles des TSO (°C) calculées pour chaque mois par rapport à l'anomalie annuelle moyenne entre la période future et la période actuelle.	67

2.7	Différences de température ($^{\circ}\text{C}$) entre novembre et mai et entre A1B et CTL . .	68
2.8	ESH (a) LQ (b) CpT (c) en kJ.kg^{-1} à 850 hPa pour JAS et différences A1B-CTL pour l'ESH (e), LQ (f), CpT (g) et gZ (h).	70
2.9	Idem figure précédente, mais pour MJJ.	70
2.10	Profil vertical d'ESH (kJ.kg^{-1}) et de ses composantes latente (LQ), sensible (CpT) et géopotentielle (gZ) (kJ.kg^{-1}) pour CTL (région centre en noir et ouest en bleu) et différence A1B-CTL (centre en noir et ouest en rouge).	71
2.11	Vent moyen (m.s^{-1}) à 925, 850 et 700 hPa pour MJJ, JAS, SON, pour l'expérience CTL (1 ^{ère} , 3 ^e et 5 ^e colonnes) et pour A1B-CTL (2 ^e , 4 ^e et 6 ^e colonnes). Les valeurs significatives à $p=0,05$ avec un test de Student sont représentées par des aplats gris.	73
2.12	Flux d'humidité ($\text{g.kg}^{-1} * \text{m.s}^{-1}$) à 925, 850 et 700 hPa pour MJJ, JAS, SON, pour l'expérience CTL (1 ^{ère} , 3 ^e et 5 ^e colonnes) et pour A1B-CTL (2 ^e , 4 ^e et 6 ^e colonnes). Les valeurs significatives à $p=0,05$ avec un test de Student sont représentées par des aplats gris.	74
2.13	Coupe méridienne du vent (m.s^{-1}) pour MJJ, JAS et SON, pour CTL (1 ^{ère} et 4 ^e colonnes), A1B-CTL (2 ^e et 5 ^e colonnes)	76
2.14	Coupe zonale du vent (m.s^{-1}), moyenné entre 10° et 20° nord pour MJJ, JAS et SON et pour CTL (1 ^{ère} colonne), A1B-CTL (2 ^e colonne) et les occurrences (3 ^e colonne).	77
2.15	a, d) Vent zonal (m.s^{-1}), (b, e) humidité spécifique (g.kg^{-1}) et (c, f) température potentielle ($^{\circ}\text{K}$) pour le centre du Sahel en JAS (haut de la figure) et l'ouest du Sahel en MJJ (bas de la figure).	79
3.1	Indice de performance (I^2) pour les modèles individuels (cercles) et génération de modèles (une par ligne).	84
3.2	Pluie moyenne (mm.jour^{-1}) en JAS pour CMAP, les réanalyses xx ^e siècle, MM5, CRU et GPCP, pour JAS et 1979-1999. Différences MM5-CRU, MM5-GPCP et MM5-CMAP.	100
3.3	Précipitations moyennes (mm.jour^{-1}) pour le scénario historique (ligne noire continue) et les différences futur moins actuel (histogramme). Différences de la valeur en latitude ($^{\circ}$ nord) de la position du barycentre de la ceinture des pluies (ligne noire discontinue).	100
3.4	Anomalies mensuelles de précipitations (mm.jour^{-1}), d'avril à novembre, entre les périodes <i>futures</i> et <i>actuelles</i> . Cercles noirs : valeurs significatives selon un test de Student à $p=0,10$. . .	101
3.5	Vecteurs propres de l'ACP (1 ^{ère} et 2 ^{ème} composante) réalisée avec les données CRU (ligne A), MM5 (ligne B), CMAP (ligne C) et Réanalyses xx ^e siècle (ligne D) moyennes pour JAS. . . .	102
3.6	Droites de régression linéaire de l'indice ARPI calculé dans le CRU (MM5) et représenté par une ligne continue (discontinue) bleue (noire)	103
3.7	Anomalies de convergence des flux d'humidité (aplats colorés, en $10^{-4}\text{g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$) et flux d'humidité (vecteurs, en $\text{g.kg}^{-1} \text{m.s}^{-1}$) intégrés entre la surface et 850 hPa, pour les mois d'avril à novembre : différences entre périodes future et actuelle. .	105
3.8	Anomalies de la convergence des flux d'humidité (aplats colorés, en $10^{-4}\text{g.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$) et flux d'humidité (vecteurs, en $\text{g.kg}^{-1} \text{m.s}^{-1}$) intégrés entre 850 et 400 hPa pour les mois d'avril à novembre et entre les périodes future et actuelle	106
3.9	Intensité de la dépression thermique (épaisseur en mètres) conservée sur les points de grilles où les fréquences de valeurs fortes de LLAT sont le plus importantes, entre avril et novembre, pour la période actuelle (1 ^{ère} et 3 ^e colonnes). Différences entre les périodes future et actuelle (2 ^e et 4 ^e colonnes).	109
3.10	Résultats de l'analyse en composante principale de LLAT (moyenne JAS)	111
3.11	(a) Altitude géopotentielle à 500 hPa (mètres) et vent à 500 hPa (m.s^{-1}) moyen pour la période actuelle et JAS; (b) Différences <i>futures</i> moins <i>actuelles</i>	112

3.12	Circulation atmosphérique (moyennée entre 5 et 25° de latitude) entre 40° ouest et 120° est pour la période actuelle et JAS (a). Différence future moins actuelle (b) et cartes des occurrences (c)	113
3.13	Flux d'humidité de surface ($\text{g.kg}^{-1} * \text{m.s}^{-1}$) pour la période actuelle (ligne discontinue) et différences future moins actuelle (ligne continue)	115
3.14	Omega à 400 hPa (en Pa.s^{-1}) et flux d'humidité de surface (le vecteur en bas à gauche de la figure représente une échelle de $75 \text{ g.kg}^{-1} * \text{m.s}^{-1}$) pour les périodes (a) DFJ, (b) MAM, (c) JJA et (d) SON.	116
3.15	Différences future moins actuelle de la vitesse verticale à 400 hPa (en Pa.s^{-1}) et des flux d'humidité de surface pour les périodes (a) DFJ, (b) MAM, (c) JJA et (d) SON	117
3.16	(a) Valeurs d'Omega moyenné entre 0° et 36° est et 32 et 44° nord sur la Méditerranée pour la période actuelle entre mai à décembre (isolignes noires). Les différences future moins actuelle sont présentées en plages de couleur. (b) Omega moyen (Pa.s^{-1}) moyenné entre 0° et 25° est pour la période actuelle en SON. (c) Différences future moins actuelle d'Omega (Pa.s^{-1}), moyennées entre 0° et 25° en SON	117
3.17	Humidité spécifique intégrée ($\text{g.kg}^{-1} \text{ m.s}^{-1}$) entre 925 et 850 hPa au-dessus de la Méditerranée de janvier à décembre	118
3.18	Pluie moyenne en fonction du temps et de la latitude entre (a) 0 et 25° est, entre (b) 20° ouest et 0°. Intensité moyenne des pluies en fonction du temps pour (c) le Sahel centre et (d) le Sahel ouest.	119
3.19	Pluies moyennes journalières (mm.jour^{-1}) filtrées sur quinze jours, de chaque modèle pour (a-h) le centre et (i-p) l'ouest du Sahel pour la période <i>actuelle</i>	120
3.20	Différences future moins actuelle des pluies moyennées (mm.jour^{-1}) entre (a-h) 0 et 25° est et (i-p) 20° ouest et le méridien de Greenwich. Filtrage à quinze jours.	121
3.21	Fréquences pentadaires par classes pour (a) l'ouest et (d) le centre du Sahel. Pourcentages de pentades concernées (par rapport au nombre total de pentades) pour (b) l'ouest, puis (e) le centre. Pourcentage de cumul des précipitations par classes (par rapport au cumul total) pour (c) l'ouest et (f) le centre du Sahel.	123
3.22	Pourcentages du nombre de données par classe (par rapport au nombre total de données) pour (a) l'ouest et (d) le centre du Sahel et pour la période actuelle. Pourcentages par classe des cumuls (b-e) pour la période actuelle. Différences <i>future</i> moins <i>actuelle</i> des pourcentages de cumuls par classes (c-f)	123
4.1	Un décalage dans le timing de la mousson africaine ?	128
4.2	Exemple du calcul des dates de démarrage et de fin de la saison des pluies selon Liebmann <i>et al.</i> (2012)	130
4.3	Date (mois-jour) de démarrage (a), de retrait (b) et durée de la saison des pluies (en jours) (c). Date médiane sur la période 1979-1999. Données GPCP.	130
4.4	Dates médianes (mois-jours) de démarrage (colonne gauche de la figure), de retrait (colonne centrale) et durées de la saison des pluies (en jours, colonne droite) sur la période actuelle (1960-1999) avec le scénario « 20c3m ».	132
4.5	Différence <i>futures</i> moins <i>actuelles</i> pour les dates (en jours) de démarrage (colonne de gauche), de retrait (colonne centrale) et durées de la saison des pluies (colonne de droite). Le cercle positionne le centre du Sahel entre 10° et 25° est et entre 15° et 25° nord.	133
4.6	Illustrations du calcul des dates de démarrages et de fin de la saison des pluies suivant l'indice WAMOI	135
4.7	Dates de démarrage (numéro de la pentade) et fin de la saison des pluies sur l'ouest (a-b) et le centre du Sahel (c-d) entre 1979 et 2007	136

