



HAL
open science

Le rôle des océans dans la variabilité climatique de la mousson africaine

Mathieu Joly

► **To cite this version:**

Mathieu Joly. Le rôle des océans dans la variabilité climatique de la mousson africaine. Sciences de la Terre. Université Paris-Est, 2008. Français. NNT : 2008PEST0264 . tel-00397206v2

HAL Id: tel-00397206

<https://theses.hal.science/tel-00397206v2>

Submitted on 31 Mar 2010

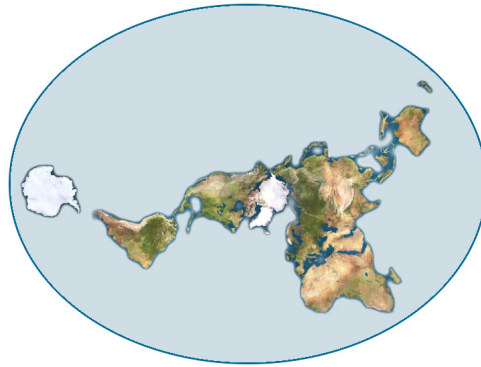
HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

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

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ PARIS-EST
École doctorale « ville et environnement »

Mathieu JOLY

**RÔLE DES OCÉANS
DANS LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE
DE LA MOUSSON AFRICAINE**



**Thèse dirigée par Serge JANICOT,
Jean-François ROYER, et Aurore VOLDOIRE.**

Thèse soutenue le 27 novembre 2008,
devant le jury composé de :

<i>Rapporteurs :</i>	M. Bernard FONTAINE	CRC
	M. Éric GUILYARDI	IPSL/LOCEAN
<i>Examineurs :</i>	M. Christophe CASSOU	CERFACS
	M. Pascal TERRAY	IPSL/LOCEAN
<i>Co-directeurs :</i>	M. Serge JANICOT	IPSL/LOCEAN
	M. Jean-François ROYER	CNRM/GAME
	M^{me} Aurore VOLDOIRE	CNRM/GAME

Remerciements

Un grand merci à tous ceux qui m'ont entouré pendant ces trois années !

Merci Aurore, d'avoir été ma principale interlocutrice au fil de ce parcours scientifique.

Merci Hervé, de m'avoir fait confiance dès mon stage de fin d'études, et de m'avoir toujours aidé quand j'en avais besoin.

Merci Jean-François, d'avoir écrit un sujet suffisamment vaste pour que je puisse y trouver mon chemin...

Merci Serge, d'avoir accepté d'être mon directeur de thèse « à distance ». Merci pour tes réponses toujours très rapides à mes requêtes, qu'elles soient scientifiques ou purement administratives !

Merci Éric, d'avoir parfaitement joué ton rôle de « parrain de FCPLR », malgré l'éloignement géographique pendant un an !

Merci Pascal, de nous avoir prêté STATPACK, logiciel grâce auquel les analyses statistiques prennent une certaine saveur de modernité. Merci pour tes conseils lors de la rédaction de mes premiers articles...

Merci à Sophie et à toute l'équipe CTI pour leur soutien informatique !

Un grand merci à Martin, avec qui j'ai partagé le bureau 294 pendant ces trois années studieuses. Merci pour ta présence, ton enthousiasme, et pour les discussions passionnantes, souvent tournées vers les montagnes, mais pas seulement !

Merci au trio Hervé–Fabrice–Virginie pour le périple en Casamance, dont je garde d'excellents souvenirs ! Merci aussi à tous les compagnons d'aventure lors des conférences : Martin et Aurélien bien sûr, mais aussi Virginie, et Malik...

Merci à tous les collègues du café matinal, en particulier celles (et ceux ?) qui le préparent. Merci à tous d'animer ce moment convivial !

Merci Marc, pour la relecture de mon deuxième article. Et merci maman, pour l'ultime « chasse aux coquilles » de ce mémoire...

Merci au jury, d'avoir accepté d'évaluer mon travail, et de s'être déplacé pour la soutenance !

Un grand merci, finalement, à tous les copains toulousains : complices de grimpe, de ski, ou de VTT... mais aussi de musique, que ce soit en duo, trio, ou quatuor !

Merci bien entendu à tous ceux que j'oublie de remercier ☺

Comme à l'accoutumée, je termine par l'essentiel... Merci Anne, d'avoir été à mes côtés, et de m'accompagner dans mon cheminement personnel !

Résumé

RÔLE DES OCÉANS DANS LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE DE LA MOUSSON AFRICAINE

Les océans expliquent une part importante de la variabilité des pluies de mousson en Afrique de l'ouest. Quels sont les mécanismes physiques de ces interactions océan-atmosphère ? Comment sont-elles reproduites par les modèles de climat ? Ces deux questions sont ici abordées, en séparant d'emblée les échelles de temps interannuelles et décennales, et en confrontant les simulations réalisées pour le 4^e rapport du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) aux données observées du xx^e siècle.

À l'échelle interannuelle, les anomalies de température à la surface du Pacifique équatorial, du golfe de Guinée, et de la Méditerranée sont statistiquement liées aux anomalies des pluies d'Afrique de l'ouest. La question de la stationnarité de ces liens au cours du xx^e siècle est brièvement abordée. Les mécanismes physiques sont ensuite appréhendés dans les réanalyses atmosphériques et dans les simulations couplées du GIEC. Pour comprendre le comportement du modèle du Centre national de recherches météorologiques (CNRM), différentes expériences de sensibilité sont réalisées en prescrivant à l'océan une tension de vent réanalysée, sur le Pacifique tropical ou sur tout globe. Une simulation atmosphérique avec des températures de surface prescrites est aussi utilisée pour discuter du rôle du couplage océan-atmosphère.

Étant donné le caractère saisonnier de la mousson africaine, le phasage temporel de la variabilité océanique doit être considéré avec attention. Dans les modèles couplés, les biais de l'El Niño–Southern Oscillation (ENSO) et de l'Atlantic Niño conduisent en effet à des interactions océan–mousson différentes de celles observées. À terme, une meilleure compréhension et simulation de la variabilité océanique et de ses influences pourrait permettre d'améliorer les scores de prévision saisonnière sur l'Afrique de l'ouest.

Mots-clés : CLIMAT – VARIABILITÉ – INTERANNUEL – DÉCENNAL – MOUSSON – AFRIQUE – SAHEL – TÉLÉCONNEXION – OCÉAN – ENSO – NIÑO – GUINÉE – MÉDITERRANÉE – MODÈLE – COUPLAGE – FORÇAGE – GIEC – CMIP – AMMA

Travaux effectués au sein du Groupe de météorologie de grande-échelle et climat (GMGEC) du Centre national de recherches météorologiques (CNRM), qui fait partie du GAME, Unité de recherche associée (URA 1357) constituée par le Centre national de la recherche scientifique (CNRS) et Météo-France.

Météo-France, CNRM/GMGEC
42 av. Gaspard Coriolis
31057 TOULOUSE cedex 1
France

✉ mathieu.joly@meteo.fr

Abstract

ROLE OF THE OCEANS IN THE CLIMATIC VARIABILITY OF THE AFRICAN MONSOON

The oceans explain an important part of the variability of monsoon rainfall over West Africa. What are the physical processes of those ocean–atmosphere interactions? How are they simulated by climate models? Both issues are addressed, by considering the interannual and decadal time-scales separately, and comparing the simulations performed for the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) to the 20th Century observation record.

At the interannual time-scale, sea surface temperature anomalies in the equatorial Pacific, the Gulf of Guinea, and the Mediterranean, are statistically linked to the West African monsoon rainfall. The stationnarity of those links is assessed over the 20th Century. The physical processes are then studied in the atmospheric reanalyses and in the IPCC coupled simulations. To understand the behaviour of the Centre national de recherches météorologiques (CNRM) model, various sensitivity experiments are carried out, with a reanalyzed wind-stress prescribed to the ocean model, over the tropical Pacific or over the global ocean. An atmospheric simulation with prescribed sea surface temperatures is also used, to discuss the role of the ocean–atmosphere coupling.

Given the seasonality of the West African monsoon, attention has to be paid to the phase-locking of the oceanic variability. In the coupled models, the biases of the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and of the Atlantic Niño lead indeed to ocean–monsoon interactions that are different from those observed. A better understanding and simulation of the oceanic variability and its influences could *in fine* enhance the seasonal forecasting skills over West Africa.

Keywords : CLIMATE – VARIABILITY – INTERANNUAL – DECADAL – MONSOON – AFRICA – SAHEL – TELECONNECTION – OCEAN – ENSO – NIÑO – GUINEA – MEDITERRANEAN – MODEL – COUPLING – FORCING – IPCC – CMIP – AMMA

This work was completed in the Groupe de météorologie de grande-échelle et climat (GMGEC) of the Centre national de recherches météorologiques (CNRM), which is part of the GAME, Unité de recherche associée (URA 1357) built up by the Centre national de la recherche scientifique (CNRS) and Météo-France.

Météo-France, CNRM/GMGEC
42 av. Gaspard Coriolis
31057 TOULOUSE cedex 1
France

✉ mathieu.joly@meteo.fr

Sommaire

Introduction	3
1 Climat, océans, et mousson africaine...	7
2 Données, modèles, et méthodes statistiques	29
3 Étude statistique des interactions océan–mousson	49
4 Rôle de l'ENSO : mécanismes et aspects temporels	85
5 Rôle des autres bassins à l'échelle interannuelle	135
Conclusion	163
Liste des acronymes	171
Liste des figures	173
Liste des tableaux	177
Bibliographie	179
Table des matières	193

Introduction

AU MOMENT d'écrire ces quelques lignes introductives, le numéro spécial du Bulletin of the American Society intitulé « *State of the climate in 2007* » vient de paraître. On peut y lire qu'à la surface émergée des continents, 2007 a été l'année la plus chaude enregistrée depuis la fin du XIX^e siècle. Bien que nos ancêtres hominidés ne soient plus là pour en témoigner (quel dommage !), on sait que le climat a varié au cours des glaciations de l'ère quaternaire. On sait aussi qu'il varie d'une année sur l'autre, sous l'effet d'éruptions volcaniques, d'événements El Niño ou La Niña dans le Pacifique, et de quantité d'autres interactions climatiques de grande-échelle. La température est l'un des facteurs essentiels de la vie sur terre, et ses fluctuations sont aujourd'hui étudiées avec beaucoup d'attention en raison du réchauffement climatique observé. La figure 1 illustre l'évolution récente des températures mesurées sur continent : le climat de notre planète n'est pas immuable...

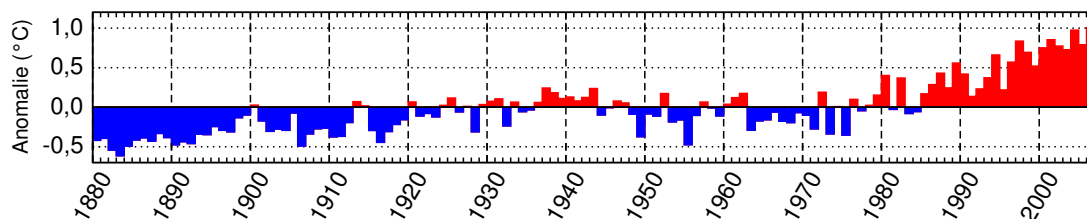


Figure 1 – Anomalies annuelles de la température à la surface des continents, relativement à la moyenne pour l'ensemble du XX^e siècle (indice calculé par la NOAA).

Certains esprits taquins pourront faire remarquer que l'été 2007 fut plutôt frais et humide pour une année record, du moins en France métropolitaine. C'est qu'en effet le climat connaît non seulement une forte variabilité *temporelle*, mais aussi *spatiale*. La figure 2 montre par exemple que le cumul des pluies observées pendant l'été 2007 présente des structures d'anomalies régionales. On remarquera en particulier que l'Afrique a connu des pluies plus abondantes que la normale au Sahel, à cette période de l'année qui correspond à la saison de mousson. Peut-on expliquer de telles anomalies ? Peut-on les prévoir ?

Comprendre la variabilité du climat est aujourd'hui une discipline à part entière. Face à la myriade de questions qui constellent son paysage scientifique, le climatologue doit apprendre à jongler avec les échelles spatio-temporelles, à jouer avec les outils statistiques, à explorer les données disponibles, et à tenter toutes sortes d'acrobaties avec les modèles numériques. Ce mémoire est en quelque sorte le carnet de route d'un apprenti-climatologue...

Parmi les objets qui nous entourent, il en est de plus ou moins beaux : la mousson africaine est indubitablement un bel objet. C'est un objet complexe, aux multiples facettes ; un objet précieux, vital pour les populations sub-sahariennes ; un objet d'inquiétude, dans le contexte menaçant du changement climatique ; et un objet fascinant, par la résistance qu'il offre aux scientifiques qui cherchent à en percer les secrets. Dans un système climatique dont toutes

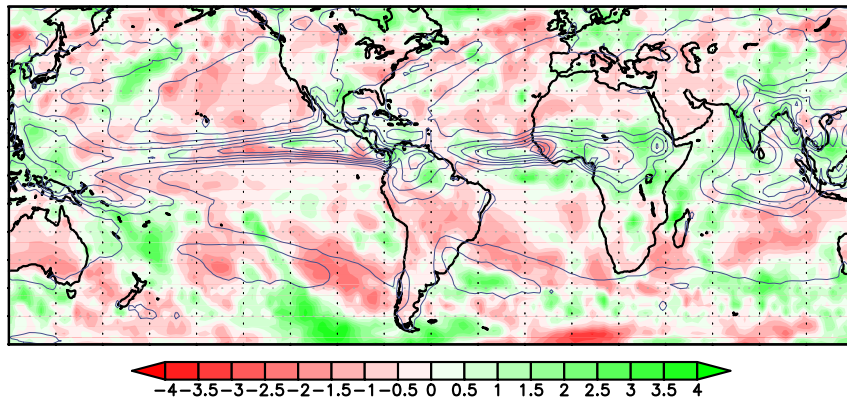


Figure 2 – Été 2007 : anomalies du cumul des pluies de juillet à septembre, relativement à la climatologie 1979–2007, en fraction de l'écart-type interannuel en chaque point du globe. La moyenne des pluies est aussi représentée à l'aide d'isolignes tous les 2 mm/j (données GPCP).

les composantes, en particulier l'océan et l'atmosphère, sont en perpétuelle interaction sous l'effet du rayonnement solaire, la mousson africaine est un bon exemple de *phénomène couplé*.

Comme pour toute étude climatique, deux questions intimement mêlées se posent d'emblée : ① Comment fonctionne le système de mousson *en moyenne* ? ② Comment expliquer sa *variabilité* autour de cet état moyen ? C'est ce second questionnement que nous allons privilégier. Nous allons voir qu'à la manière d'un kaléidoscope, la mousson africaine présente, selon l'angle de vue adopté, des aspects et des problématiques différents.

☞ Dans ce mémoire, nous allons nous intéresser à la variabilité aux échelles interannuelles à décennales, et nous allons nous concentrer sur le rôle des océans.



La mousson africaine est un phénomène climatique de l'été boréal. Pour les populations d'Afrique de l'ouest, c'est la saison des pluies, tant attendue par les agriculteurs, mais aussi redoutée du fait de la violence des phénomènes convectifs qui s'y produisent. Dans les régions sub-sahariennes, extrêmement arides, la mousson apporte de l'eau, et permet la vie... *Comprendre et prévoir* la variabilité climatique des pluies en Afrique de l'ouest présente donc des enjeux non seulement scientifiques, mais aussi socio-économiques, du fait des impacts sur les ressources en eau, la sécurité alimentaire, et la santé.