4.8	(a) Eau précipitable (kg.m^{-2}) et (b) convergence des flux d'humidité (en $10^{-6} \text{ g.kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) en valeurs moyennes journalières sur la période 1979-2007 pour chaque point de latitude compris entre 10°S et 45°N à partir du 1 ^{er} mai.	139
4.9	Différences tardives-précoces de pression de surface (Pa) et de vent à 925 hPa (m.s^{-1}) moyennées sur cinq jours à partir de trente jours avant t0 (date de fin de la saison des pluies) jusqu'à trente jours après t0. Seules les anomalies significatives de vent sont représentées et les anomalies de pression sont symbolisées par l'ajout de croix grises, selon un test de Student à $p=0,05$	141
4.10	Vent méridien moyen (m.s^{-1}) moyenné entre 0° et 25° de longitude et entre 10° et 20°N de latitude sur le Sahel centre.	142
4.11	Vent moyen (m.s^{-1}) à 925 hPa pour une année à fin tardive (précoce) représenté par des flèches rouges (bleues).	142
4.12	Différences tardives-précoces de température de surface ($^{\circ}\text{C}$) moyennées sur cinq jours à partir de trente jours avant t0 jusqu'à trente jours après t0. Les anomalies de températures sont symbolisées par l'ajout de croix grises, selon un test de Student à $p=0,05$	144
4.13	Omega à 400 hPa (en Pa.s^{-1}) pour une année moyenne précoce (lignes noires) et différences tardive-précoce (couleur) de t0-20 à t0-10 (a) et de t0+10 à t0+20 (b). Anomalies de convergence (en s^{-1} , couleur) et de vent (vecteur d'échelle 1 m.s^{-1} , plus foncé lorsque significatif) tardive-précoce de t0-20 à t0-10 (c) et de t0+10 à t0+20 (d). Hauteur géopotentielle (en m) moyenne pour une année précoce (lignes noires) et différences de hauteur géopotentielle tardive-précoce (couleur) pour t0-20 à t0-10 (e) et t0+10 à t0+20 (f).	146
4.14	Vent méridien moyen (m.s^{-1} , bleu) et différences précoce moins tardive (rouge) entre avril et décembre selon les modèles	147
4.15	Vent méridien moyen (m.s^{-1} , bleu) et différences <i>future</i> moins <i>actuelle</i> (rouge) entre avril et décembre selon les modèles	147
4.16	Précipitation et évolution des précipitations pour le modèle CORDEX canRCM4	148
4.17	Dates moyennes de démarrage (mois-jour) (a), de fin (b) et durées (c, en jours) de saisons des pluies pour la période <i>actuelle</i> . Différences <i>future-actuelle</i> pour les dates de démarrage (d), de fin (e) et les durées (f).	149
4.18	Schéma 1 : Baisse des précipitations à l'ouest du Sahel	156
4.19	Hausse des précipitations au Sahel centre	158

Liste des tableaux

1.1	Les modèles CMIP3, noms complets, centres de recherches, références et informations sur les forçages et sensibilité.	20
1.2	Flux d'ajustement et présence ou absence de dynamisme et d'interactivité de différents processus dans CMIP3.	21
1.3	Les modèles CMIP5, noms complets, centres de recherches, références et informations diverses.	22
4.1	Dates médianes de début et fin de saisons des pluies pour les périodes <i>actuelle</i> et <i>future</i> sur les zones centrale et ouest. Les écart-types sont donnés entre parenthèses à partir des données GPCP.	137
4.2	Nombre et pourcentage de modèles (sur sept modèles), simulant un démarrage ou une fin de saison des pluies plus tardif ou précoce à l'ouest et au centre du Sahel dans le futur par rapport à la période <i>actuelle</i>	138

Bibliographie

Adler R.F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P-P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin, E. Nelkin (2003), The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present), *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1147-1167.

Agier L., A. Deroubaix, N. Martiny, P. Yaka, A. Djibo and H. Broutin (2013), Seasonality of meningitis in Africa and climate forcing : aerosols stand out, *Journal of The Royal Society Interface*, 10(79), 11 p.

Ahlström, A., G. Schurgers, A. Arneth and B. Smith (2012), Robustness and uncertainty in terrestrial ecosystem carbon response to CMIP5 climate change projections, *Environmental Research Letters*, 7(4), 044008.

Alonge C.J., K.I. Mohr and W.K. Tao (2007), Numerical Studies of Wet versus Dry Soil Regimes in the West African Sahel, *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 102-116.

Aspliden C.I., Y. Tourre and J.B. Sabine (1976), Some Climatological Aspects of West African Disturbance Lines During GATE, *Monthly Weather Review*, 104(8), 1029-1035.

Bader J. and M. Latif (2003), The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2169-2172.

Berger A. (1978), Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(12), 2362-2367.

Berger A. (2001), Le climat et ses variations depuis l'origine de la Terre, in *L'environnement de la Terre Primitive*, M. Gargaud, D. Despois, J.P. Parisot (eds), pp. 131-162, Presses universitaires de Bordeaux, Pessac, France.

Betts A.K. and J.H. Ball (1995), The FIFE surface diurnal cycle climate, *Journal of Geophysical Research*, 100, 25679-25693.

Betts A.K. and J.H. Ball (1998), FIFE surface climate and site-average dataset 1987-89, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(7), 1091-1108.

Biasutti M. (2013), Forced Sahel rainfall trends in the CMIP5 archive, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, DOI : 10.1002/jgrd.50206, in press.

Biasutti M. and A.H. Sobel (2009), Delayed Sahel rainfall and global seasonal cycle in a warmer climate, *Geophys. Res. Lett.*, 36(23), L23707, doi :10.1029/2009GL041303.

Biasutti M., I.M. Held, A.H. Sobel and A. Giannini (2008), SST Forcings and Sahel Rainfall Variability in Simulations of the Twentieth and Twenty-First Centuries, *Journal of Climate*, 21(14), 3471-3486.

Boer G.J. and S.J. Lambert (2001), Second-order space-time climate difference statistics, *Climate Dynamics*, 17(2-3), 213-218.

Buontempo C. (2010), Climat sahélien : rétrospective et projections, Hadley Centre, révisé par Booth B., D. Rowell et W. Moufouna-Okia, Met Office Hadley Center, *Foreign and Commonwealth Office*, 20 p.