Les recherches sur la mousson africaine se sont considérablement intensifiées dans les années quatre-vingt-dix. Suite au projet européen WAMP (West African Monsoon Project, de 1998 à 2000), le projet AMMA (Analyses multidisciplinaires de la mousson africaine) a été mis en place pour fédérer les efforts des différentes disciplines impliquées dans la compréhension de la mousson africaine et de sa variabilité. AMMA, par sa structure internationale et multidisciplinaire, devrait permettre de progresser dans la compréhension des interactions, à la fois entre les différentes composantes du système de mousson (océan, atmosphère, surface) ; ainsi qu'entre les différentes échelles spatiales (planétaire, synoptique, convective) et temporelles (du multidécennal à l'intra-saisonnier) mises en jeu. Cette thèse s'inscrit pleinement dans la dynamique stimulante du projet AMMA, et participe à l'implication du CNRM/GAME au Working Group 1 : « *West African Monsoon and Global Climate* ».



Avec l'avènement de l'informatique, les modèles numériques sont rapidement devenus un outil incontournable pour le climatologue. Comme les données observées sont insuffisantes pour décrire et comprendre le climat du xx^e siècle, les modèles numériques permettent en

effet des « reconstitutions historiques » des états passés de l'atmosphère : les réanalyses. Les modèles permettent par ailleurs de « jouer » avec le climat, en effectuant toutes sortes d'expériences qui seraient impossibles dans la nature. Ils aident en outre à prévoir l'évolution probable du système climatique à plus ou moins longue échéance.

Les simulations réalisées par des laboratoires du monde entier pour le 4^e rapport du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) sont une excellente occasion de tester, dans le cadre du projet AMMA, la capacité actuelle des modèles couplés océan-atmosphère à simuler la variabilité climatique de la mousson africaine. Comme les océans jouent un rôle essentiel aux différentes échelles temporelles et spatiales, on peut espérer qu'à terme, une meilleure compréhension des interactions océan-mousson permette d'améliorer la prévision saisonnière et les projections climatiques pour l'Afrique. . .

* * *

Ce mémoire est composé de cinq chapitres :

- **Introductif, le chapitre 1** invite à un rapide voyage au sein de la machine climatique, et décrit brièvement la mousson africaine et sa variabilité. En filigrane, le lecteur se verra rappeler l'importance des océans pour le climat et pour la mousson, point focal de ce travail de thèse. La dernière partie du chapitre propose une terminologie des interactions océan-atmosphère à l'échelle climatique.
- Si le premier chapitre tient lieu d'esquisse, **le chapitre 2** met en place les fondations de l'ouvrage. Sont d'abord présentées les « matières premières », produits dérivés des données observées *in situ* ou issus de la simulation numérique ; puis les « outils », traitement du signal et techniques statistiques, sans trop s'attarder sur les aspects théoriques. Les modèles couplés océan-atmosphère sont au cœur de ce travail : ce chapitre présente différents protocoles expérimentaux, et décrit en détail celui que nous avons appliqué au modèle de climat du CNRM.
- Le **chapitre 3** entre dans le vif du sujet, et propose une étude des liens statistiques entre la variabilité de la mousson africaine et celle des océans, en distinguant d'emblée les échelles interannuelles et décennales, et en comparant les liens observés à ceux simulés par les modèles couplés du GIEC. Outre un état des lieux des interactions océan-mousson observées et simulées, ce chapitre va permettre d'affiner la problématique de notre étude et d'en justifier les choix.
- Le **chapitre 4** est entièrement consacré au rôle du Pacifique équatorial. L'El Niño-Southern Oscillation (ENSO) présente un déroulement temporel dont il faut tenir compte lorsque l'on étudie son influence sur la mousson. Ces aspects temporels vont donc être notre fil d'Ariane dans la découverte de la téléconnexion ENSO et de ses mécanismes. Pour comprendre le comportement du modèle du CNRM, des expériences de sensibilité ont été réalisées en prescrivant à l'océan des données de tension de vent sur tout ou partie du globe.
- Le **chapitre 5** examine le rôle des bassins autres que le Pacifique équatorial. Les mécanismes des deux principales interactions – avec le golfe de Guinée et avec la Méditerranée – vont être analysés en détail. Comparer les réanalyses aux simulations du CNRM et du GIEC va compléter notre tableau des interactions simulées par les modèles couplés actuels.

La conclusion, traditionnellement bipartite, est composée d'une synthèse et de perspectives : constat de finitude pour ce mémoire et fenêtre ouverte sur d'autres horizons. . .

Chapitre 1

Climat, océans, et mousson africaine...

*Comme on distingue les climats par les degrés de latitude,
on pourrait les distinguer, pour ainsi dire, par les degrés de sensibilité.
J'ai vu les opéras d'Angleterre et d'Italie :
ce sont les mêmes pièces et les mêmes acteurs ;
mais la même musique produit des effets si différents sur les deux nations,
l'une est si calme et l'autre si transportée, que cela paraît inconcevable.
Montesquieu, De l'esprit des lois.*

1.1 Brève description de la terre et de son climat

EN OBSERVANT l'ombre portée de la Terre lors des éclipses de Lune, les Grecs anciens, qui étaient de bons géomètres, se sont convaincus que la Terre était une sphère au centre de l'Univers. Lors de leurs voyages, ils ont aussi observé que la faune et la flore changent en fonction de l'inclinaison des rayons du soleil. Ainsi, le mot « climat » tient sa racine latine du mot grec *κλιμα*, qui signifie « inclinaison », et était utilisé pour décrire la course apparente du soleil. *κλιμα* peut donc être aussi traduit par « latitude » ...

Au XIX^e siècle, le dictionnaire Littré propose la définition suivante, « Climat : l'espace compris, sur la mappemonde et les cartes géographiques, entre deux cercles parallèles à l'équateur terrestre. Par extension, une étendue de pays dans laquelle la température et les autres conditions de l'atmosphère sont partout à peu près identiques ».

Encore aujourd'hui, la notion de climat n'a pas la même acception selon que l'on adopte le point de vue du géographe, du botaniste, ou du météorologue... Au début du XX^e siècle, Vladimir P. Köppen propose par exemple une définition qui concilie météorologie et biologie : « Le climat est l'ensemble des conditions atmosphériques qui rendent un lieu de la surface terrestre plus ou moins habitable pour l'homme, les animaux et les plantes ». De cette définition découle la classification à laquelle Köppen a travaillé toute sa vie.

La définition que nous allons préférer dans le cadre de ce mémoire, est celle que l'on trouve dans le glossaire du dernier rapport du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) : « *Climate in a narrow sense is usually defined as the average weather, or more rigorously, as the statistical description in terms of the mean and variability of relevant quantities over a period of time ranging from months to thousands or millions of years. The classical period for averaging these variables is 30 years, as defined by the World Meteorological Organization [...] Climate in a wider sense is the state, including a statistical description, of the climate system* ».

Dans les paragraphes qui suivent, nous allons brièvement décrire la « planète bleue » et le fonctionnement de la machine atmosphérique.

1.1.1 La planète Terre



Si la Terre était une pomme, l'atmosphère en serait la peau... Représenter le globe terrestre tout en conservant approximativement les proportions, comme le propose la figure 1.1, permet de relativiser l'épaisseur de la troposphère, notre lieu de vie. La figure 1.1 propose par ailleurs une carte du relief de la croûte terrestre, sur continent et au fond des océans. Les couleurs ont été modifiées de façon à ce que l'altitude et la profondeur soient représentées en valeurs absolues par rapport au niveau de la mer. Les océans sont très profonds (3800 mètres en moyenne), et les continents peu élevés (800 mètres en moyenne). Les couleurs sombres sont donc l'apanage des fonds océaniques, et anecdotiquement de l'Himalaya et des Andes. Ainsi recolorée, cette carte met aussi en valeur le « continent maritime » au niveau de l'Indonésie, région d'îles, de péninsules, et de fonds océaniques peu profonds.

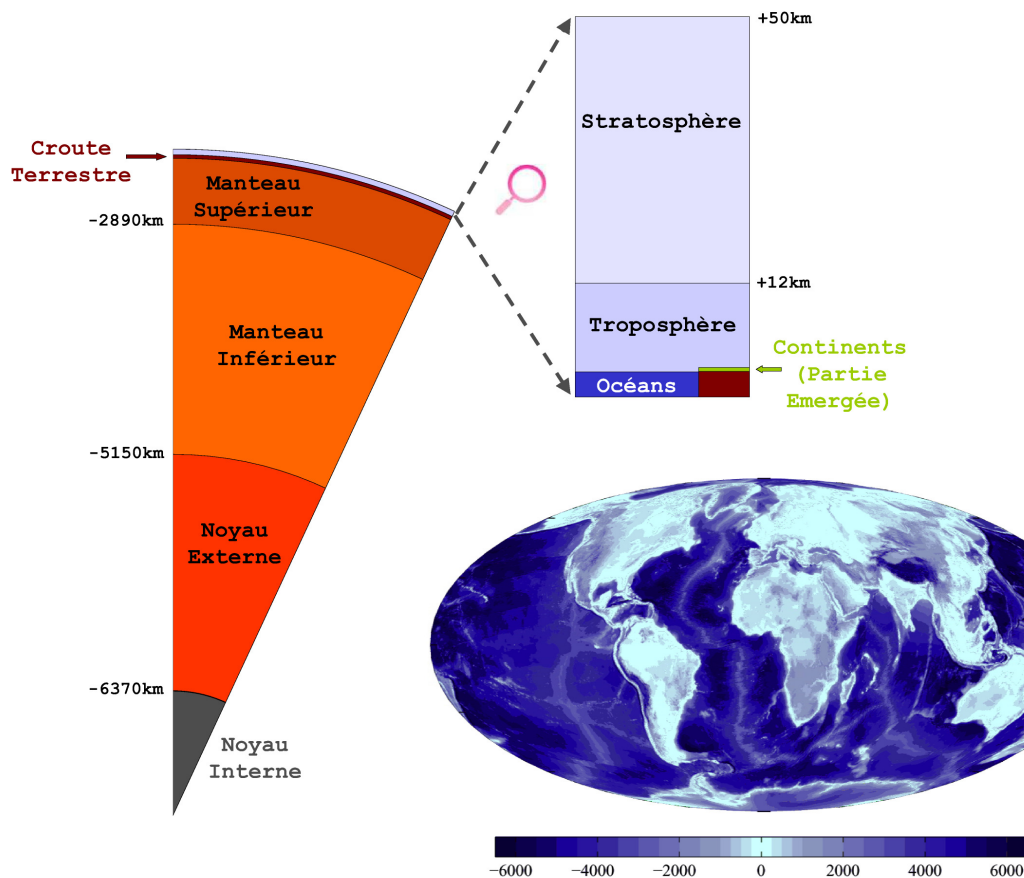


Figure 1.1 – Coupe de la Terre « à l'échelle » et topographie de sa surface.

Il n'est pas donné à tout le monde d'aller faire un tour dans l'espace pour contempler la Terre... À défaut, le commun des mortels peut partir à la découverte du globe tout en restant chez soi. Bienvenue dans le monde merveilleux des cartes : ce mémoire en contient un certain nombre ! Notre planète étant à peu près ronde, les géographes ont inventé toutes sortes de « projections » pour tenter de réaliser l'impossible quadrature du globe... Pour le navigateur, muni de son compas, la question ne se pose pas : c'est la projection de Mercator qu'il va

mettre dans sa malle, car elle est « conforme », elle conserve les angles. Mais pour le géographe, la question est épineuse : projeter le globe sur un planisphère c'est choisir un *point de vue*. La projection de Mercator, par exemple, donne trop d'importance aux hautes latitudes. On obtient en effet un Groenland de surface comparable à l'Afrique (fig. 1.2), alors qu'en réalité l'Afrique est 14 fois plus étendue ! Quant à l'Antarctique...

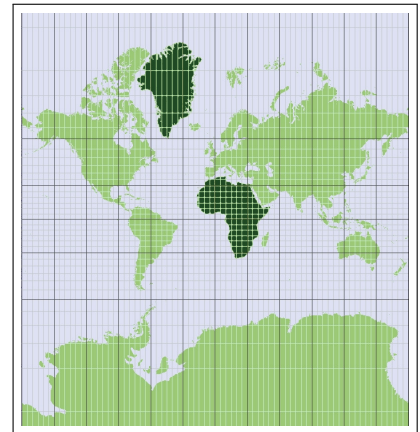


Figure 1.2 – Projection de Mercator.

1.1.2 Géographie des océans

*Océanos est le fils d'Ouranos et de Gaia,
l'époux de Téthys, elle-même divinité de l'eau,
et le père de tous les fleuves, des Océanides,
et des quelque trois mille génies des rivières.*
D'après la Théogonie d'Hésode.

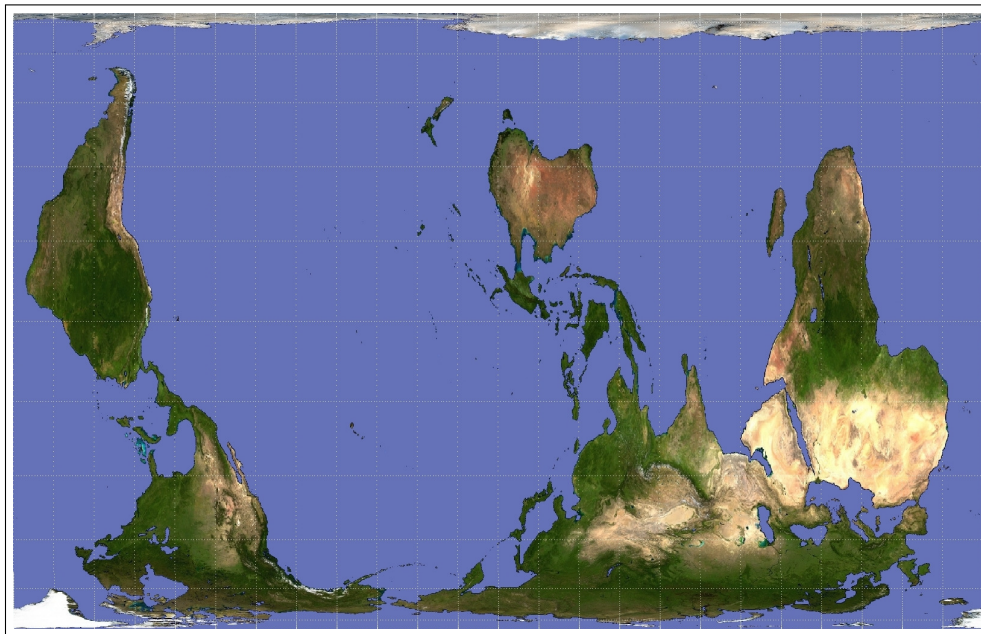


Figure 1.3 – La « planète bleue » en projection équivalente.

La planète Terre est assez mal nommée, puisque les terres émergées ne représentent que 26% de sa surface. Comment représenter cette omniprésence des eaux salées ? Certainement pas à l'aide d'une projection de Mercator ! La figure 1.3 propose une vision plus équitable du monde... C'est une projection de Peters, que nous avons renversée et centrée sur la ligne de changement de date (comme pour une projection de Hobo-Dyer). La projection de Peters fait partie des projections cylindriques « équivalentes », qui conservent les surfaces, d'où une bonne représentation des proportions, au détriment des formes. Grâce à un simple changement de repère, la surface couverte par le Pacifique devient alors saisissante, et beaucoup plus réaliste qu'avec la projection de Mercator (fig. 1.2).

En réalité, aucune projection ne peut être complètement fidèle : le choix est bel et bien subjectif¹. Ce sont par exemple les anglais qui, à l'époque coloniale, ont choisi de positionner le méridien zéro à Greenwich, plaçant ainsi l'Europe au centre du monde... Quant au choix de mettre le sud en haut de la figure 1.3, il a ici pour objectif de mettre en valeur les océans, qui couvrent 81% de l'hémisphère sud. On remarquera au passage qu'un tiers des surfaces continentales est désertique (zones claires sur la fig. 1.3).