Brandt P., G. Caniaux, B. Bourlès, A. Lazar, M. Dengler, A. Funk, V. Hormann, H. Giordani and F. Marin (2011), Equatorial upper-ocean dynamics and their interaction with the West African monsoon, *Atmospheric Science Letters*, 12(1), 24-30.

Brohan P., J.J. Kennedy, I. Harris, S.F.B. Tett and P.D. Jones (2006), Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes : A new data set from 1850, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D12), D12106.

Camberlin P., S. Janicot and I. Poccard (2001), Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature : Atlantic vs. ENSO, *International Journal of Climatology*, 21(8), 973-1005.

Caminade C. and L. Terray (2010), Twentieth century Sahel rainfall variability as simulated by the ARPEGE AGCM, and future changes, *Climate Dynamics*, 35(1), 75-94.

Caminade C., L. Terray and E. Maisonnave (2006), West African monsoon response to greenhouse gas and sulphate aerosol forcing under two emission scenarios, *Climate Dynamics*, 26(5), 531-547.

Caniaux G., H. Giordani, J.-L. Redelsperger, F. Guichard, E. Key and M. Wade (2011), Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon in boreal spring and summer, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C4), C04003.

Charney J. G. (1975), Dynamics of deserts and drought in the Sahel, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(428), 193-202.

Chauvin F., R. Roehrig and J.-P. Lafore (2010), Intraseasonal Variability of the Saharan Heat Low and Its Link with Midlatitudes, *Journal of Climate*, 23(10), 2544-2561.

Chong M. and D. Hauser (1989), A Tropical Squall Line Observed during the COPT 81 Experiment in West Africa. Part II : Water Budget, *Monthly Weather Review*, 117, 728.

Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom and J. Testud (1987), A Tropical Squall Line Observed during the COPT 81 Experiment in West Africa. Part 1 : Kinematic Structure Inferred from Dual-Doppler Radar Data, *Monthly Weather Review*, 115, 670-694.

Christensen J.H, B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke,

A. Sarr, P. Whetton, (2007), Regional climate projections. In *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*, Cambridge University, Press : Cambridge.

Chylek P., J. Li, M.K. Dubey, M. Wang and G. Lesins (2011), Observed and model simulated 20th century Arctic temperature variability : Canadian Earth System Model CanESM2, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 11(8), 22893-22907.

Claussen M. (1997), Modeling bio-geophysical feedback in the African and Indian monsoon region, *Climate Dynamics*, 13(4), 247-257.

Collier M.A, S.J. Jeffrey, L.D. Rotstajn, K.K-H. Wong, S.M. Dravitzki, C. Moseneder, C. Hamalainen, J.I. Syktus, R. Suppiah, J. Antony, A. El Zeind, M. Atif, (2011), The CSIRO-Mk3. 6.0 Atmosphere-Ocean GCM : participation in CMIP5 and data publication, In *19th International Congress on Modelling and Simulation*, Perth, Australia, 12–16 December 2011, 2691-2697.

Collins M., S.F.B. Tett and C. Cooper (2001), The internal climate variability of HadCM3, a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, *Climate Dynamics*, 17(1), 61-81.

Collins W.D. *et al.* (2006), The Community Climate System Model Version 3 (CCSM3), *Journal of Climate*, 19(11), 2122-2143.

Collins W.J, N. Bellouin, M. Doutriaux-Boucher, N. Gedney, P. Halloran, T. Hinton, J. Hughes, C. D. Jones, M. Joshi, S. Liddicoat, G. Martin, F. O' Connor, J. Rae, C. Senior, S. Sitch, I. Totterdell, A. Wiltshire, S. Woodward (2011), Development and evaluation of an Earth-system model – HadGEM2, *Geoscientific Model Development Discussions*, 4(2), 997-1062.

Compo G.P., J.S. Whitaker and P.D. Sardeshmukh (2006), Feasibility of a 100-Year Reanalysis Using Only Surface Pressure Data, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(2), 175-190.

Compo G.P. *et al.* (2011), The Twentieth Century Reanalysis Project, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654), 1-28.

Cook K.H. (1999), Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation, *Journal of Climate*, 12(5), 1165-1184.

Cook K.H. (2008), Climate science : The mysteries of Sahel droughts, *Nature Geoscience*, 1(10), 647-648.

Cook K.H. and E.K. Vizy (2006), Coupled Model Simulations of the West African Monsoon System : Twentieth - and Twenty-First-Century Simulations, *Journal of Climate*, 19(15), 3681-3703.

Couvreux F., F. Guichard, O. Bock, B. Campistron, J.P. Lafore, and J.L. Redelsperger (2010), Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1), 159-173.

Covey C., K.M. AchutaRao, U. Cubasch, P. Jones, S.J. Lambert, M.E. Mann, T.J. Phillips

and K.E. Taylor (2003), An overview of results from the Coupled Model Intercomparison Project, *Global and Planetary Change*, 37(1-2), 103-133.

Cox P.M. (2000), Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model, *Nature*, 408, 184-187.

Cretat, J., B. Pohl, Y. Richard and P. Drobinski (2012), Uncertainties in simulating regional climate of Southern Africa : sensitivity to physical parameterizations using WRF, *Climate Dynamics*, 38(3-4), 613-634.

Delworth T.L. et al. (2006), GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part I : Formulation and Simulation Characteristics, *Journal of Climate*, 19(5), 643-674.

Diansky N.A. and E.M. Volodin (2002), Simulation of present-day climate with a coupled atmosphere-ocean general circulation model, *Izvestiya*, 38, 732-747.

Dorn W., K. Dethloff, A. Rinke and E. Roeckner (2003), Competition of NAO regime changes and increasing greenhouse gases and aerosols with respect to Arctic climate projections, *Climate Dynamics*, 21(5-6), 447-458.

Douville H., S. Conil, S. Tyteca and A. Voldoire (2007), Soil moisture memory and West African monsoon predictability : artefact or reality ?, *Climate Dynamics*, 28(7-8), 723-742.

Drobinski P., S. Bastin, S. Janicot, O. Bock, A. Dabas, P. Delville, O. Reitebuch and B. Sultan (2009), On the late northward propagation of the West African monsoon in summer 2006 in the region of Niger/Mali, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D9), D09108.

Druyan L.M. (2011), Studies of 21st-century precipitation trends over West Africa, *International Journal of Climatology*, 31(10), 1415-1424.

Dufresne J.-L. et al. (2012), Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5, *Climate Dynamics*, doi : 10.1007/s00382-012-1636-1, 64 p.

Eltahir E.A.B. and C. Gong (1996), Dynamics of wet and dry years in West Africa, *Journal of Climate*, 9(5), 1030-1042.

Emanuel K.A. (1995), On thermally direct circulations in moist atmospheres, *Journal of Atmospheric Sciences*, 52, 1529-1536.

Emanuel K.A., J. David Neelin and C.S. Bretherton (1994), On large-scale circulations in convecting atmospheres, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(519), 1111-1143.

FAO (2006), Food and Agriculture Organization of the United Nations. FAOSTAT Online Statistical Service, <http://faostat.fao.org>

Fekete B.M., C.J. Vörösmarty, J.O. Roads and C.J. Willmott (2004), Uncertainties in Precipitation and Their Impacts on Runoff Estimates, *Journal of Climate*, 17(2), 294-304.

Fink A.H. and A. Reiner (2003), Spatiotemporal variability of the relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D11), 4332.

Flaounas E., S. Janicot, S. Bastin and R. Roca (2012), The West African monsoon onset in 2006 : sensitivity to surface albedo, orography, SST and synoptic scale dry-air intrusions using WRF, *Climate Dynamics*, 38(3-4), 685-708.

Foley J.A., M.T. Coe, M. Scheffer and G. Wang (2003), Regime Shifts in the Sahara and Sahel : Interactions between Ecological and Climatic Systems in Northern Africa, *Ecosystems*, 6(6), 524-532.

Folland C.K., T.N. Palmer and D.E. Parker (1986), Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85, *Nature*, 320(6063), 602-607.

Fontaine B. et S. Janicot (1992), Wind-Field Coherence and Its Variations over West Africa, *Journal of Climate*, 5(5), 512-524.

Fontaine B. and N. Philippon (2000), Seasonal evolution of boundary layer heat content in the West African monsoon from the NCEP/NCAR reanalysis (1968–1998), *International Journal of Climatology*, 20(14), 1777-1790.

Fontaine B. and S. Louvet (2006), Sudan-Sahel rainfall onset : Definition of an objective index, types of years, and experimental hindcasts, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D20), D20103.

Fontaine B., S. Janicot and V. Moron (1995), Rainfall Anomaly Patterns and Wind Field Signals over West Africa in August (1958-1989), *Journal of Climate*, 8(6), 1503-1510.

Fontaine B., P. Roucou and S. Trzaska (2003), Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon : mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalysis, *Geophysical Research Letters*, 30(3), 1117-1120.

Fontaine B., P. Roucou and P.-A. Monerie (2011a), Changes in the African monsoon region at medium-term time horizon using 12 AR4 coupled models under the A1b emissions scenario, *Atmospheric Science Letters*, 12(1), 83-88.

Fontaine B., P. Roucou, M. Gaetani and R. Marteau (2011b), Recent changes in precipitation, ITCZ convection and northern tropical circulation over North Africa (1979–2007), *International Journal of Climatology*, 31(5), 633-648.

Fontaine B., M. Gaetani, A. Ullmann and P. Roucou (2011c), Time evolution of observed July-September SST-Sahel climate teleconnection with removed quasi-global effect (1900-2008), *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116, 17 p.

Fontaine B., P.-A. Monerie, M. Gaetani and P. Roucou (2011d), Climate adjustments over the African-Indian monsoon regions accompanying Mediterranean Sea thermal variability, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D23), D23122.

Fontaine B., J. Garcia-Serrano, P. Roucou, B. Rodriguez-Fonseca, T. Losada, F. Chauvin, S.

Gervois, S. Sijikumar, P. Ruti and S. Janicot (2010), Impacts of warm and cold situations in the Mediterranean basins on the West African monsoon : observed connection patterns (1979–2006) and climate simulations, *Climate Dynamics*, 35(1), 95-114.

Fyfe J.C. (2006), Southern Ocean warming due to human influence, *Geophysical Research Letters*, 33, L19701, doi :10.1029/2006GL027247.

Gaetani M., B. Fontaine, P. Roucou and M. Baldi (2010), Influence of the Mediterranean Sea on the West African monsoon : Intraseasonal variability in numerical simulations, *J. Geophys. Res.* , 115(D24), D24115, 17 p.

Garreaud R.D. (2001), Subtropical cold surges : regional aspects and global distribution, *International Journal of Climatology*, 21(10), 1181-1197.

Gastineau G., H. Le Treut and L. Li (2008), Hadley circulation changes under global warming conditions indicated by coupled climate models, *Tellus A*, 60(5), 863-884.

Giannini A. (2010), Mechanisms of Climate Change in the Semiarid African Sahel : The Local View, *Journal of Climate*, 23(3), 743-756.

Giannini A., R. Saravanan and P. Chang (2003), Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales, *Science*, 302(5647), 1027-1030.

Giannini A., M. Biasutti, I. Held and A. Sobel (2008), A global perspective on African climate, *Climatic Change*, 90(4), 359-383.

Gillett N.P., V.K. Arora, G.M. Flato, J.F. Scinocca and K. von Salzen (2012), Improved constraints on 21st-century warming derived using 160 years of temperature observations, *Geophysical Research Letters*, 39(1), L01704, 5 p.

Gillett N.P., F.W. Zwiers, A.J. Weaver, G.C. Hegerl, M.R. Allen and P.A. Stott (2002), Detecting anthropogenic influence with a multi-model ensemble, *Geophys. Res. Lett.* , 29(20), 1970, doi :10.1029/2002GL015836.

Giorgi F. and P. Lionello (2008), Climate change projections for the Mediterranean region, *Global and Planetary Change*, 63(2-3), 90-104.

Giorgi F., J. Christensen, M. Hulme, H. Von Storch, P. Whetton, R. Jones, L. Mearns, C. Fu, R. Arritt and B. Bates (2001), Regional climate information-evaluation and projections, *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*. Contribution of Working Group to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, JT et al.(eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, US, 881 p., ISBN : 0521 01495 6 .

Gleckler P.J., K.E. Taylor and C. Doutriaux (2008), Performance metrics for climate models, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D6), D06104.

Gong C. and E. Eltahir (1996), Sources of moisture for rainfall in West Africa, *Water Resources Research*, 32(10), 3115-3121.

Gordon C. (2000), The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, *Clim. Dyn.*, 16, 147-168.

Gordon H.B. *et al.* (2002), The CSIRO Mk3 Climate System Model, CSIRO *Atmospheric Research Technical Paper*, No. 60, 130 p.

Grist J.P. and S.E. Nicholson (2001), A Study of the Dynamic Factors Influencing the Rainfall Variability in the West African Sahel, *Journal of Climate*, 14(7), 1337-1359.

Grodsky S.A., J.A. Carton and S. Nigam (2003), Near surface westerly wind jet in the Atlantic ITCZ, *Geophys. Res. Lett.*, 30(19), 2009, doi : 10.1029/2003GL017867.

Gu G. and R.F. Adler (2004), Seasonal Evolution and Variability Associated with the West African Monsoon System, *Journal of Climate*, 17(17), 3364-3377.

Haarsma R.J., F.M. Selten, S.L. Weber and M. Kliphuis (2005), Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming, *Geophys. Res. Lett.*, 32(17), L17702, doi :10.1029/2005GL023232.

Hagos S.M. and K.H. Cook (2008), Ocean Warming and Late-Twentieth-Century Sahel Drought and Recovery, *Journal of Climate*, 21(15), 3797-3814.

Hagos S.M. and K.H. Cook (2009), Development of a Coupled Regional Model and Its Application to the Study of Interactions between the West African Monsoon and the Eastern Tropical Atlantic Ocean, *Journal of Climate*, 22(10), 2591-2604.

Hall N.M.J. and P. Peyrillé (2006), Dynamics of the West African monsoon, *J. Phys. IV France*, 139, 81-99.

Hastenrath S. (1984), Interannual variability and annual cycle- Mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector, *Monthly Weather Review*, 112(6), 1097-1107.

Hastenrath S. (1990), Decadal-scale changes of the circulation in the tropical atlantic sector associated with Sahel drought, *International Journal of Climatology*, 10(5), 459-472.

Hasumi H. and S. Emori (2004), K-1 Coupled GCM (MIROC) Description, *K-1 Technical Report*, No. 1, 34 p.

Hegerl G.C., F.W. Zwiers, P. Braconnot, N.P. Gillett, Y. Luo, J.A. Marengo Orsini, N. Nicholls, J.E. Penner and P.A. Stott (2007), Understanding and Attributing Climate Change. In *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 663-745.

Held I.M., T.L. Delworth, J. Lu, K.L. Findell and T.R. Knutson (2005), Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st Centuries, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(50), 17891-17896.

Herceg D., A. Sobel and L. Sun (2007), Regional modeling of decadal rainfall variability

over the Sahel, *Climate Dynamics*, 29(1), 89-99.

Hoerling M., J. Hurrell, J. Eischeid and A. Phillips (2006), Detection and Attribution of Twentieth-Century Northern and Southern African Rainfall Change, *Journal of Climate*, 19(16), 3989-4008.

Houghton J.T. *et al.* (2001), Climate Change 2001 : *The Scientific Basis*, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 94 p.