Par le volume d'eau qu'il représente (97% de l'hydrosphère), et par l'énergie qu'il emmagasine et transporte, l'océan mondial est un acteur essentiel du climat de notre planète. En effet, l'océan n'est pas une masse d'eau inerte : à toute échelle cette eau est en mouvement. La figure 1.4 illustre les grands courants que l'on observe en moyenne à la surface des océans. À grande-échelle, ces courants connaissent plusieurs contraintes essentielles. L'inégale répartition du rayonnement solaire, la rotation de la Terre, ainsi que les vents en surface et la forme des continents, sont à l'origine de la formation de « gyres ». Plus en profondeur, les variations de température et de salinité entraînent des changements de densité, et donc des mouvements de masses d'eau, à des échelles de temps plus lentes qu'en surface.

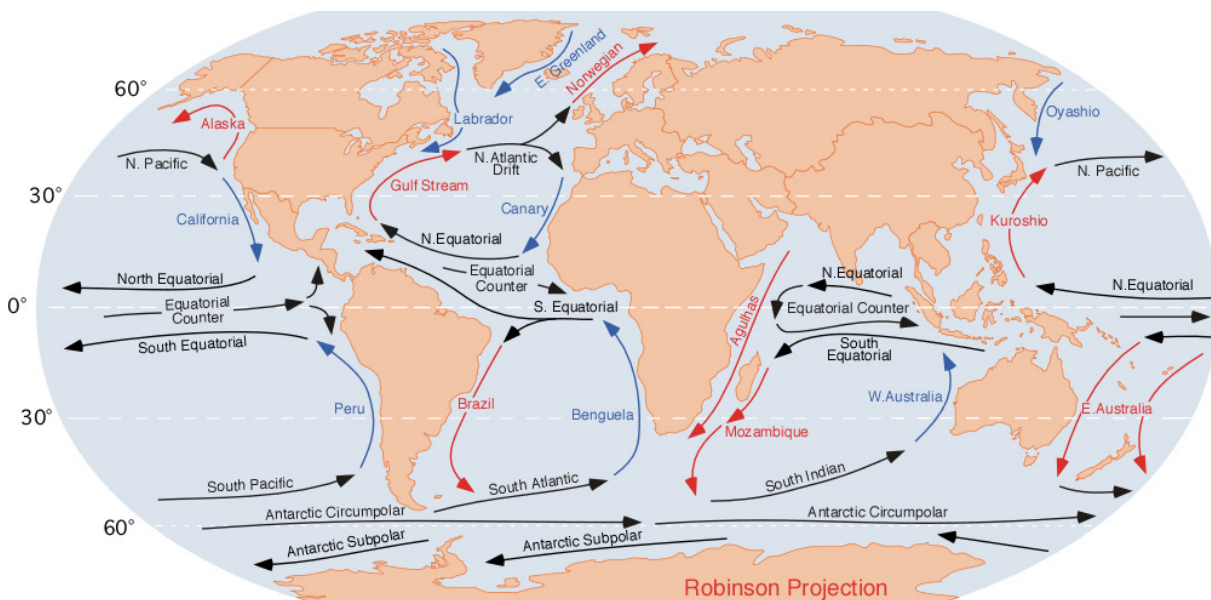


Figure 1.4 – Courants de surface (d'après <http://www.physicalgeography.net/>). Les courants chauds sont indiqués en rouge, et les courants froids en bleu.

Qui dit circulation moyenne, dit écarts à cette circulation, et donc *variabilité*. La variabilité océanique est très liée à la variabilité atmosphérique, en particulier sous les tropiques. Nous avons vu que le vent est capable d'entraîner des courants de surface ; on imagine donc aisément qu'une anomalie du vent à grande-échelle peut contribuer à perturber l'état moyen de l'océan de surface. Inversement, l'océan, par sa forte capacité thermique est une source de chaleur et d'humidité essentielle pour la convection. L'énergie thermique disponible et mise en jeu est concentrée dans une couche de mélange, chaude et peu profonde, séparée des eaux abyssales par la « thermocline », région où la température diminue fortement avec la profondeur.

La capacité thermique de l'océan étant à peu près 1000 fois plus grande que celle de l'atmosphère, l'océan joue un rôle essentiel pour le climat et son évolution. Pourtant, océan et atmosphère ne sont pas les seuls acteurs du climat...

¹La plupart des cartes de ce mémoire utilisent une projection cylindrique équidistante.

1.1.3 Le système climatique

Comme l'illustre la figure 1.5, le système climatique est une machine complexe, constituée de sous-systèmes qui interagissent entre eux. Il est d'usage de distinguer cinq composantes : l'atmosphère, l'hydrosphère (océans et autres étendues d'eau), les surfaces continentales, les surfaces enneigées ou englacées, et la biosphère (tous les êtres vivants). L'atmosphère est une composante essentielle pour l'humanité : la troposphère, qui totalise 90% de sa masse, est tout à la fois l'air que l'on respire, le temps qu'il fait, et le théâtre de nos activités.

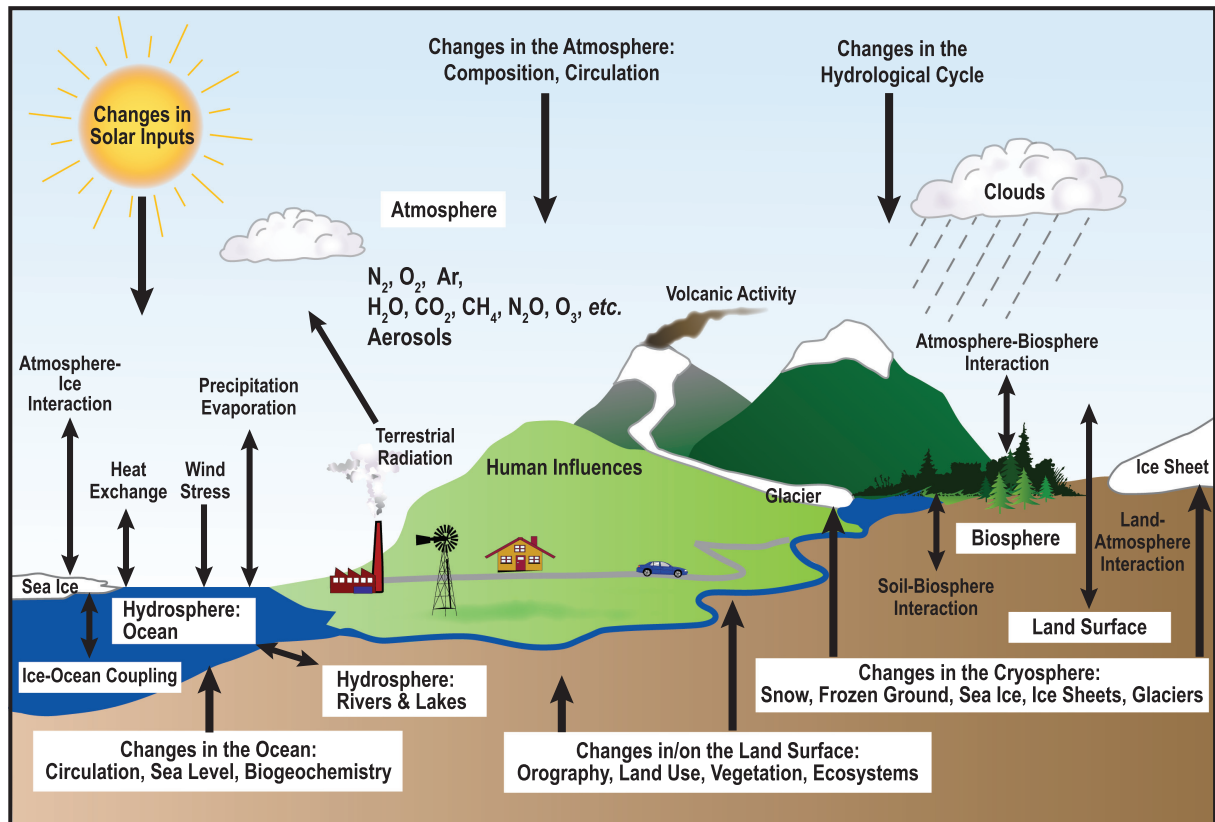


Figure 1.5 – Composantes du système climatique, processus, et interactions (issu du 4^e rapport du GIEC).

Les fluctuations du climat résultent d'une dynamique *interne*, les interactions entre les différentes composantes, et de changements *externes*, que l'on appelle des forçages. Ces forçages comprennent des phénomènes naturels, comme les variations solaires ou les éruptions volcaniques, mais aussi des changements dans la composition de l'atmosphère, dont l'homme est en partie responsable.

Les masses d'eau et les masses d'air se meuvent à la surface de la Terre. Comme tout mouvement suppose une source d'énergie, dans le cas de notre planète, l'énergie vient essentiellement du soleil. Cette énergie n'est pas répartie équitablement en tout point de l'atmosphère et varie avec les saisons ; d'où des circulations de grande-échelle et des contributions directes ou indirectes de toutes les composantes du système climatique pour tenter de rétablir un équilibre énergétique. Cet équilibre n'est en réalité jamais atteint : circulation moyenne et régimes transitoires contribuent perpétuellement au fonctionnement de la machine climatique. . .

1.1.4 Dynamique du climat actuel

La Terre reçoit du soleil en moyenne 340 W/m^2 . Environ 30% de cette énergie est directement réfléchi par l'atmosphère et renvoyée dans l'espace. L'atmosphère, assez transparente au rayonnement solaire, n'en absorbe que 20%. Les 50% restants atteignent la surface de la Terre, où ils sont absorbés (32% par l'océan et 18% par les continents). Une part de l'énergie absorbée par la surface est restituée à l'atmosphère, qui finalement se trouve alimentée à 30% directement par le soleil, à 25% par les continents, et à 45% par l'océan (rayonnement et évaporation).

Cette vision *intégrée* du bilan radiatif de la Terre cache une réalité plus contrastée. Non seulement l'énergie reçue du soleil est plus importante à l'équateur qu'aux pôles, en raison de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à son plan de rotation autour du soleil, mais en plus cette distribution varie saisonnièrement. Par ailleurs, l'atmosphère reçoit plus d'énergie en surface qu'en altitude, et pour couronner le tout... la Terre tourne! La rotation de la Terre est en effet un élément essentiel de la circulation des fluides mis en mouvement par les déséquilibres radiatifs.

Du fait de ces multiples contraintes physiques, la réponse du système climatique est différente selon la latitude, et il est commode de distinguer les tropiques, des moyennes et hautes latitudes, où les phénomènes météorologiques sont très différents. Sous les tropiques, le transport d'énergie est assuré pour plus de la moitié par les circulations océaniques. Aux moyennes et hautes latitudes par contre, c'est l'atmosphère qui devient l'acteur principal du mélange. On gardera cependant à l'esprit que les circulations océaniques et atmosphériques sont intimement liées...

L'atmosphère tropicale, qui nous intéresse particulièrement dans ce mémoire, peut être décrite à grands traits par deux grandes circulations moyennes : l'une méridienne, et l'autre zonale.

Circulation de Hadley

Sous les tropiques, le bilan radiatif excédentaire, et le déséquilibre radiatif entre la surface et la tropopause, sont à l'origine de mouvements méridiens et verticaux qui concernent toute la troposphère. Au niveau du chauffage maximum de la troposphère, une grande partie de l'énergie radiative excédentaire est stockée sous forme de chaleur latente et libérée en altitude dans les nuages convectifs dans une région appelée « zone de convergence intertropicale » (ZCIT). En basses-couches, les vents convergent vers cette zone de faibles pressions et d'ascendances de grande-échelle, bien connue des marins sous le nom de « pot au noir ». Ces vents ont une composante zonale d'est en raison de la force de Coriolis : ce sont les alizés. À l'inverse, en altitude on obtient une circulation méridienne divergente, et de la subsidence au niveau des anticyclones subtropicaux. La figure 1.6 illustre la circulation méridienne en moyenne zonale, en été et en hiver. L'atmosphère tropicale est caractérisée par deux cellules de circulation rotationnelle de part et d'autre d'un « équateur météorologique », la cellule de l'hémisphère d'hiver étant la plus forte.

La circulation de Hadley est essentielle : d'un point de vue thermodynamique elle assure le transport méridien de chaleur, et d'un point de vue dynamique elle permet le transport méridien de moment cinétique. La conservation du moment cinétique dans une cellule de Hadley est en effet à l'origine des vents forts (jet subtropical) observés en altitude du côté extra-tropical de la cellule. Aux moyennes latitudes, la figure 1.6 suggère une autre circulation rotationnelle

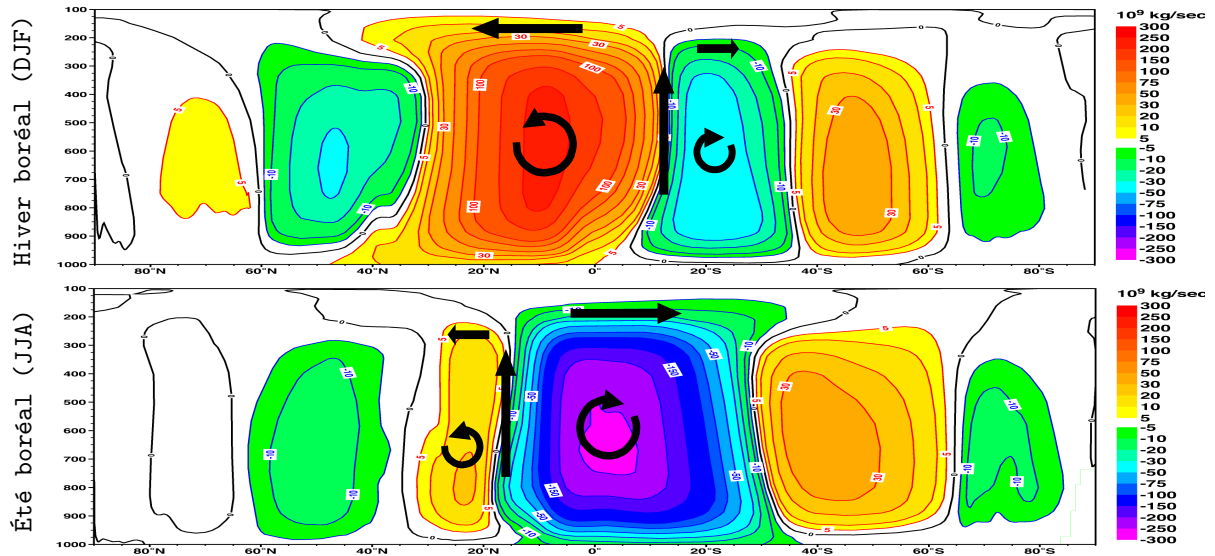


Figure 1.6 – Moyenne zonale de la fonction de courant ψ (adapté de l'atlas ERA40 1979–2001).

dans le plan méridien, appelée circulation de Ferrel. Cette circulation n'apporte cependant qu'une faible contribution au transport méridien d'énergie, qui est assumé en grande partie par les perturbations transitoires (ou synoptiques) des moyennes latitudes.

Circulation de Walker

Sur les océans tropicaux, l'excédent d'énergie en surface est stocké (forte capacité thermique), puis en grande partie transporté vers les pôles. Sur les continents tropicaux par contre, comme l'excédent d'énergie ne peut être ni emmagasiné (faible capacité thermique), ni véhiculé par le sol (faible conductivité thermique), la redistribution d'énergie s'effectue par le biais des mouvements verticaux de grande-échelle. L'activité convective au sein de la ZCIT est par conséquent plus intense sur continent que sur océan. Ainsi, on peut *théoriquement* représenter la circulation zonale moyenne sous les tropiques comme une structure en rouleaux (fig. 1.7) reliant les pôles de convection de l'Amazonie, de l'Afrique, et du « continent maritime ». Les zones de subsidence sont situées sur les flancs est des océans Atlantique et Pacifique, et sur le bord ouest de l'océan Indien. Cette circulation moyenne, communément appelée circulation de Walker, est un schéma théorique très utile pour décrire une réalité, une fois encore, bien plus complexe...