Houze R.A. Jr. and A.K. Betts (1981), Convection in GATE, *Rev. Geophys.* , 19(4), 541-576.

Houze R., S. Rutledge, M. Biggerstaff and B. Smull (1989), Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems, *American Meteorological Society Bulletin*, 70, 608-619.

Ibrahim B. (2012), *Caractérisation des saisons de pluies au Burkina Faso dans un contexte de changement climatique et évaluation des impacts hydrologiques sur le bassin du Nakanbé*, in LMD, edited, Thèse de doctorat.

Inatsu M., H. Mukougawa and S.-P. Xie (2000), Formation of subtropical westerly jet core in an idealized GCM without mountains, *Geophysical Research Letters*, 27(4), 529-532.

Janicot S., V. Moron and B. Fontaine (1996), Sahel droughts and Enso dynamics, *Geophys. Res. Lett.* , 23(5), 515-518.

Janicot S., S. Trzaska and I. Poccarrd (2001), Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations, *Climate Dynamics*, 18(3), 303-320.

Joly M. and A. Voldoire (2009), Influence of ENSO on the West African Monsoon : Temporal Aspects and Atmospheric Processes, *Journal of Climate*, 22(12), 3193-3210.

Joly M., A. Voldoire, H. Douville, P. Terray and J.-F. Royer (2007), African monsoon teleconnections with tropical SSTs : validation and evolution in a set of IPCC4 simulations, *Climate Dynamics*, 29(1), 1-20.

Jones P.D. and A. Moberg (2003), Hemispheric and Large-Scale Surface Air Temperature Variations : An Extensive Revision and an Update to 2001, *Journal of Climate*, 16(2), 206-223. Jones C.D. *et al.* (2011), The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations, *Geosci. Model Dev.* , 4(3), 543-570.

Jun M., R. Knutti and D.W. Nychka (2008), Local eigenvalue analysis of CMIP3 climate model errors, *Tellus A*, 60(5), 992-1000.

Jungclaus J.H., N. Keenlyside, M. Botzet, H. Haak, J.J. Luo, M. Latif, J. Marotzke, U. Mikolajewicz and E. Roeckner (2006), Ocean Circulation and Tropical Variability in the Coupled Model ECHAM5/MPI-OM, *Journal of Climate*, 19(16), 3952-3972.

Kamga A.F., G.S. Jenkins, A.T. Gaye, A. Garba, A. Sarr and A. Adedoyin (2005), Evaluating the National Center for Atmospheric Research climate system model over West Africa :

Present-day and the 21st century A1 scenario, *J. Geophys. Res.* , 110 :D03106 doi :10.1029/2004JD004689.

Kanamitsu M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J.J. Hnilo, M. Fiorino and G.L. Potter (2002), NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(11), 1631-1643.

Kass R.E. and A.E. Raftery (1995), Bayes Factors, *Journal of the American Statistical Association*, 90(430), 773-795.

Kiehl J.T. and K.E. Trenberth (1997), Earth's Annual Global Mean Energy Budget, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2), 197-208.

Kim S.J., G. Flato, G. Boer and N. McFarlane (2002), A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 1 : transient multi-decadal response, *Climate Dynamics*, 19(5-6), 515-537.

Knight J.R., C.K. Folland and A.A. Scaife (2006), Climate impacts of the Atlantic Multi-decadal Oscillation, *Geophys. Res. Lett.* , 33(17), L17706, doi :10.1029/2006GL026242.

Knight J.R., R.J. Allan, C.K. Folland, M. Vellinga and M.E. Mann (2005), A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate, *Geophysical Research Letters*, 32(20), L20708, doi :10.1029/2005GL024233.

Knutti R. (2010), The end of model democracy?, *Climatic Change*, 102(3-4), 395-404.

Knutti R. and J. Sedlacek (2012), Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections, *Nature Clim. Change*, advance online publication.

Knutti R., R. Furrer, C. Tebaldi, J. Cermak and G.A. Meehl (2010), Challenges in Combining Projections from Multiple Climate Models, *Journal of Climate*, 23(10), 2739-2758.

Koteswaram P. (1958), The Easterly Jet Stream in the Tropics, *Tellus*, 10(1), 43-57.

Krichak S.O., P. Alpert and T.N. Krishnamurti (1997), Interaction of topography and tropospheric flow — A possible generator for the Red Sea Trough?, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 63(3-4), 149-158.

Kröpelin S., D. Verschuren, A. M. Lézine, H. Eggermont, C. Cocquyt, P. Francus, J. P. Cazet, M. Fagot, B. Rumes, J. M. Russell, F. Darius, D. J. Conley, M. Schuster, H. von Suchodoletz, D. R. Engstrom (2008), Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara : The Past 6000 Years, *Science*, 320(5877), 765-768.

Lamb P.J. (1978), Case Studies of Tropical Atlantic Surface Circulation Patterns During Recent Sub-Saharan Weather Anomalies : 1967 and 1968, *Monthly Weather Review*, 106(4), 482-491.

Lamb P.J. (1978), Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Sub-Saharan weather anomalies, *Tellus*, 30(3), 240-251.

Lambert S.J. and G.J. Boer (2001), CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models, *Climate Dynamics*, 17(2-3), 83-106.

Lavaysse C., C. Flamant, S. Janicot, D. Parker, J. P. Lafore, B. Sultan and J. Pelon (2009), Seasonal evolution of the West African heat low : a climatological perspective, *Climate Dynamics*, 33(2), 313-330.

Le Barbé L., T. Lebel and D. Tapsoba (2002), Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950-90, *Journal of Climate*, 15(2), 187-202.

Le Treut H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson and M. Prather (2007), Historical Overview of Climate Change. In *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 93-127.

Lebel T. and A. Ali (2009), Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990-2007), *Journal of Hydrology*, 375(1-2), 52-64.

Lebel T., A. Diedhiou and H. Laurent (2003), Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D8), 8389, doi :10.1029/2001JD001580, 11 p.

Lebel T., D. J. Parker, C. Flamant, B. Bourlès, B. Marticorena, E. Mougin, C. Peugeot, A. Diedhiou, J. M. Haywood, J. B. Ngamini, J. Polcher, J. L. Redelsperger, C. D. Thorncroft (2009), The AMMA field campaigns : multiscale and multidisciplinary observations in the West African region, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1), 8-33.

Li W., R. Fu and R.E. Dickinson (2006), Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D2), D02111.

Liebmann B., I. Bladé, G.N. Kiladis, L. Carvalho, G.B. Senay, D. Allured, S. Leroux and C. Funk (2012), Seasonality of African Precipitation from 1996 to 2009, *Journal of Climate*, 25(12), 4304-4322.

Louvet S., B. Fontaine and P. Roucou (2003), Active phases and pauses during the installation of the West African monsoon through 5-day CMAP rainfall data (1979-2001), *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 2271-2275.

Lu J. and T.L. Delworth (2005), Oceanic forcing of the late 20th century Sahel drought, *Geophysical Research Letters*, 32(22), 1-5.

Marteau R., V. Moron and N. Philippon (2009), Spatial Coherence of Monsoon Onset over Western and Central Sahel (1950-2000), *Journal of Climate*, 22(5), 1313-1324.

Marti O. *et al.* (2006), The new IPSL climate system model : IPSL-CM4, Institut Pierre Simon Laplace des Sciences de l'Environnement Global IPSL Global Climate Modeling Group, *Note du Pôle de Modélisation* n°26, ISSN 1288-1619, Institut Pierre Simon Laplace des Sciences

de l'Environnement Global, IPSL Global Climate Modeling Group.

Martiny N. and I. Chiapello (2013), Assessments for the impact of mineral dust on the meningitis incidence in West Africa, *Atmospheric Environment*, 70(0), 245-253.

Mathon V., and H. Laurent (2001), Life cycle of the Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 377-406.