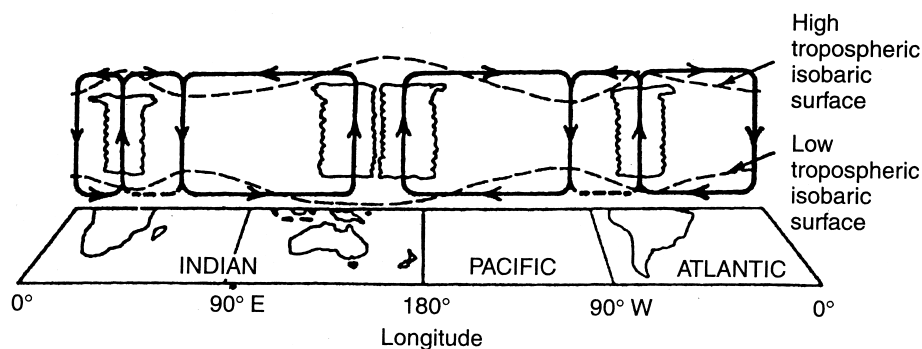


Figure 1.7 – Représentation schématique de la circulation de Walker (d'après l'*Atmospheric Encyclopedia*).

Le vent sous les tropiques peut se décliner en une composante rotationnelle et une composante divergente. La notion de circulation de Walker relève par définition de la partie *divergente* du vent. La figure 1.8 représente la circulation de Walker le long du plan équatorial, en hiver et en été boréal, afin d'en appréhender les fluctuations au fil des saisons.

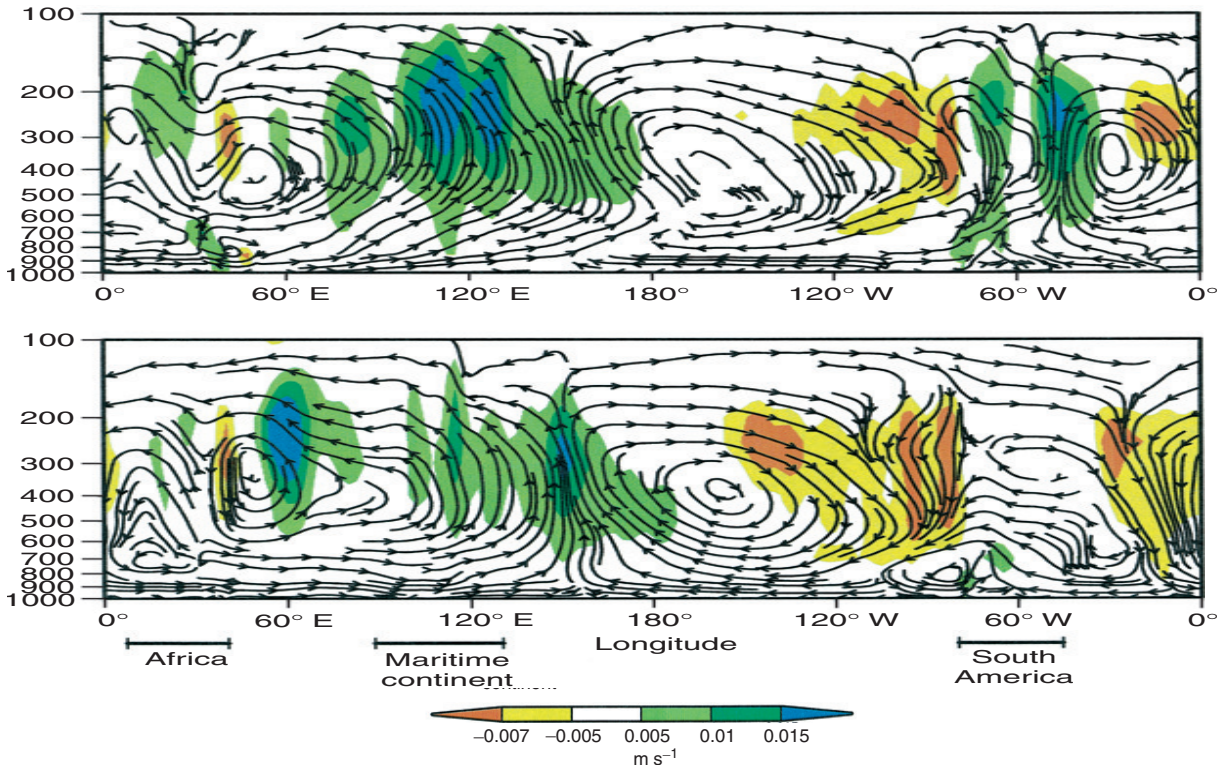


Figure 1.8 – Lignes de courant construites à partir des composantes zonales et verticales du vent divergent le long du plan équatorial. Climatologie des mois de janvier (en haut) et de juillet (en bas) à partir de la réanalyse NCEP 1949–1999. Les vitesses verticales (multipliées par 30) sont indiquées en couleur (issu de l'*Atmospheric Encyclopedia*).

La circulation de Walker (tout comme la circulation de Hadley) connaît par ailleurs des variations d'une année sur l'autre, avec des répercussions importantes en termes de nébulosité et de précipitations pour le climat tropical. Certaines de ces variations sont liées à la variabilité océanique, en particulier l'El Niño–Southern Oscillation (ENSO). Un aspect essentiel de la circulation de Walker, pris en compte dès les travaux précurseurs de Bjerknes (1969) sur l'oscillation australe, est en effet le couplage avec l'océan...

1.2 La mousson africaine : description et enjeux

Pourquoi étudier la mousson africaine... et d'abord, qu'est-ce qu'une mousson? D'après le glossaire du dernier rapport du GIEC, « *A monsoon is a tropical and subtropical seasonal reversal in both the surface winds and associated precipitation, caused by differential heating between a continental-scale land-mass and the adjacent ocean* ». Par cette définition de la mousson, nous retrouvons tout l'enjeu du climat, à savoir la redistribution de l'excédent d'énergie solaire. Nous avons déjà évoqué l'importance des océans pour le système climatique (§ 1.1.2), le rôle de la rotation de la Terre pour la circulation générale, la présence sous les tropiques de la ZCIT, et des circulations de Hadley et de Walker (§ 1.1.4). La mousson est en quelque sorte une manifestation régionale de ces phénomènes de grande-échelle...



Pourquoi étudier la mousson ? (Astérix chez Rahzade)

Le mot « mousson » vient de l'arabe *mausim*, qui signifie « saison », et qui était utilisé par les marins pour désigner la rotation saisonnière des vents sur la mer d'Oman. Jusqu'à l'avènement des bateaux à vapeur, la mousson a en effet été pendant deux millénaires le principal moteur du commerce des épices. Parallèlement, pour les populations concernées, la mousson est devenue bien plus qu'un renversement périodique des vents. En Inde par exemple, dans le calendrier, le folklore, et les sciences, la mousson est à l'origine d'une bipolarité de l'univers, une alternance fondamentale du sec et de l'humide.

De nos jours, qui dit mousson dit saison des pluies, mais aussi inondations, ou bien sécheresse. Car les pluies sont probablement l'élément le plus variable (temporellement et spatialement) du climat tropical. Intimement liée à la distribution des continents, la circulation de mousson n'existe pas partout sur le globe. Pourtant, au total plus de la moitié de la population mondiale vit sous l'influence des moussons. En été boréal, les deux principales moussons concernent l'Asie (Inde et Asie du sud-est) et l'Afrique de l'ouest. C'est à la mousson africaine que nous allons maintenant nous intéresser.

1.2.1 Contexte géographique

*Suspendue aux flancs de l'Ancien Monde
comme un gigantesque point d'interrogation,
l'Afrique se révèle un vieux bouclier cristallin,
un vieux socle précambrien arasé,
plaqué par endroits de sédiments sub-horizontaux,
gauféré par une orogénèse active de dorsales et de cuvettes.
Weulersse.*

L'Afrique représente le quart de la surface des terres émergées. C'est le plus tropical des continents et, par conséquent, le plus chaud. Même si 67% de la surface totale se trouve entre 200 et 1000 mètres d'altitude, il n'y a pas en Afrique de chaîne montagneuse comparable à l'Himalaya, aux Andes, ou aux Rocheuses. C'est d'ailleurs une spécificité de la mousson africaine : il n'y a pas, comme pour la mousson indienne, de relief majeur susceptible de générer des ascendances orographiques comparables à celles de l'Himalaya, d'où une pénétration relativement uniforme des pluies vers le nord.

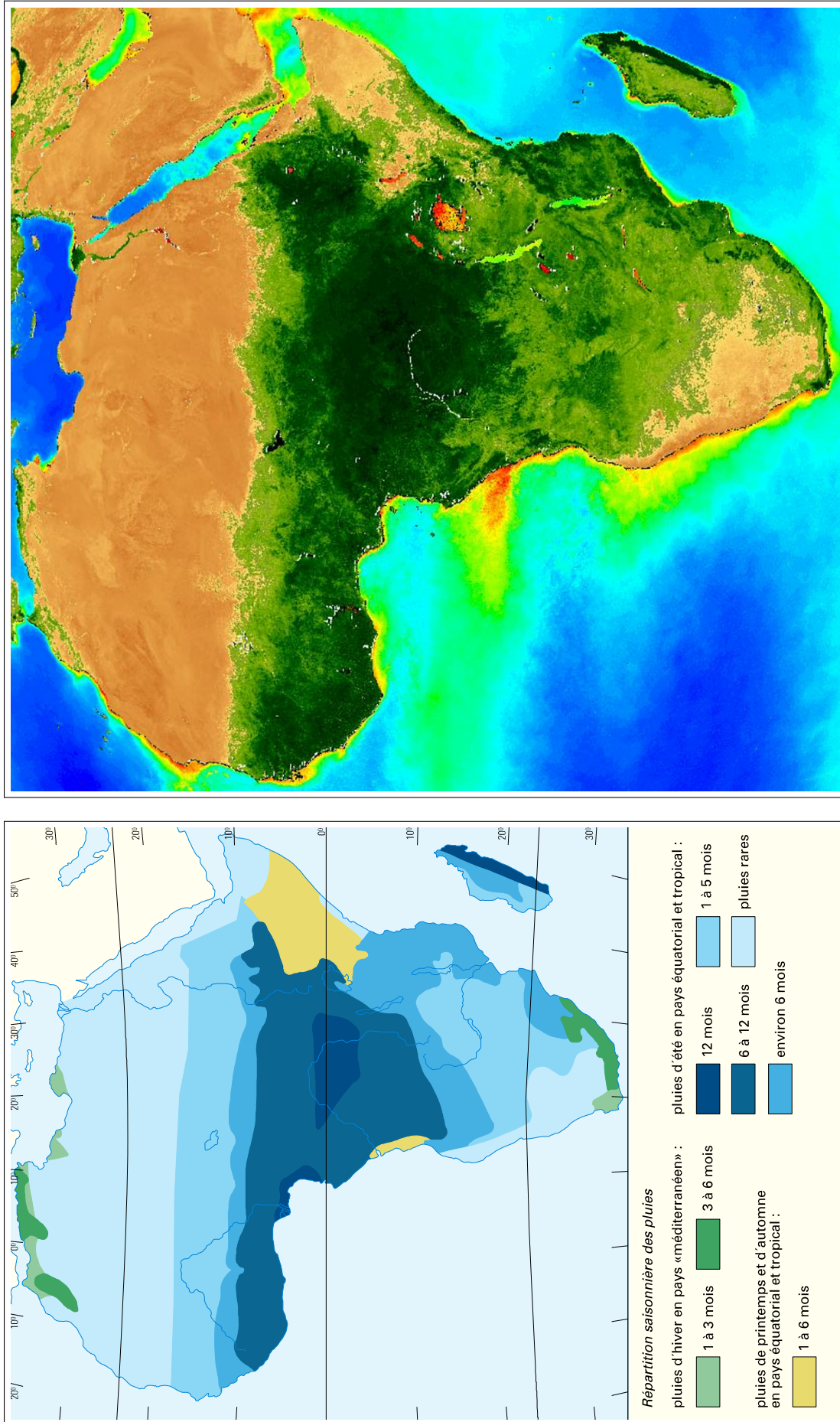


Figure 1.9 – À gauche, durée de la saison des pluies (d'après l'Encyclopedia Universalis). À droite, image composite de la biosphère en été boréal (satellite SeaWiFs).

La figure 1.9 propose une classification pluviométrique à l'échelle du continent africain. Cette figure montre que plus on s'éloigne de l'équateur, plus la saison humide est courte. En Afrique sub-saharienne, le passage de l'humide à l'aride se fait de manière remarquablement méridienne, et ce gradient climatique a un impact évident sur les écosystèmes. L'image satellite SeaWiFs (fig. 1.9) illustre en effet la grande correspondance entre pluie et végétation : de l'équateur au Sahara, les types de végétation s'échelonnent de la forêt dense ombrophile (qui aime la pluie) au désert absolu. Sur cette image, le vert foncé indique une végétation abondante (beaucoup de chlorophylle). Plus au nord, le dégradé de vert indique une végétation de moins en moins dense, de la savane humide à la savane sèche, jusqu'au désert.

Immédiatement au sud du désert, le Sahel tient son nom de l'arabe « rivage ». C'est en quelque sorte le rivage de l'Afrique tropicale, face à l'immensité désertique du Sahara. C'est une région très aride, une fine bande semi-désertique qui s'étend de l'Atlantique à la mer Rouge, caractérisée par une courte saison des pluies (fig. 1.9). Steppe arbustive ou buissonnante, brousse arborée, *scrub* épineux, quel que soit le terme utilisé pour qualifier la végétation du Sahel, référence est faite à l'aridité d'un milieu peu gâté par les pluies de mousson. C'est pourtant la partie de l'Afrique noire qui jusqu'au Moyen Âge a vu fleurir les grands empires (Ghana, Mali, Songhay), se multiplier les cités légendaires, véritables « ports » du désert, telles Djenné, Tombouctou et les villes haoussas, et s'épanouir des civilisations brillantes imprégnées d'islam².

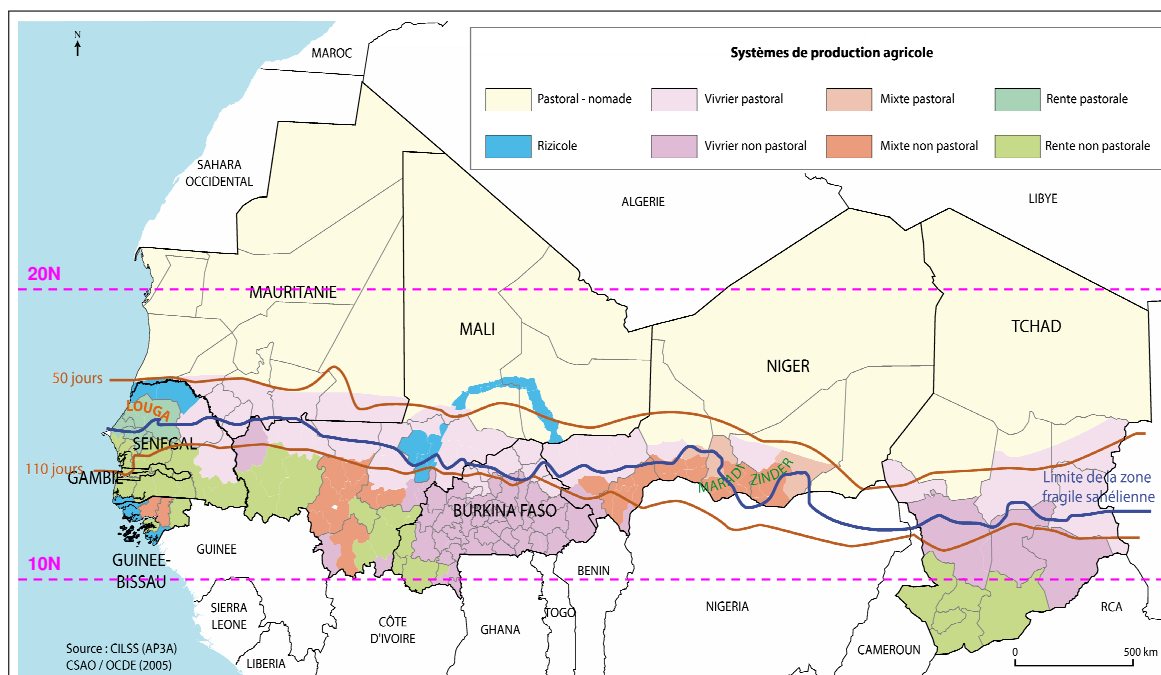


Figure 1.10 – Pluviométrie et subsistance au Sahel (adapté de <http://www.atlas-ouestafrique.org/>). Les deux lignes oranges indiquent le nombre moyen de jours de pluie.

Au sein même de la bande sahélienne, le gradient nord-sud des quantités de pluie rend la région contrastée. La figure 1.10 permet en effet de distinguer :

- ➔ Le « Sahel des nomades », aux confins du Sahara, où les pluies faibles (moins de 50 jours par an) rendent l'agriculture terriblement précaire. C'est donc le domaine des éleveurs itinérants de bœufs et de dromadaires ;

²Lire à ce propos les mémoires passionnantes d'Amadou Hampâté Bâ, intitulées « L'enfant peul ».

→ Le « Sahel des sédentaires », plus au sud, où les pluies plus importantes – en 300 km le nombre de jours de pluie est doublé – permettent la culture du mil et de l'arachide.

La figure 1.10 propose une « limite de la zone fragile sahéenne » (tracé bleu) : au nord de cette limite la durée de la saison des pluies varie en moyenne de plus de 30% d'une année à l'autre. Le Sahel cumule en effet les désavantages d'une pluviométrie à la fois faible et très aléatoire.

Près des trois-quarts de la population d'Afrique de l'ouest vit en fait dans la région humide qui borde le golfe de Guinée. Même si les pluies y sont plus abondantes qu'au Sahel, la vie dans ces régions n'en dépend pas moins de la mousson. La figure 1.11 révèle en effet une répartition complètement latitudinale des types de production, qui semble calquée sur la répartition des pluies de la figure 1.9. Les pluies de mousson, dont la date et l'intensité varient d'une année sur l'autre, ont une importance capitale pour les populations qui les attendent ou les redoutent : des pluies trop abondantes provoquent fréquemment des inondations.

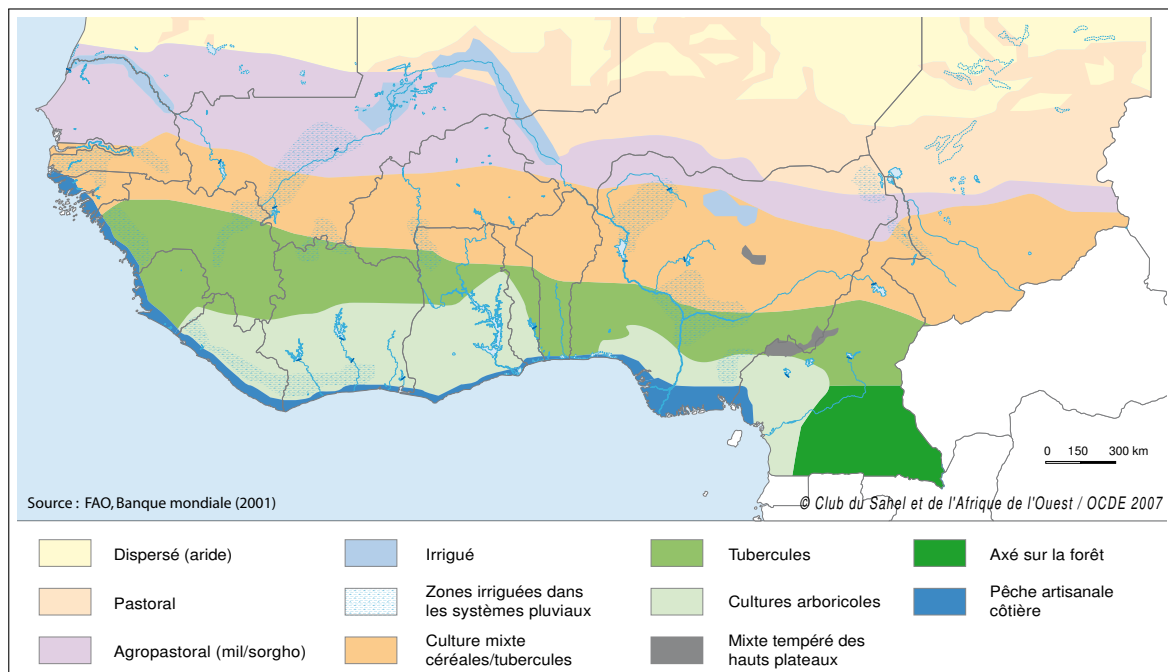


Figure 1.11 – Systèmes de production en Afrique de l'ouest (<http://www.atlas-ouestafrique.org/>).

La figure 1.11 montre que le pourtour guinéen vit en partie de la pêche. Cela n'est pas surprenant au regard de l'image satellite SeaWiFs (fig. 1.9). En effet, sur océan les couleurs rouges, jaunes, et vertes de cette image correspondent à une forte densité en phytoplancton, tandis que le bleu et le violet indiquent de très faibles concentrations. Le phytoplancton, plante marine microscopique, est le premier maillon de la chaîne alimentaire des océans : qui dit plancton dit poisson. Or le phytoplancton abonde le long des côtes africaines en raison des *upwellings* côtiers : les eaux profondes amenées à la surface par pompage d'Ekman, lorsque les alizés soufflent parallèlement à la côte, apportent les nutriments nécessaires à la photosynthèse du phytoplancton. Une anomalie climatique affectant les courants (fig. 1.4) est susceptible de modifier la température de l'eau en surface, et donc sa teneur en oxygène, ce qui peut mettre en péril l'écosystème marin et les ressources halieutiques.

1.2.2 Cycle saisonnier

L'orientation de la côte guinéenne oppose les eaux plutôt froides du golfe de Guinée au continent surchauffé en été. La figure 1.12 illustre parfaitement le comportement synchrone de l'océan et de l'atmosphère au cours du déplacement latitudinal du maximum de rayonnement solaire. Du printemps à l'été, les eaux du golfe de Guinée, qui se refroidissent en même temps que le continent se réchauffe, contribuent au renforcement du gradient méridien de température, et pourvoient le flux de mousson en humidité.

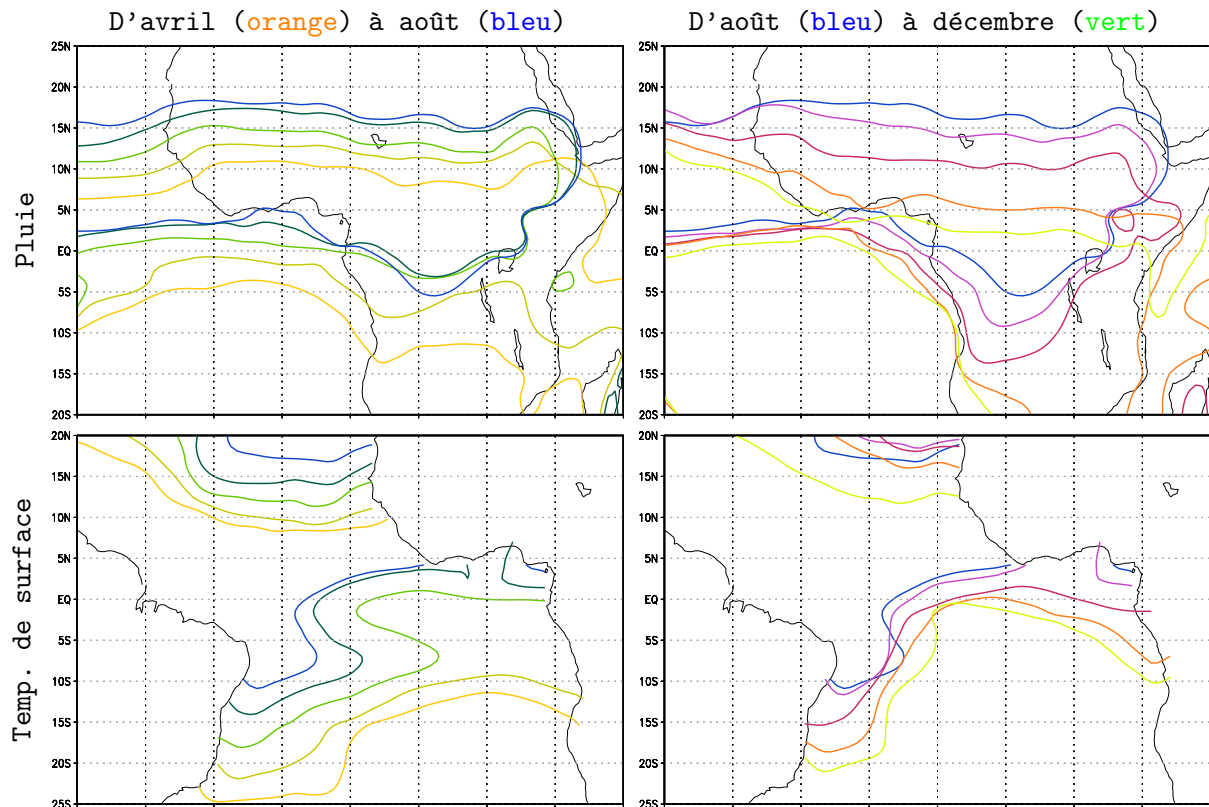


Figure 1.12 – Déplacement saisonnier de l'isohyète 2 mm/jour (données GPCP) et de l'isotherme 25°C des températures de surface de l'océan (données HadISST1) en moyenne mensuelle 1979–2001.

Sur l'Afrique, la ZCIT suit le mouvement apparent du soleil avec quelques semaines de retard en moyenne. Sur la figure 1.12, les pluies progressent vers le nord d'avril à août, puis entament une redescente assez rapide (sur le continent) de septembre à décembre. De manière tout à fait simultanée, les eaux les plus chaudes (au nord de l'équateur) progressent vers le nord d'avril à août, pour ensuite régresser à l'automne, mais cette fois de manière plus lente, d'où un recul beaucoup moins rapide des pluies sur océan par rapport au continent adjacent. Dans le golfe de Guinée, on remarquera la mise en place de la « langue d'eau froide » en juin, qui contribue à l'installation de la mousson sur le continent.

Cette vision *moyennée* du déplacement des pluies gomme les irrégularités, tant spatiales que temporelles, qui font toute la variabilité intra-saisonnière de la mousson. En effet, chaque année la progression des pluies n'est pas régulière, mais rythmée par différentes phases, séparées par des déplacements méridiens parfois brusques. C'est tout l'enjeu, pour la région sahélienne, du « saut de mousson », qui marque le début de la saison des pluies.

Du fait de la mise en place et du retrait de la mousson, les régions d'Afrique connaissent des saisons humides de durée variée (fig. 1.9). Ainsi, les régions du pourtour guinéen bénéficient souvent d'une « petite saison sèche » au cœur de l'été, au moment où la ZCIT est dans sa position la plus septentrionale. Les régions du Sahel, par contre, ont une seule saison humide qui, en fonction de la pénétration vers le nord des systèmes convectifs, pourra apporter plus ou moins de pluie selon les années. . .

1.2.3 Circulation moyenne

En première approximation, le mécanisme de la mousson peut-être assimilé à une brise thermique de grande-échelle. La figure 1.12 montre que du printemps à l'été le golfe de Guinée se refroidit en surface. Simultanément, la grande masse continentale au nord de l'équateur se réchauffe par forçage radiatif, d'où la mise en place d'une dépression thermique saharienne, la *Heat Low*, région très sèche et très chaude, siège d'une intense convection sèche limitée en altitude par la subsidence de la cellule de Hadley. Du fait des forts gradients méridiens de température, de pression, et d'humidité qui se mettent en place entre les deux hémisphères, les alizés de l'hémisphère sud sont en quelque sorte « aspirés » par l'hémisphère nord. Dévié par la force de Coriolis au passage de l'équateur, ce flux d'air humide converge vers le *Heat Low*, où il rencontre les alizés de l'hémisphère nord : l'Harmattan, vent très chaud et sec. La convergence de ces deux masses d'air entraîne des mouvements ascendants convectifs de grande ampleur : la mousson.

La figure 1.13 présente le vent moyen en été pour trois niveaux de la troposphère qui caractérisent la circulation de grande-échelle au dessus de l'Afrique.

En basses-couches

La figure 1.13_c illustre la rotation des alizés à 925 hPa au dessus du golfe de Guinée. Renforcé par le gradient thermique océan-continent, le flux de mousson, de direction sud-ouest sur l'Afrique de l'ouest, pénètre jusque sur le Sahel, où il s'oppose quasi-frontalement au flux d'Harmattan de direction nord-est. À la rencontre de ces deux masses d'air, l'une sèche et l'autre humide, se trouve le Front intertropical (FIT), que l'on situe en surface au nord de la ZCIT, entre 15°N et 20°N en moyenne. La coupe horizontale de la figure 1.13_c ne doit pas faire oublier la nature tridimensionnelle du flux de mousson, dont l'épaisseur décroît de 3000 mètres sur le golfe de Guinée, à moins de 100 mètres vers 15°N.

En altitude

La circulation moyenne sous les tropiques est caractérisée par des vents d'est sur toute l'épaisseur de la troposphère libre. Au dessus de l'Afrique, on trouve ainsi deux noyaux de vent fort, que l'on appelle *jets*, et qui résultent des gradients méridiens de température et d'humidité intrinsèques à la mousson.

AEJ : du printemps à l'été, l'African Easterly Jet (AEJ) s'intensifie et se déplace vers le nord, en même temps que le système de mousson se met en place. À 600 hPa, la figure 1.13_b montre que les vents d'est sont maximum sur l'Afrique de l'ouest entre 10°N et 20°N en été, juste à l'aplomb du Sahel. Ce jet de moyenne troposphère module en partie l'activité convective de méso-échelle et favorise le développement des ondes d'est.