Mathon V., H. Laurent, and T. Lebel (2002), Mesoscale Convective System Rainfall in the Sahel, *Journal of Applied Meteorology*, 41(11), 1081-1092.

Maynard K.M., J.F.R. Royer and F.C. Chauvin (2002), Impact of greenhouse warming on the West African summer monsoon, *Climate Dynamics*, 19(5), 499-514.

Meehl G.A., C. Covey, B.L. McAvaney, M. Latif and R.J. Stouffer (2005), Overview of the coupled model intercomparison project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 89-93.

Meehl G.A., G.J. Boer, C. Covey, M. Latif and R.J. Stouffer (2000), The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(2), 313-318.

Meehl G.A., T. F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A. T. Gaye, J.M Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. M. Murphy, A. Noda, S.C.B Raper, I.G. Watterson, A. J. Weaver, Z.-C Zhao (2007), Global Climate Projections. In *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Meinshausen M., S. Smith, K. Calvin, J. Daniel, M. Kainuma, J. F. Lamarque, K. Matsumoto, S. Montzka, S. Raper, K. Riahi, A. Thomson, G. Velders, D. P. van Vuuren (2011), The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300, *Climatic Change*, 109(1), 213-241.

Min S.-K. and A. Hense (2006), A Bayesian approach to climate model evaluation and multi-model averaging with an application to global mean surface temperatures from IPCC AR4 coupled climate models, *Geophys. Res. Lett.*, 33(8), L08708, doi :10.1029/2006GL025779.

Mitchell T.D. and P.D. Jones (2005), An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *International Journal of Climatology*, 25(6), 693-712.

Mitchell T.D., T.R. Carter, P.D. Jones, M. Hulme and M. New (2004), *A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe : the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100)*, Tyndall Working Paper 55, Tyndall Centre, UEA, Norwich, UK. <http://www.tyndall.ac.uk>, 30 p.

Mohino E., S. Janicot and J. Bader (2011), Sahel rainfall and decadal to multi-decadal sea surface temperature variability, *Climate Dynamics*, 37(3), 419-440.

Monerie P.-A., P. Roucou and B. Fontaine (2012a), Mid-century effects of Climate Change on African monsoon dynamics using the A1B emission scenario, *International Journal of Climatology*, 33(4), 881-896.

Monerie P.-A., B. Fontaine and P. Roucou (2012b), Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D16), D16111.

Moron V. (1994), Guinean and sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly scales (1933–1990), *International Journal of Climatology*, 14(3), 325-341.

Murphy J.M., D.M.H. Sexton, D.N. Barnett, G.S. Jones, M.J. Webb, M. Collins and D.A. Stainforth (2004), Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations, *Nature*, 430(7001), 768-772.

Nesbitt S.W. and E.J. Zipser (2003), The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements, *Journal of Climate*, 16(10), 1456-1475.

Newell R.E. and J.W. Kidson (1984), African mean wind changes between sahelian wet and dry periods, *Journal of Climatology*, 4(1), 27-33.

Nicholson S.E. (2005), On the question of the "recovery" of the rains in the West African Sahel, *Journal of Arid Environments*, 63(3), 615-641.

Nicholson S.E. (2013), The West African Sahel : A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability, *ISRN Meteorology*, 2013, 32 p.

Nicholson S.E. and I.M. Palao (1993), A re-evaluation of rainfall variability in the sahel. Part I. Characteristics of rainfall fluctuations, *International Journal of Climatology*, 13(4), 371-389.

Nikulin G., C. Jones, P. Samuelsson, F. Giorgi, M.B. Sylla, G. Asrar, M. Büchner, O. Christensen, M. Déqué and J. Fernandez (2012), Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX–Africa regional climate simulations, *J. Climate*, 25(18), 6057-6078.

Okumura Y. and S.-P. Xie (2004), Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon, *Journal of Climate*, 17(18), 3589-3602.

Ozer P., M. Erpicum, G. Demarée and M. Vandiepenbeeck (2003), The Sahelian drought may have ended during the 1990s, *Hydrological Sciences Journal*, 48(3), 489-492.

Parker D.J., C.D. Thorncroft, R.R. Burton and A. Diongue-Niang (2005), Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(608), 1461-1482.

Patricola C.M. and K.H. Cook (2010), Northern African climate at the end of the twenty-first century : an integrated application of regional and global climate models, *Climate Dynamics*, 35(1), 193-212.

Patricola C.M. and K.H. Cook (2011), Sub-Saharan Northern African climate at the end

of the twenty-first century : forcing factors and climate change processes, *Climate Dynamics*, 37(5-6), 1165-1188.

Pennell C. and T. Reichler (2011), *On the Effective Number of Climate Models*, American Meteorological Society, Boston, MA, États-Unis, 10 p.

Philippon N. (2002), *Une nouvelle approche pour la prévision statistique des précipitations saisonnières en Afrique de l'Ouest et de l'Est : méthodes, diagnostics (1968-1998) et applications (2000-2001)*, Thèse de doctorat, 242 p.

Philippon N. and B. Fontaine (2002), The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons : a monsoon regulation by soil wetness?, *Ann. Geophys.*, 20(4), 575-582.

Phillips T.J. and P.J. Gleckler (2006), Evaluation of continental precipitation in 20th century climate simulations : The utility of multimodel statistics, *Water Resources Research*, 42(3), W03202, doi :10.1029/2005WR004313.

Pierce D.W., T.P. Barnett, B.D. Santer and P.J. Gleckler (2009), Selecting global climate models for regional climate change studies, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(21), 8441-8446.

Pincus R., C. Batstone, R. Hofmann, K. Taylor and P. Glecker (2008), Evaluating the present-day simulation of clouds, precipitation, and radiation in climate models, *J. Geophys. Res.*, 113, D14209, doi :10.1029/2007JD009334.

Plumb R.A. and A.Y. Hou (1992), The response of a zonally symmetric atmosphere to subtropical thermal forcing - threshold behavior, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(19), 1790-1799.

Pu B. and K.H. Cook (2010), Dynamics of the West African Westerly Jet, *Journal of Climate*, 23(23), 6263-6276.

Pu B. and K.H. Cook (2012), Role of the West African Westerly Jet in Sahel Rainfall Variations, *Journal of Climate*, 25(8), 2880-2896.

Raich F., N. Pinardi and A. Navarra (2003), Teleconnections between Indian monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean, *International Journal of Climatology*, 23(2), 173-186.

Ramel R., H. Gallée and C. Messenger (2006), On the northward shift of the West African monsoon, *Climate Dynamics*, 26(4), 429-440.

Randall D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichefet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R.J. Stouffer, A. Sumi, K.E. Taylor (2007), Climate Models and Their Evaluation. *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.

Rauthe M. and H. Paeth (2004), Relative Importance of Northern Hemisphere Circulation

Modes in Predicting Regional Climate Change, *Journal of Climate*, 17(21), 4180-4189.

Redelsperger J.-L., A. Diedhiou, C. Flamant, S. Janicot, J.-P. Lafore, T. Lebel, J. Polcher, G. Caniaux, P. de Rosnay and M. Desbois (2006), Amma, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine, *La Météorologie*, n°54, pp. 22-32.

Reichler T. and J. Kim (2008), How well do coupled models simulate today's climate?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(3), 303-311.

Richter I. and S.-P. Xie (2008), On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models, *Climate Dynamics*, 31(5), 587-598.

Roca R., J.-P. Lafore, C. Piriou and J.-L. Redelsperger (2005), Extratropical Dry-Air Intrusions into the West African Monsoon Midtroposphere : An Important Factor for the Convective Activity over the Sahel, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(2), 390-407.