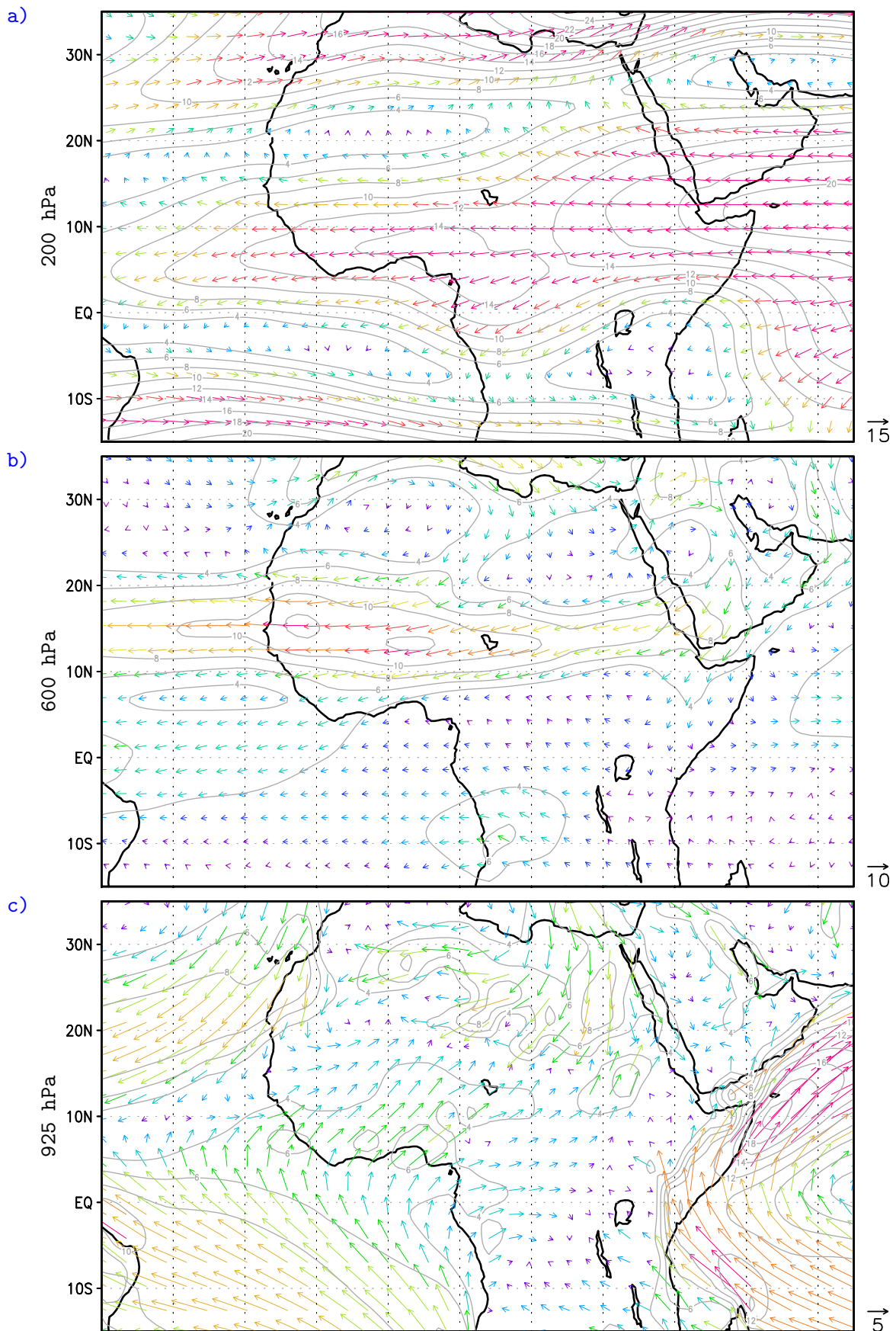


Figure 1.13 – Vent moyen en été boréal (JAS) d'après la réanalyse ERA40 1958–2001. Les isolignes représentant la vitesse du vent sont tracées tous les 2 m/s à partir de 4 m/s.

TEJ : le Tropical Easterly Jet (TEJ) est issu de la mousson indienne, et s'étend jusque sur l'Afrique, où il se maintient grâce au système de mousson. À 200 hPa, on le trouve vers 5°N à 10°N en été (fig. 1.13a). On devine les jets d'ouest sub-tropicaux de part et d'autre.

1.2.4 Variabilité à l'échelle climatique

☞ Ce premier chapitre comporte relativement peu de références bibliographiques. Qu'on n'y voie aucune sorte d'irrévérence envers les auteurs passés et présents. Lorsque l'on s'intéresse à la variabilité de la mousson, mais aussi à celle des océans, la littérature est particulièrement abondante. Nous avons donc tenté de faciliter la lecture en parsemant les références tout au long du mémoire, au gré des résultats et de leur interprétation.

Nos travaux n'ont pas pour objectif premier d'expliquer la mécanique complexe du système de mousson : il s'agit plutôt d'en comprendre la variabilité. Or cette variabilité s'étend des toutes petites échelles de temps des systèmes convectifs, aux fluctuations lentes du climat. Bien qu'en réalité ces différentes échelles soient indissociables du fait de leurs interactions, nous allons utiliser des données mensuelles, qui gomment toute variabilité d'échelle inférieure à la saison.

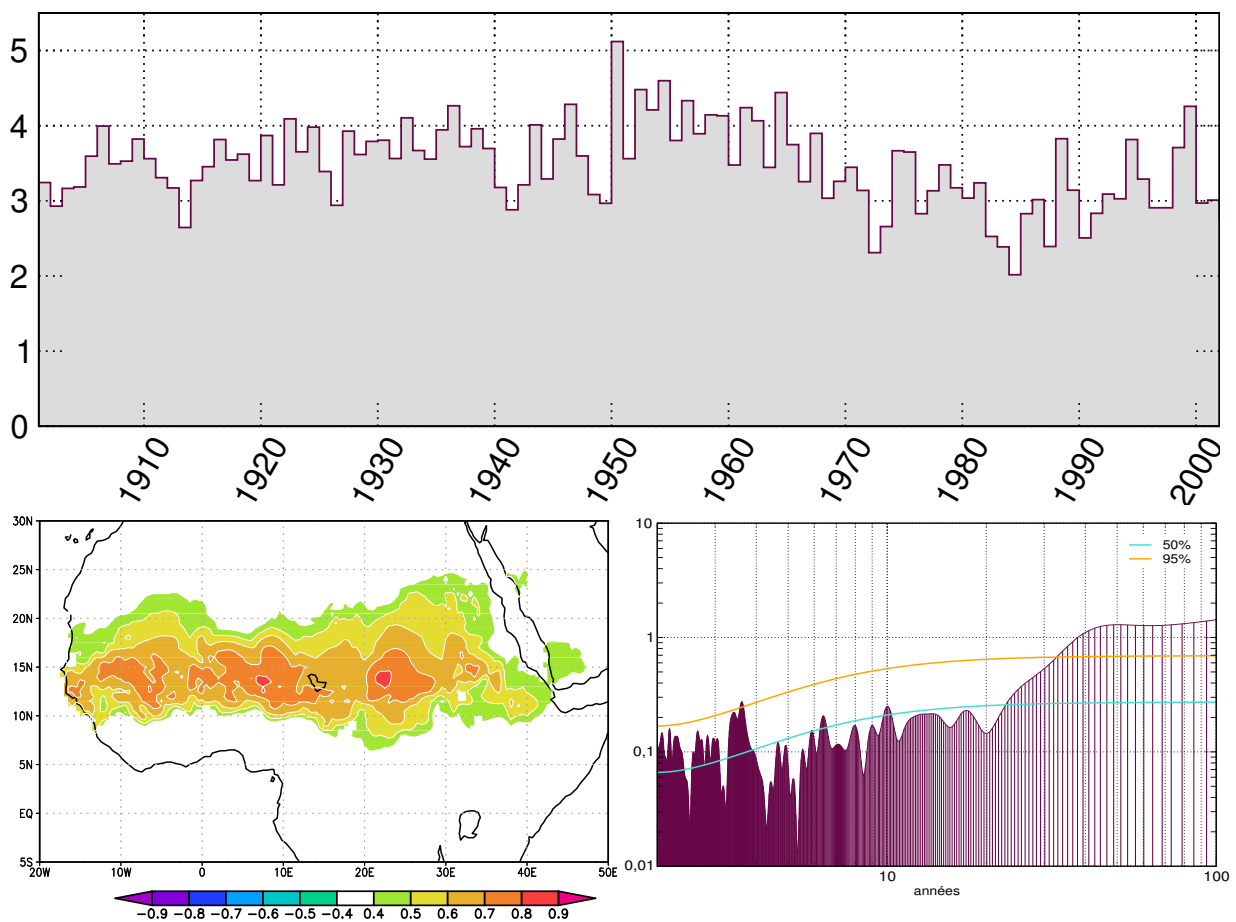


Figure 1.14 – Indice des pluies de mousson de juillet à septembre (JAS) au Sahel (10°N–20°N et 20°W–40°E), d'après les données CRU à 0.5° (en mm/j). Corrélation avec les valeurs en points de grille, et spectre calculé avec la Multi-Taper Method (les axes sont en échelle logarithmique et les courbes bleue et orange indiquent la significativité à 50% et 95%).

Afin d'illustrer la variabilité climatique de la mousson, la figure 1.14 propose les fluctuations des pluies moyennées sur une large bande sahélienne de juillet à septembre (JAS). Si l'on corrèle l'indice obtenu aux données interpolées en points de grille, on vérifie que cet indice est bien représentatif – et ce de manière exclusive – de la variabilité des pluies au Sahel. Si maintenant on calcule le « spectre » de cet indice, on quantifie alors ce qu'un simple coup d'œil sur l'évolution temporelle suggère : les pluies au Sahel présentent une variabilité à la fois interannuelle (entre 2 et 4 ans avec un pic significatif à 3.6 ans) et décennale (principalement au delà de 20 ans). L'estimation du signal basse-fréquence est cependant sujette à caution étant donnée la longueur de la série et le manque de fiabilité des données avant 1930. Les incertitudes sur les données rendent en particulier délicate toute distinction entre une tendance à long-terme et un signal décennal.

Si la figure 1.14 s'intéresse à la variabilité des pluies au Sahel, c'est d'une part parce que nous avons montré que cette variabilité est critique pour la subsistance des populations dans cette région fragile (§ 1.2.1) ; et d'autre part parce que la diminution des pluies au Sahel pendant la seconde moitié du xx^e siècle est spectaculaire et unique à l'échelle du globe. En comparaison, la région guinéenne a connu aussi une nette variabilité interannuelle, mais superposée à des fluctuations décennales bien moindres.

Il est essentiel de comprendre les causes de la variabilité de la mousson africaine. D'un point de vue scientifique, le système de mousson présente un intérêt certain, à la fois par la complexité et l'enchevêtrement des processus physiques mis en jeu, mais aussi parce que la mousson africaine est un acteur important du climat tropical, avec de possibles impacts aux extra-tropiques, *via* la redistribution d'énergie vers les pôles. De plus, la compréhension du système de mousson et de sa variabilité est un enjeu pour les systèmes de prévision : de la prévision du temps aux scénarios climatiques, en passant par la prévision saisonnière. Plusieurs facteurs ont été invoqués pour expliquer la variabilité climatique de la mousson. Nous allons en présenter quelques uns, de façon *très* synthétique, et sans prétendre être exhaustif.

Surface continentale : le système de mousson est sensible à l'état des surfaces sur lesquelles il évolue. À l'échelle **décennale**, la *désertification* du Sahel, dont on ne sait pas vraiment si elle est plutôt d'origine naturelle ou anthropique (Taylor et al., 2002), est susceptible d'avoir joué un rôle dans la diminution des précipitations à la fin du xx^e siècle (Xue et Shukla, 1993 ; Zeng et al., 1999 ; Wang et al., 2004). Le mécanisme le plus connu, proposé par Charney (1975), consiste en une boucle de rétroaction régionale entre la végétation et l'atmosphère, *via* la modification de l'albédo de surface, facteur-clef du bilan d'énergie dans cette région semi-désertique. Par ailleurs, la *déforestation* de la forêt tropicale a aussi pu influencer le système de mousson, *via* la modification du gradient d'énergie océan-continent (Zheng et Eltahir, 1998). Quelques travaux (par ex. Philippon et Fontaine, 2002) ont suggéré une possible mémoire de l'eau du sol à l'échelle **interannuelle**, mais la robustesse des signaux observés et les mécanismes mis en jeu sont sujets à débat (Douville et al., 2007).

Surface océanique : toujours dans l'optique d'expliquer la sécheresse persistante au Sahel, de nombreux auteurs ont emboîté le pas à Lamb (1978), et ont étudié le rôle des conditions de surface océanique à l'échelle **décennale**. Les données observées et les études de modélisation montrent clairement que l'océan a joué un rôle essentiel dans l'évolution des pluies au cours du xx^e siècle. Pourtant, il n'existe à ce jour aucun consensus sur le rôle respectif des différents bassins, ni sur les mécanismes physiques mis en jeu. À l'échelle **interannuelle**, plusieurs études ont détecté des liens entre les précipitations de mousson et les anomalies des températures de surface de l'océan (SST) dans le golfe de Guinée,

le Pacifique tropical, et la Méditerranée. Seules quelques unes de ces études ont cherché à comprendre les mécanismes de ces interactions.

Aérosols : les particules en suspension dans l'atmosphère sont susceptibles d'influencer le système de mousson à différentes échelles de temps. Ces aérosols peuvent être d'origine *naturelle* (aérosols volcaniques, poussières désertiques, etc.) ou *anthropique* (industries, transports, feux de biomasse, etc.). Bien que les processus physiques mis en jeu soient très différents selon le type d'aérosol, leur importance pour expliquer la variabilité observée et l'évolution future de la mousson est mise en avant par plusieurs études (Rotstayn et Lohmann, 2002 ; Kim et al., 2008). Selon les auteurs, l'influence sur la mousson peut être directe, *via* le bilan radiatif et la physique nuageuse (Paeth et Feichter, 2006), ou indirecte, *via* les SST (par ex. Biasutti et Giannini, 2006).

Gaz à effet de serre : dans le contexte du réchauffement climatique, la communauté scientifique a cherché, en particulier dans le cadre du GIEC, à évaluer l'influence pour les pluies tropicales de l'augmentation des concentrations en gaz à effet de serre (GES). Hélas, pour l'Afrique les résultats sont particulièrement incertains, malgré une claire augmentation des températures dans les simulations couplées du *xxi*^e siècle. Comme pour les aérosols, l'influence des GES est susceptible d'affecter le système de mousson *via* l'évolution des SST (par ex. Caminade, 2006 ; Biasutti et al., 2008).

Comprendre la variabilité climatique en Afrique de l'ouest est l'un des objectifs du projet AMMA (Analyses multidisciplinaires de la mousson africaine), dans le cadre duquel tous les facteurs évoqués ci-dessus sont actuellement étudiés en détail et mis en relation. Dans ce mémoire, nous avons choisi de nous concentrer sur le rôle de la variabilité océanique, en séparant d'emblée les deux échelles de temps : interannuelle et décennale. Il faudra cependant toujours garder à l'esprit que les conditions de surface océanique ne permettent d'expliquer qu'une petite partie de la variabilité de la mousson. En plus des facteurs énumérés ci-dessus, il existe en effet nombre d'autres facteurs d'influence, que l'on pourra regrouper sous le terme de *variabilité interne* du système climatique. À l'échelle interannuelle, quelques études ont par exemple suggéré un rôle de la convection en d'autres régions des tropiques, indépendamment de la variabilité océanique. Cook et al. (2004) discutent du rôle de l'Amérique du sud ; Ward (1998) et Raicich et al. (2003) suggèrent une influence de la mousson indienne. Rappelons finalement que la variabilité de la mousson telle que nous allons l'appréhender est en réalité le résultat d'une variabilité synoptique et intra-saisonnière très complexe, que nous « intégrons » sur la durée du mois ou de la saison.

Nous verrons dans le chapitre suivant que les données observées et réanalysées permettent d'étudier en détail le fonctionnement du climat à la fin du *xx*^e siècle. Toutes ces données tentent en fait de raconter une même histoire, avec ses lacunes (absence de données) et ses distortions (erreurs de mesure et imperfection des réanalyses). Simuler le climat à l'aide de modèles permet de raconter d'autres histoires, plus ou moins réalistes, et contribue à mieux comprendre le climat observé et à pronostiquer son évolution future. La plupart des études sur la variabilité de la mousson africaine ont jusqu'ici utilisé des modèles atmosphériques en considérant l'océan comme un simple forçage extérieur à la mousson. Dans ce mémoire, nous allons appréhender la mousson comme un phénomène couplé avec l'océan. Nous allons donc utiliser des simulations de modèles couplés océan-atmosphère, que nous allons mettre en regard de la réalité telle qu'observée ou réanalysée. Nous verrons alors que quelle que soit la qualité des modèles, la confrontation des simulations aux observations joue en quelque sorte le rôle d'un prisme, qui permet de séparer les mécanismes essentiels.