Rockström J., C. Folke, L. Gordon, N. Hatibu, G. Jewitt, F. Penning de Vries, F. Rwehumbiza, H. Sally, H. Savenije and R. Schulze (2004), A watershed approach to upgrade rainfed agriculture in water scarce regions through Water System Innovations : an integrated research initiative on water for food and rural livelihoods in balance with ecosystem functions, *Physics and Chemistry of the Earth*, Parts A/B/C, 29(15-18), 1109-1118.

Roehrig R., F. Chauvin and J.P. Lafore (2011), 10-25-Day Intraseasonal Variability of Convection over the Sahel : A Role of the Saharan Heat Low and Midlatitudes, *Journal of Climate*, 24(22), 5863-5878.

Rotstayn L.D., M.A. Collier, M.R. Dix, Y. Feng, H.B. Gordon, S.P. O'Farrell, I.N. Smith and J. Syktus (2010), Improved simulation of Australian climate and ENSO-related rainfall variability in a global climate model with an interactive aerosol treatment, *International Journal of Climatology*, 30(7), 1067-1088.

Roux F. (1988), The West African Squall Line Observed on 23 June 1981 during COPT 81 : Kinematics and Thermodynamics of the Convective Region, *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, 406-426.

Roux F., J. Testud, M. Payen and B. Pinty (1984), West African squall-line thermodynamic structure retrieved from dual-Doppler radar observations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(21), 3104-3122.

Rowell D.P. (2003), The Impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian Rainfall Season, *Journal of Climate*, 16(5), 849-862.

Rowell D.P., C.K. Folland, K. Maskell and M.N. Ward (1995), Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906-92) : Observations and modelling, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(523), 669-704.

Rowell D.P., C.K. Folland, K. Maskell, J.A. Owen and M.N. Ward (1992), Modelling the influence of global sea surface temperatures on the variability and predictability of seasonal Sahel rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 19(9), 905-908.

Salas-Mélia D., F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, J.F. Gueremy, P. Marquet, S. Planton, J.F. Royer and S. Tyteca (2005), Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model, *CNRM Working Note*, 103, 36 p.

Santer B.D, K. E. Taylor, P. J. Gleckler, C. Bonfils, T. P. Barnett, D. W. Pierce, T. M. L. Wigley, C. Mears, F. J. Wentz, W. Brüggemann, N. P. Gillett, S. A. Klein, S. Solomon, P. A. Stott, M. F. Wehner (2009), Incorporating model quality information in climate change detection and attribution studies, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(35), 14778-14783.

Schewe J., A. Levermann and M. Meinshausen (2011), Climate change under a scenario near 1.5°C of global warming : monsoon intensification, ocean warming and steric sea level rise, *Earth Syst. Dynam.*, 2, 25-35.

Schmidt G.A. *et al.* (2006), Present-Day Atmospheric Simulations Using GISS ModelE : Comparison to In Situ, Satellite, and Reanalysis Data, *Journal of Climate*, 19(2), 153-192.

Schubert W., P. Ciesielski, D. Stevens and H.-C. Kuo (1991), Potential vorticity modeling of the ITCZ and the Hadley circulation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(12), 1493-1509.

Semazzi F.H.M., V. Mehta and Y.C. Sud (1988), An investigation of the relationship between sub-Saharan rainfall and global sea surface temperatures, *Atmosphere-Ocean*, 26(1), 118-138.

Seth A., M. Rojas and S. Rauscher (2010), CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American Monsoon, *Climatic Change*, 98(3-4), 331-357.

Shindell D.T., O.Pechony, A. Voulgarakis, G. Faluvegi, L. Nazarenko, J. F. Lamarque, K. Bowman, G. Milly, B. Kovari, R. Ruedy, G. A. Schmidt, (2013), Interactive ozone and methane chemistry in GISS-E2 historical and future climate simulations, *Atmos. Chem. Phys.* , 13(5), 2653-2689.

Skinner C.B., M. Ashfaq and N.S. Diffenbaugh (2012), Influence of Twenty-First-Century Atmospheric and Sea Surface Temperature Forcing on West African Climate, *Journal of Climate*, 25(2), 527-542.

Smagorinsky J. (1953), The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 79(341), 342-366.

Solomon S., D. Qin, Z. Manning, M. Chen, K. Marquis, M. Averyt, M.B. Tignor and H.L. Miller (2007), *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 996 p.

Spengler T. and R.K. Smith (2008), The dynamics of heat lows over flat terrain, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(637), 2157-2172.

Stephens D.S., B. Greenwood and P. Brandtzaeg (2007), Epidemic meningitis, meningococcaemia, and Neisseria meningitidis, *The Lancet*, 369(9580), 2196-2210.

Stephenson D.B., V. Pavan, M. Collins, M.M. Junge and R. Quadrelli (2006), North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate : a CMIP2 multi-model assessment, *Climate Dynamics*, 27(4), 401-420.

Stott P.A. (2000), External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings, *Science*, 290, 2133-2137.

Stott P.A., G.S. Jones, J.A. Lowe, P. Thorne, C. Durman, T.C. Johns and J.-C. Thelen (2006), Transient Climate Simulations with the HadGEM1 Climate Model : Causes of Past Warming and Future Climate Change, *Journal of Climate*, 19(12), 2763-2782.

Sultan B. and S. Janicot (2000), Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability, *Geophysical Research Letters*, 27(20), 3353-3356.

Sultan B. and S. Janicot (2003), The West African Monsoon Dynamics. Part II : The "Preonset" and "Onset" of the Summer Monsoon, *Journal of Climate*, 16(21), 3407-3427.

Sultan B., K. Labadi, J.-F. Guégan and S. Janicot (2005), Climate drives the meningitis epidemics onset in West Africa, *PLoS Medicine*, 2(1), 43-49.

Tanaka H.L., N. Ishizaki and A. Kitoh (2004), Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere, *Tellus A*, 56(3), 250-269.

Tarhule A. (2005), Damaging Rainfall and Flooding : The Other Sahel Hazards, *Climatic Change*, 72(3), 355-377.

Taylor K.E. (2001), Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, 106(D7), 7183-7192.

Taylor K.E., R.J. Stouffer and G.A. Meehl (2012), An Overview of CMIP5 and the Experiment Design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485-498.

Taylor C.M., E.F. Lambin, N. Stephenne, R.J. Harding and R.L.H. Essery (2002), The Influence of Land Use Change on Climate in the Sahel, *Journal of Climate*, 15(24), 3615-3629.

Thorncroft C.D. and M. Blackburn (1999), Maintenance of the African easterly jet, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(555), 763-786.

Ting M., Y. Kushnir, R. Seager and C. Li (2009), Forced and Internal Twentieth-Century SST Trends in the North Atlantic, *Journal of Climate*, 22(6), 1469-1481.

UNEP (2002), *Africa Environment Outlook - Past, present and future perspectives*, <http://www.grida.no/publications/other/aeo/?src=http://www.grida.no/aeo/french/031.htm>, 422 p.

Uppala S.M. et al. (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612), 2961-3012.

Van Ulden A., G. Lenderink, B. Hurk and E. Meijgaard (2007), Circulation statistics and climate change in Central Europe : PRUDENCE simulations and observations, *Climatic Change*,

81(1), 179-192.

Vischel T. and T. Lebel (2007), Assessing the water balance in the Sahel : Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2 : Idealized modeling of runoff sensitivity, *Journal of Hydrology*, 333(2-4), 340-355.

Vizy E.K. and K.H. Cook (2002), Development and application of a mesoscale climate model for the tropics : Influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D3), ACL 2-1-ACL 2-22.

Vizy E.K. and K.H. Cook (2009), A mechanism for African monsoon breaks : Mediterranean cold air surges, *J. Geophys. Res.* , 114(D1104), doi :10.1029/2008JD010654, 19 p.

Vizy E.K., K.H. Cook, J. Cretat and N. Neupane (2013), Projections of a Wetter Sahel in the 21st Century from Global and Regional Models, *Journal of Climate*, submitted.