Étudier le rôle des océans dans la variabilité climatique requiert en premier lieu une brève mise au point sémantique.

1.3 Les téléconnexions : qu'est-ce que c'est ?

1.3.1 Bref historique...

Le mot « téléconnexion » a été utilisé pour la première fois en météorologie par Ångström (1935) pour décrire les phénomènes physiques affectant les conditions climatiques dans l'Atlantique nord. Pourtant, l'idée selon laquelle des changements de temps à un endroit pourraient être liés à des changements à distance intéressait déjà les scientifiques du XIX^e siècle. En étudiant les variations de la pression de surface en des lieux distants du globe, Hildebrandsson (1897) et Lockyer (1906) sont probablement parmi les premiers à détecter de vraies structures de téléconnexion. Walker (1923 ; 1924) contribue ensuite à documenter des « oscillations », qu'il définit comme essentielles pour prévoir le temps à grande-échelle. À cette époque, le terme de « téléconnexion » désigne toute fluctuation climatique avec une structure spatiale bien définie.

Au cours du XX^e siècle, nombreux sont les scientifiques qui ont cherché à identifier des téléconnexions. Sir Gilbert Walker est probablement le plus connu, mais il n'est pas le seul. Ses méthodes et ses conclusions ont d'ailleurs été longtemps contestées, voire ignorées, et c'est seulement dans les années 1970 que sa contribution à l'étude des téléconnexions a été reconnue.

Bjerknes (1966 ; 1969) fournit les bases d'une définition précise des interactions océan-atmosphère. Selon Rasmusson (1984), « *[It was Bjerknes who] organized and intertwined elements of the Southern Oscillation, global-scale teleconnections, and the large-scale sea-air interactions associated with Pacific warmings into a new conceptual framework, supported by plausible dynamic and thermodynamic reasoning* ». Pour Bjerknes, la variabilité des forçages de surface (par ex. les SST) est capable de stimuler des réponses atmosphériques de grande-échelle.

Depuis les années 1980, l'essor de la modélisation du climat et de la prévision saisonnière a rendu évidente la nécessité d'une détection rigoureuse et d'une compréhension accrue des téléconnexions. Les téléconnexions liées à l'ENSO, par exemple, influencent les climats régionaux à distance, d'où des répercussions tout autant météorologiques, que sociétales ou environnementales. Du fait d'études toujours plus nombreuses et diverses, l'acceptation du terme « téléconnexion » s'est trouvée complexifiée. Essayons d'y voir clair...

1.3.2 Définitions

En toute rigueur, « télé-connexion » signifie « connexion à distance ». Le glossaire de l'American Meteorological Society (AMS) propose la définition suivante, « *Teleconnexion : a linkage between weather changes occurring in widely separated regions of the globe* ». Mais cette définition, pour être utilisée, mérite d'être précisée. En effet, à quelle échelle doit-on se placer ? Le lien doit-il être simultané ou décalé temporellement ? Comment mesurer son intensité ? Quelles variables considérer ? Doit-on envisager des régimes transitoires ou stationnaires ? Est-ce un lien détectable à l'échelle du jour, du mois, ou de la saison ?

La réponse à ces questions devrait découler de la littérature, en supposant qu'il y ait un consensus. Or, si pour certains la téléconnexion désigne bel et bien un lien entre des événements climatiques distants, simultanés ou décalés temporellement ; pour d'autres, la téléconnexion réfère plutôt à des structures récurrentes et persistantes d'anomalies de la circulation de grande-échelle ou, dit autrement, des modes de variabilité préférentiels de la circulation atmosphérique. Ainsi, selon les articles, la téléconnexion est soit un mode de variabilité (par ex. North Atlantic Oscillation, Artic Oscillation, El Niño–Southern Oscillation, Pacific Decadal Oscillation, etc.), soit un *lien* entre deux modes de variabilité. C'est ce dernier point de vue qui est le plus pertinent pour notre étude, d'où les définitions suivantes :

Mode de variabilité : le temps change, d'un jour à l'autre, d'un mois à l'autre, d'une année à l'autre, d'un siècle à l'autre. . . Certains de ces changements, qui concernent de vastes régions, peuvent être envisagés comme des phénomènes oscillatoires qui tendent à varier autour d'une valeur moyenne de façon plus ou moins périodique. Si l'oscillation a une périodicité claire, alors on peut parler de cycle ; mais peu d'oscillations de grande-échelle peuvent être réellement considérées comme cycliques, on parlera donc de mode de variabilité. Nous présenterons dans le prochain chapitre quelques outils statistiques qui aident à extraire des modes de variabilité cohérents.

Téléconnexion : nous avons choisi dans ce mémoire d'appréhender le système climatique comme une seule et même entité. Les fluides en mouvement, tels l'atmosphère et l'océan, échangent et transmettent de l'information sur de grandes parties de leur volume. Nous allons donc parler de téléconnexion chaque fois qu'il y aura transmission d'un effet cohérent au delà d'un lieu de forçage de grande-échelle. On peut donc imaginer que le climat d'une même région est en permanence sous l'influence de différentes téléconnexions. Toutefois, il faut garder à l'esprit que le concept de téléconnexion tel qu'il est défini ici, est par essence probabiliste, au sens où les anomalies climatiques mises en relation coexistent avec une certaine probabilité. Ropelewski et Halpert (1989) acceptent par exemple de parler de « téléconnexion ENSO » lorsqu'une anomalie climatique à *distance* coïncide avec 70% des événements ENSO.

Nous allons tenter dans ce mémoire de détecter des liens de grande-échelle. En étudiant la variabilité *climatique*, nous excluons tout processus transitoire rapide, pour nous concentrer sur des phénomènes lents, d'échelle interannuelle à multi-décennale, dont on détectera la signature à l'aide de moyennes mensuelles ou saisonnières. Il n'y a aucune restriction dans la littérature sur les paramètres à utiliser, ou les mesures du lien. Nous allons donc utiliser différentes techniques statistiques (principalement linéaires), pour détecter et comprendre les modes de co-variabilité entre les champs de SST et de précipitations. Tout le problème étant d'isoler proprement une téléconnexion, pour tenter de la disséquer, sachant qu'à l'échelle du climat tout est relié à tout, les causes étant multiples, de même que les conséquences. . .

1.3.3 Rôle des océans

L'étude du rôle de la variabilité océanique pour la mousson africaine dépasse en fait le cadre des téléconnexions que nous venons de définir. En effet, l'océan est l'un des acteurs essentiels de la circulation de mousson (cf. § 1.2.4). Selon que l'on étudie le rôle d'un bassin océanique distant (par ex. le Pacifique tropical), ou proche de l'Afrique (par ex. le golfe de Guinée), on pourra, ou ne pourra pas, parler de téléconnexion.

Les méthodes statistiques utilisées dans ce mémoire vont nous permettre de détecter des liens entre la variabilité des SST et la variabilité des précipitations de mousson. Comme le résume la figure 1.15, dans le cas d'un bassin océanique *distant* de l'Afrique (par ex. le Pacifique tropical), pour lequel on suppose que la mousson africaine n'a pas d'influence significative, alors nous pourrions parler de téléconnexion. Par contre, dans le cas d'un bassin océanique *proche* de l'Afrique (par ex. le golfe de Guinée), pour lequel on ne peut pas supposer que la mousson africaine n'a pas d'influence, alors nous préférons ne pas parler de téléconnexion. Dans la plupart des cas (par ex. la Méditerranée), la question du « qui influence l'autre ? », véritable *leitmotiv* de l'étude du climat, sera toujours débattue, mais rarement tranchée.

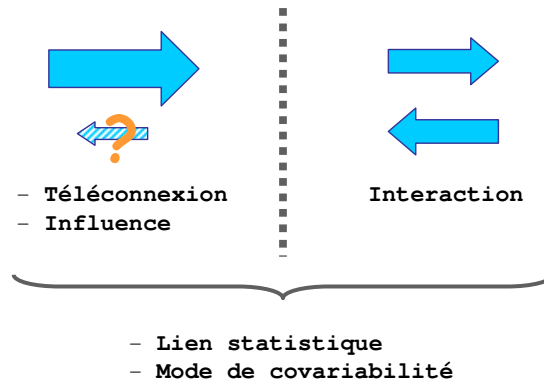


Figure 1.15 – Terminologie employée.

Océans et atmosphère forment un couple inséparable. On trouve des processus *couplés* à toutes les échelles, et en tout point de leur interface. Dans un modèle de climat, que les conditions de surface océanique soient prescrites au modèle d'atmosphère, ou obtenues par couplage avec un modèle d'océan, elles n'en restent pas moins essentielles pour l'évolution de l'atmosphère sur océan, mais aussi sur continent. Or, dans le cadre de ce mémoire c'est bien des conditions de surface que vont naître les téléconnexions, avec des chemins de nature variée. Ainsi, pour reprendre la terminologie de Liu et Alexander (2007), une téléconnexion peut être rapide et passer par la troposphère, on parle alors de « pont atmosphérique » (*atmospheric bridge*, en anglais) ; mais elle peut être aussi de nature océanique (*oceanic tunnels*), voire consister en une combinaison de différents chemins. Dans chaque cas, le temps nécessaire à la transmission de l'information pourra être différent, mais rarement négligeable : les téléconnexions ne peuvent pas – en théorie – être considérées comme synchrones.

III. – Dialogue du vent et de la mer

Animé et tumultueux (♩ = 96)

3 TIMBALES
GROSSE-CAISSE
CYMBALES
TAM-TAM
VIOLONCELLES
CONTREBASSES

Claude Debussy, La Mer.

Chapitre 2

Données, modèles, et méthodes statistiques

2.1 Données observées et réanalyses

POUR COMPRENDRE le climat du xx^e siècle, encore faut-il le connaître. La mémoire du « temps qu’il a fait » se trouve – de manière hélas très parcellaire – dans les jeux de données observées, véritables archives du climat. La répartition des points d’observation, les conditions de mesure, et la fiabilité des relevés météorologiques ont beaucoup varié au cours du temps et sur le globe. De nombreux travaux ont donc pour but d’homogénéiser spatialement et temporellement les séries observées, afin de fournir à la communauté scientifique des jeux de données de référence.

Dans la présente étude sont utilisées à la fois des données d’observation et des données issues de réanalyses atmosphériques. Ces données ont parfois été interpolées sur la grille du modèle numérique, afin de faciliter la comparaison entre climat observé et simulé. Depuis quelques décennies, le nombre des données collectées s’est accru de manière très rapide, en partie grâce à l’avènement de l’observation par satellite. Plus nombreuses, les données récentes sont aussi plus fiables. Il faudra cependant garder à l’esprit que certains des résultats présentés dans ce mémoire sont probablement dépendants du choix des données et de leur qualité.

2.1.1 Observations interpolées

Ce sont des données d’observation *in situ* qui ont été passées au crible de divers traitements statistiques (corrections, construction de longues séries, et homogénéisation), puis interpolées sur une grille régulière. Afin d’étudier le rôle des océans dans la variabilité de la mousson, deux variables observées sont utilisées tout au long de ce mémoire :

Précipitations : pour retracer l’historique des saisons de mousson en Afrique de l’ouest au xx^e siècle, les relevés de précipitations sont des données précieuses et incontournables. Issue de phénomènes convectifs intenses et localisés, la pluie est un paramètre difficile à mesurer en Afrique. Pour des raisons géographiques, mais aussi historiques, les données pluviométriques sont donc à utiliser avec précaution. Pour tenter de pallier ce manque de fiabilité, et pour tenter d’assurer une certaine robustesse à nos résultats, nous allons utiliser en parallèle trois jeux de données mensuelles :

- CRU : les données CRUTS2.1 fournies par le Climate Research Unit couvrent la période 1901–2002. Ces données, discrétisées sur une grille de 0.5° de résolution, sont issues des mesures de pluviomètres, et ne concernent donc que la surface habitée des continents (Mitchell et Jones, 2005).
- GPCP : ce sont aussi des données pluviométriques interpolées, calculées par le Global Precipitation Climatology Centre pour la période 1951–2000 (<http://gpcc.dwd.de/>).
- GPCP : combinaison de mesures *in situ* et de toutes sortes de mesures par satellite, ces données proposent une couverture globale des continents et des océans, mais à partir de 1979 seulement (Adler et al., 2003).

Température de surface de l’océan : la SST correspond en réalité à la température moyenne des premiers mètres de l’océan. Les données mensuelles HadISST1 du Hadley Centre couvrent la période 1870–2002, et prennent en compte toutes les mesures disponibles, effectuées par les bateaux, bouées, et satellites (Rayner et al., 2003). Pour simplifier, nous avons utilisé un seul jeu de données ; pourtant, comme pour les précipitations, les données de SST sont parcellaires, hétérogènes, et doivent être utilisées avec précaution (Thompson et al., 2008).

2.1.2 Réanalyses atmosphériques

Une réanalyse est en quelque sorte une « reconstitution historique » des états passés de l’atmosphère. On utilise pour cela un modèle numérique capable de simuler la dynamique et la physique de l’atmosphère. Toutes les observations disponibles sont *assimilées* – digérées en quelque sorte – par le modèle, qui façonne ainsi un portrait-robot de l’atmosphère aussi fidèle que possible. Le processus d’assimilation des données permet de pallier les disparités géographiques et autres défauts des observations, et l’utilisation d’un modèle dynamique assure la cohérence physique des différents paramètres calculés. Les réanalyses permettent ainsi de décrire la structure verticale de l’atmosphère, ce qui est extrêmement précieux lorsque l’on souhaite comprendre les rouages de la machine climatique.

Contrairement aux analyses opérationnelles effectuées chaque jour pour la prévision du temps, la mise en place d’une réanalyse, très coûteuse en temps de calcul, fige le système d’analyse à un instant donné de sa constante évolution. Bien que la continuité temporelle soit de ce fait optimale par rapport aux analyses opérationnelles, les réanalyses souffrent malgré tout des biais des systèmes d’observation, et des changements dans leur couverture géographique. Du fait de l’assimilation d’observations satellites, les réanalyses sont de meilleure qualité à partir des années soixante-dix, d’où une certaine inhomogénéité de leurs séries temporelles (dell’Aquila et al., 2005).

Les réanalyses actuelles couvrent au maximum une cinquantaine d’années, ce qui rend difficile l’estimation et la compréhension de phénomènes lents, comme les fluctuations inter-décennales et le changement climatique (Kinter III et al., 2004 ; Wu et al., 2005). Dans ce mémoire, nous utiliserons donc les réanalyses pour étudier la variabilité interannuelle uniquement. Nous filtrerons la basse-fréquence des données (cf. § 2.4.1), et nous utiliserons en parallèle deux réanalyses pour tenter de pallier le manque de fiabilité et les discontinuités temporelles sur l’Afrique.

- La réanalyse n° 1 du NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) couvre la période 1951–2001, mais présente d’importantes ruptures temporelles sous les tropiques (Sturaro, 2003), en particulier sur l’Afrique de l’ouest (Poccard et al., 2000 ; Fontaine et al., 2002), mais aussi dans l’hémisphère nord (dell’Aquila et al., 2005 ; Greatbatch et Rong, 2006). La récente

réanalyse n° 2 NCEP/DOE aurait été une alternative intéressante, mais elle ne couvre que la période 1979–2004, ce qui est insuffisant pour notre étude.