Voldoire A. et al. (2012), The CNRM-CM5.1 global climate model : description and basic evaluation, *Climate Dynamics*, 1-31.

Volodin E.M., N.A. Dianskii and A.V. Gusev (2010), Simulating present-day climate with the INMCM4.0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations, *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* , 46(4), 414-431.

Wang G., E.A.B. Eltahir, J.A. Foley, D. Pollard and S. Levis (2004), Decadal variability of rainfall in the Sahel : results from the coupled GENESIS-IBIS atmosphere-biosphere model, *Climate Dynamics*, 22(6), 625-637.

Wise M., K. Calvin, A. Thomson, L. Clarke, B. Bond-Lamberty, R. Sands, S. J. Smith, A. Janetos and J. Edmonds (2009), Implications of limiting CO2 concentrations for land use and energy., *Science*, 324(5931), 1183-1186.

Xie P. and 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(11), 2539-2558.

Xoplaki E., J.F. González-Rouco, J. Luterbacher and H. Wanner (2003), Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs, *Climate Dynamics*, 20(7-8), 723-739.

Xue Y. and J. Shukla (1993), The Influence of Land Surface Properties on Sahel Climate. Part 1 : Desertification, *Journal of Climate*, 6(12), 2232-2245.

Yaka P., B. Sultan, H. Broutin, S. Janicot, S. Philippon and N. Fourquet (2008), Relationships between climate and year-to-year variability in meningitis outbreaks : A case study in Burkina Faso and Niger, *International Journal of Health Geographics*, 7(1), 34, doi :10.1186/1476-072X-7-34.

Yeh S.-W., Y.-G. Ham and J.-Y. Lee (2012), Changes in the Tropical Pacific SST Trend from CMIP3 to CMIP5 and Its Implication of ENSO, *Journal of Climate*, 25(21), 7764-7771.

Yukimoto S. and A. Noda (2002), Improvements of the Meteorological Research Institute Global Ocean-Atmosphere Coupled GCM (MRI-CGCM2) and its climate sensitivity, *CGER's Supercomputer Activity Report*, National Institute for Environmental Studies, Ibaraki, 305-0053 Japan, 6 p.

Yukimoto. S, H. Yoshimura, M. Hosaka, T. Sakami, H. Tsujino, M. Hirabara, T.Y. Tanaka, M. Deushi, A. Obata, H. Nakano, Y. Adachi, E. Shindo, S. Yabu, T. Ose, A. Kitoh, (2011), Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) – Model Description, *Technical Reports Of The Meteorological Research Institute*, No.64, 83 p.

Zeng N., J.D. Neelin, K.M. Lau and C.J. Tucker (1999), Enhancement of Interdecadal Climate Variability in the Sahel by Vegetation Interaction, *Science*, 286(5444), 1537-1540.

Zhang R. and T.L. Delworth (2006), Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes, *Geophysical Research Letters*, 33(17), L17712, doi :10.1029/2006GL026267.

Zheng X. and E.A.B. Eltahir (1998), The Role of Vegetation in the Dynamics of West African Monsoons, *Journal of Climate*, 11(8), 2078-2096.

Zhou T., R. Yu, H. Li and B. Wang (2008), *Ocean Forcing to Changes in Global Monsoon Precipitation over the Recent Half-Century*, American Meteorological Society, Boston, MA, États-Unis, 20 p.

Zickfeld K., M.G. Morgan, D.J. Frame and D.W. Keith (2010), Expert judgments about transient climate response to alternative future trajectories of radiative forcing, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(28), 12451-12456.

Table des matières

Introduction	3
1 Données, méthodes et état de l'art	9
1.1 Le changement climatique	9
1.1.1 Bilan radiatif et effet de serre	9
1.1.2 Changement climatique d'origine naturelle	10
1.1.3 Changement climatique d'origine anthropique	11
1.2 Données	12
1.2.1 GIEC et cadre international	12
1.2.2 Scénarios du GIEC	13
1.2.2.1 Les scénarios SRES	13
1.2.2.2 Les nouveaux scénarios RCP	15
1.2.3 Les modèles de climats	16
1.2.3.1 Représenter le climat	16
1.2.3.2 Sélection des modèles	17
1.2.3.3 Les modèles utilisés	18
1.2.4 Le projet Cordex	24
1.2.5 Réanalyses et observations	24
1.2.5.1 Les données de précipitations	25
1.2.5.2 Les réanalyses atmosphériques	26
1.3 Méthodes	27
1.3.1 La <i>garden party</i> – une analogie	27
1.3.2 Plusieurs méthodes possibles	27
1.3.3 La double approche du multimodèle et du « one model, one vote »	28
1.3.4 Périodes de référence (1960-1999 et 2031-2070) et calcul des anomalies . .	30
1.4 La mousson africaine en quelques mots	31
1.4.1 Les systèmes pluvio-gènes au sein de la mousson Africaine	31
1.4.2 Le cycle saisonnier	32
1.4.3 La variabilité de la pluviométrie	32
1.4.4 La dépression thermique saharienne (DTS)	33
1.4.5 La végétation	33
1.4.6 Interactions avec la circulation	34
1.4.7 Interactions avec les océans	37
1.5 Mousson et changement climatique	38
1.5.1 Forçage continentaux	38
1.5.2 Forçages océaniques	40
1.6 Peut-on tirer un signal cohérent des modèles de climat ? Le dipôle centre-ouest. .	42

2	Évolution future de la MAO selon les modèles CMIP3	45
2.1	Introduction	45
2.2	Article 1. Mid-century effects of Climate Change on African monsoon dynamics using the A1B emission scenario	47
2.2.1	Résumé	47
2.2.2	L'article	47
2.2.3	Travail additionnel	64
2.3	Un décalage dans la mousson africaine	65
2.3.1	Les précipitations	65
2.4	Les conditions de surface	66
2.4.1	Les Températures de Surface de l'Océan (TSO)	66
2.4.2	Le contenu en énergie de la mousson	69
2.5	La dynamique atmosphérique	72
2.5.1	Les champs de vents et de flux d'humidité	72
2.5.2	Les cellules de mousson	75
2.5.3	Le Jet d'Est Africain	78
2.6	Synthèse et discussion	80
3	Evolution future du contraste pluviométrique centre-ouest avec les modèles CMIP5.	83
3.1	Introduction	83
3.2	Résumé de l'article 2	85
3.3	Article 2. Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario	86
3.4	Un changement dans les précipitations	99
3.4.1	Validation des champs de précipitations CMIP5	99
3.4.2	Modification saisonnière des pluies sahéliennes	99
3.4.3	L'indice ARPI	102
3.5	La circulation atmosphérique	103
3.5.1	La dépression thermique saharienne	107
3.5.2	Les couches moyennes de l'atmosphère	112
3.5.3	La circulation cellulaire zonale	113
3.6	Le rôle de la Méditerranée	114
3.7	Évolution intrasaisonnière (échelle journalière)	119
3.7.1	Évolution temporelle des précipitations	119
3.7.2	La fréquence des jours de pluies	122
3.8	Synthèse et discussion	124
4	Débuts et fins de la saison des pluies	127
4.1	Introduction	127
4.2	Les dates de démarrage et de fin de saison des pluies	128
4.2.1	Le démarrage de la saison des pluies à l'échelle locale	129
4.2.2	Le démarrage à plus large échelle	134
4.3	La dynamique atmosphérique associée à la fin de la saison des pluies sur le Sahel central	138
4.3.1	Dans la couche de mousson	138
4.3.2	Dans les couches moyennes	145
4.4	La réponse des modèles globaux	146
4.4.1	Sur la période historique	146
4.4.2	Dans le futur, sous scénario RCP 4.5	147

4.5	La réponse d'un modèle régional CORDEX-AFRICA	148
4.6	Synthèse	150
	Conclusion	153
	Liste des acronymes	165
	Table des figures	167
	Table des tableaux	171
	Bibliographie	173