- La réanalyse ERA40 du Centre européen de prévision (ECMWF) couvre la période 1958–2001 (Uppala et al., 2005). Cette réanalyse a été moins critiquée que sa concurrente du NCEP, mais Bengtsson et al. (2004) et Sterl (2004) montrent qu'elle présente aussi des inhomogénéités temporelles.

Doit-on préférer les précipitations réanalysées aux données observées ? Puisque nous allons utiliser les réanalyses atmosphériques pour comprendre la variabilité interannuelle de la mousson en Afrique de l'ouest, on pourrait être tenté d'utiliser les précipitations réanalysées pour caractériser cette variabilité. La figure 2.1 montre que pour les trois dernières décennies du xx^e siècle, les corrélations entre observations et réanalyses sont inférieures à 0.5 sur l'Afrique de l'ouest. Il semble donc que pour cette région, observations et réanalyses ne racontent pas la même histoire. . . Sur le reste du globe, les précipitations réanalysées « collent » aux observations dans quelques régions seulement, en particulier le Pacifique équatorial. Les corrélations sont globalement plus fortes pour ERA40 que pour NCEP. Ces remarques sont cohérentes avec Quartly et al. (2007), qui étudient les pluies réanalysées en détail. On retiendra que les précipitations issues des réanalyses sont un produit généralement peu fiable, car très dépendantes du modèle atmosphérique utilisé (paramétrisation des processus de petite-échelle), et peu contraintes par les données assimilées (les pluies observées ne sont pas assimilées). La dynamique est bien mieux reproduite par les réanalyses. Nous caractériserons donc la variabilité de la mousson à partir des données issues de l'observation *in situ*, puis nous utiliserons les réanalyses pour tenter comprendre les mécanismes atmosphériques de grande-échelle qui sous-tendent les phénomènes observés.

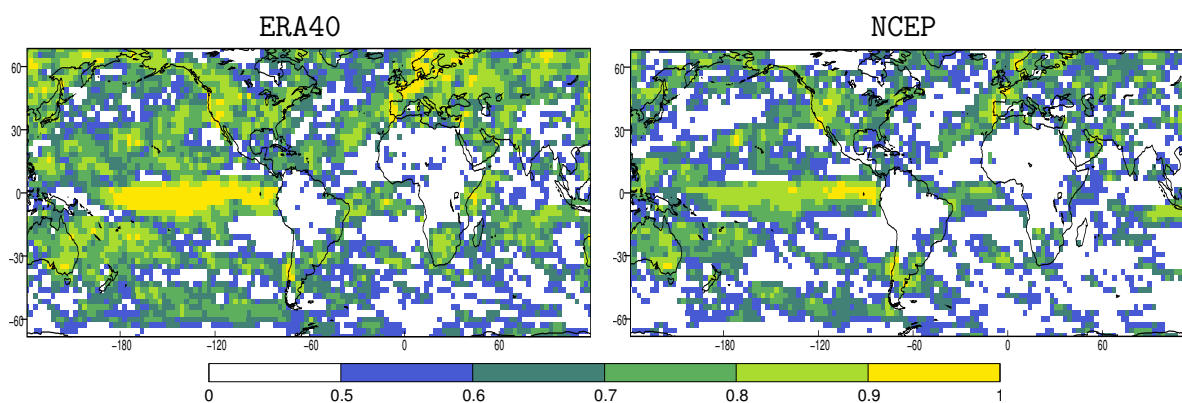


Figure 2.1 – Corrélation en chaque point de grille entre les anomalies mensuelles des précipitations observées GPCP et réanalysées pour la période 1979–2000. Les anomalies ont été au préalable filtrées du cycle annuel, de la haute- et de la basse-fréquence, afin de ne garder que l'interannuel (entre 17.6 mois et 7.3 ans).

2.2 Le modèle de climat du CNRM

Pourquoi un modèle de climat ? On pourrait en effet penser que les réanalyses sont le jeu de données le plus abouti que l'on puisse attendre de la modélisation numérique. Le modèle de climat est-il indispensable à la compréhension de la variabilité climatique ?

L'étude du climat a longtemps été l'apanage des géographes. Or le développement de la modélisation, en météorologie d'abord, puis pour le climat, a permis des progrès considérables dans la compréhension de la dynamique atmosphérique, des processus de toute petite

échelle, jusqu'aux phénomènes climatiques. Désormais le climatologue jongle entre la réalité du climat observé, et la fiction du climat simulé. Entrons dans la fiction !

La fiction peut avoir le désir d'être le plus proche possible de la réalité. Dans un premier temps les climatologues ont donc utilisé un modèle d'atmosphère, aiguillonné par différents *forçages*, afin de reproduire le climat de xx^e siècle. Le modèle de climat est en effet un système beaucoup plus « léger » à mettre en œuvre qu'une réanalyse. De nombreuses fictions, formant des « ensembles » plus ou moins réalistes, peuvent ainsi être écrites par des modèles différents. Cette mosaïque de réalités simulées permet de mettre en relief les grands mécanismes du climat. . .

Pour mieux décrire les phénomènes observés, le modélisateur peut coupler son modèle d'atmosphère aux autres composantes du système climatique. L'atmosphère évolue alors plus librement, en interaction avec les autres composantes, décrivant ainsi des trajectoires moins ancrées dans le réel, plus variées, des récits hauts en couleur. La fiction peut même devenir science-fiction, les modèles couplés permettant en effet d'esquisser les contours d'un climat futur possible. Chaque fiction ouvre ensuite la voie à de multiples interprétations, parfois plus ou moins inquiétantes. . . Les modèles sont bel et bien le laboratoire expérimental du climatologue, qui doit sans cesse confronter fiction et réalité pour que son « système Terre » reste crédible. Ce perpétuel aller-retour entre simulation et observation nourrit la réflexion : les comportements plus ou moins réalistes, plus ou moins variés, des modèles couplés guident en effet le climatologue dans sa compréhension du climat observé.

2.2.1 Composantes du modèle couplé

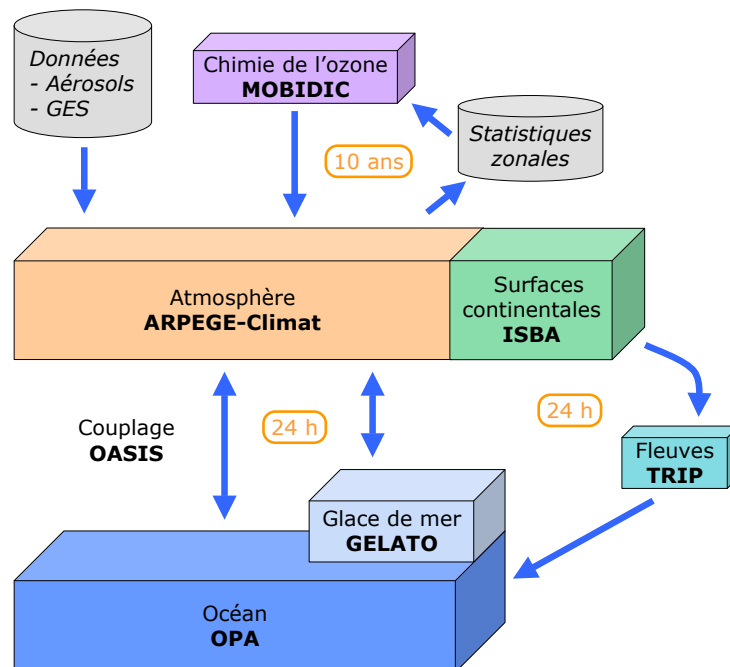


Figure 2.2 – Composantes du modèle couplé CNRM-CM3 et fréquence du couplage.

Nous avons vu au paragraphe 1.1.3 que l'on peut décomposer le système climatique en cinq composantes : l'atmosphère, l'hydrosphère, les surfaces continentales, les surfaces enneigées ou englacées, et la biosphère (fig. 1.5). L'architecture des modèles de climat s'inspire de ce découpage, de manière plus ou moins simplifiée. . . La figure 2.2 présente la version 3 du

modèle couplé du CNRM, mise au point pour le 4^e rapport du GIEC, et utilisée tout au long de ce mémoire. Cette version du modèle comprend :

- ✓ Le modèle d'atmosphère Arpège-Climat version 3 (Déqué, 1999), en troncature spectrale T63 avec 45 niveaux verticaux (grille linéaire équivalente à une grille quadratique 128×64 , soit 2.8° de résolution);
- ✓ Le modèle d'océan OPA 8.1 développé par le laboratoire LOCEAN de l'Institut Pierre Simon Laplace (http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/Docu_Free/Doc_models/Doc_OPA8.1.pdf), en résolution 182×152 avec 31 niveaux (environ 2° en longitude, et de 0.5° à 2° en latitude de l'équateur aux pôles);
- ✓ Le modèle de glace de mer GELATO version 2 (Salas-y-Méla, 2002);
- ✓ Le modèle de surface ISBA (Mahfouf et al., 1995);
- ✓ Le modèle TRIP de routage des fleuves (Oki et Sud, 1998) développé par l'Institute of Industrial Science de l'université de Tokyo;
- ✓ Le modèle MOBIDIC de chimie de l'ozone (Cariolle et al., 1990).

Ces différentes composantes du modèle sont couplées grâce au coupleur OASIS version 2.2 (Terry et al., 1998) développé au Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique (CERFACS). Toutes les informations complémentaires concernant le modèle couplé CNRM-CM3 sont disponibles sur le site internet http://www.cnrm.meteo.fr/scenario2004/references_eng.html.

2.2.2 Protocoles expérimentaux

Simulation couplée *versus* forcée

Lorsque le modèle d'atmosphère est couplé au modèle d'océan, comme présenté sur la figure 2.2, les seules contraintes pour le système sont la prescription des concentrations en gaz à effet de serre et aérosols (valeurs observées ou scénario d'émission), la constante solaire, les paramètres orbitaux, et les cartes de relief, de sol, et de végétation. Dans un tel système, aux multiples degrés de liberté, la variabilité d'une des composantes est conditionnée par la variabilité des autres composantes. À grande-échelle, l'océan – du fait de son inertie thermique – va avoir tendance à *forcer* l'atmosphère, en particulier sous les tropiques (Peña et al., 2003). Réciproquement, à des échelles de temps plus rapides, une anomalie de vent en surface peut influencer l'océan. Dans l'absolu, océan et atmosphère sont donc couplés, indissociables. Or du couplage naît la complexité des phénomènes, et leur compréhension requiert parfois de bien séparer les problèmes. Ainsi, pour étudier séparément la part du forçage de l'océan par l'atmosphère ou, dans notre cas, la part du forçage de l'atmosphère par l'océan, il est très utile de réaliser aussi des simulations *forcées*, pour lesquelles on remplace le modèle d'océan en prescrivant les SST observées au xx^e siècle.

Comparons tout d'abord l'état moyen des SST au moment de la saison de la mousson (JAS) dans les simulations forcée et couplée. La figure 2.3 illustre le fort biais froid du modèle CNRM-CM3. On remarquera aussi dans la simulation couplée la symétrie nord-sud des SST du Pacifique tropical, et l'absence de « langue d'eau froide » dans le golfe de Guinée. La variabilité des SST de la simulation couplée présente aussi des biais régionaux, en particulier des écarts-type surestimés dans le Pacifique équatorial, ce que nous aurons l'occasion de commenter ultérieurement.

Les pluies sont une variable essentielle du climat tropical : la figure 2.4 compare les précipitations simulées par Arpège-Climat en configuration couplée et forcée. Dans les deux

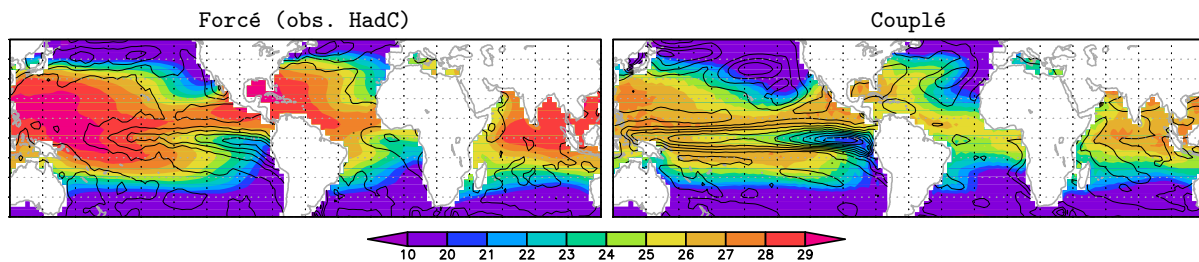


Figure 2.3 – Moyenne (couleurs) et écart-type (isolignes) des SST de la saison JAS (période 1951–2000). L'écartement des isolignes est de 0.2°C.

simulations, les précipitations diffèrent des observations en de nombreuses régions, mais globalement les grandes structures sont représentées (fig. 2.4). Concernant la ceinture tropicale, et en particulier la ZCIT qui en est l'élément principal (cf. § 1.1.4), plusieurs biais sont à remarquer :

- Les pluies de la simulation **forcée** présentent en JAS deux biais importants. À l'ouest du Pacifique les précipitations sont deux fois trop importantes autour de 10°N, et la variabilité interannuelle est quatre fois trop forte. À l'ouest de l'Atlantique, les précipitations sont trop fortes sur les Caraïbes.
- Les biais de la simulation **couplée** sont assez différents. Dans le Pacifique, on observe une double ZCIT de part et d'autre de l'équateur. C'est un défaut partagé par de nombreux modèles couplés, qui est associé à une extension vers l'ouest de la langue d'eaux froides (Dai, 2006 ; Lin, 2007). Cela n'est pas sans impact sur la variabilité interannuelle du Pacifique tropical, mais les biais sont d'amplitude inférieure à ceux de la simulation forcée. Un autre défaut de cette simulation couplée concerne l'Afrique et l'Atlantique tropical. Sur océan, la ZCIT s'étend en effet trop au sud, et les cumuls sont trop forts sur l'est du Sahel.

Les biais de la simulation forcée sur les eaux chaudes (*Warm Pool*) du continent maritime ne sont pas surprenants. De multiples études (par ex. Fu et al., 2002 ; Krishna Kumar et al., 2005 ; Aldrian et al., 2005 ; Bracco et al., 2007) ont en effet montré que le couplage est essentiel pour une simulation correcte des pluies de l'Asie du sud-est, du fait des interactions fortes entre SST et convection dans cette région. Dans une simulation forcée, les écarts de température à l'interface air-mer entraînent des flux importants, en particulier pour l'évaporation (Yu et Mechoso, 1999). La vapeur d'eau fournie en excès à l'atmosphère stimule la convection, et l'absence de rétroaction nuages \rightarrow rayonnement \rightarrow SST, empêche tout amortissement du phénomène (Inatsu et Kimoto, 2005 ; Wu et Kirtman, 2007). Wang et al. (2008) montrent que la moyenne d'ensemble de dix modèles couplés de prévision saisonnière (projet DEMETER) fournit une variabilité des pluies plus réaliste que les réanalyses ERA40 et NCEP2 sur l'Asie du sud-est. Selon eux, les réanalyses devraient à l'avenir prendre en compte le couplage océan-atmosphère.

Le couplage océan-atmosphère est-il un enjeu pour l'Asie du sud-est uniquement ? Peña et al. (2004) montrent qu'en l'absence de couplage avec les SST sous les tropiques, les anomalies atmosphériques simulées sont trop persistantes. Nous avons vu (fig. 2.4) que d'autres régions, comme les Caraïbes, voient leur précipitations (moyenne et écart-type) améliorées par le couplage. Si les biais sont plus marqués dans la région de la *Warm Pool*, c'est probablement parce que les phénomènes convectifs y sont plus forts, et de plus grande-échelle.

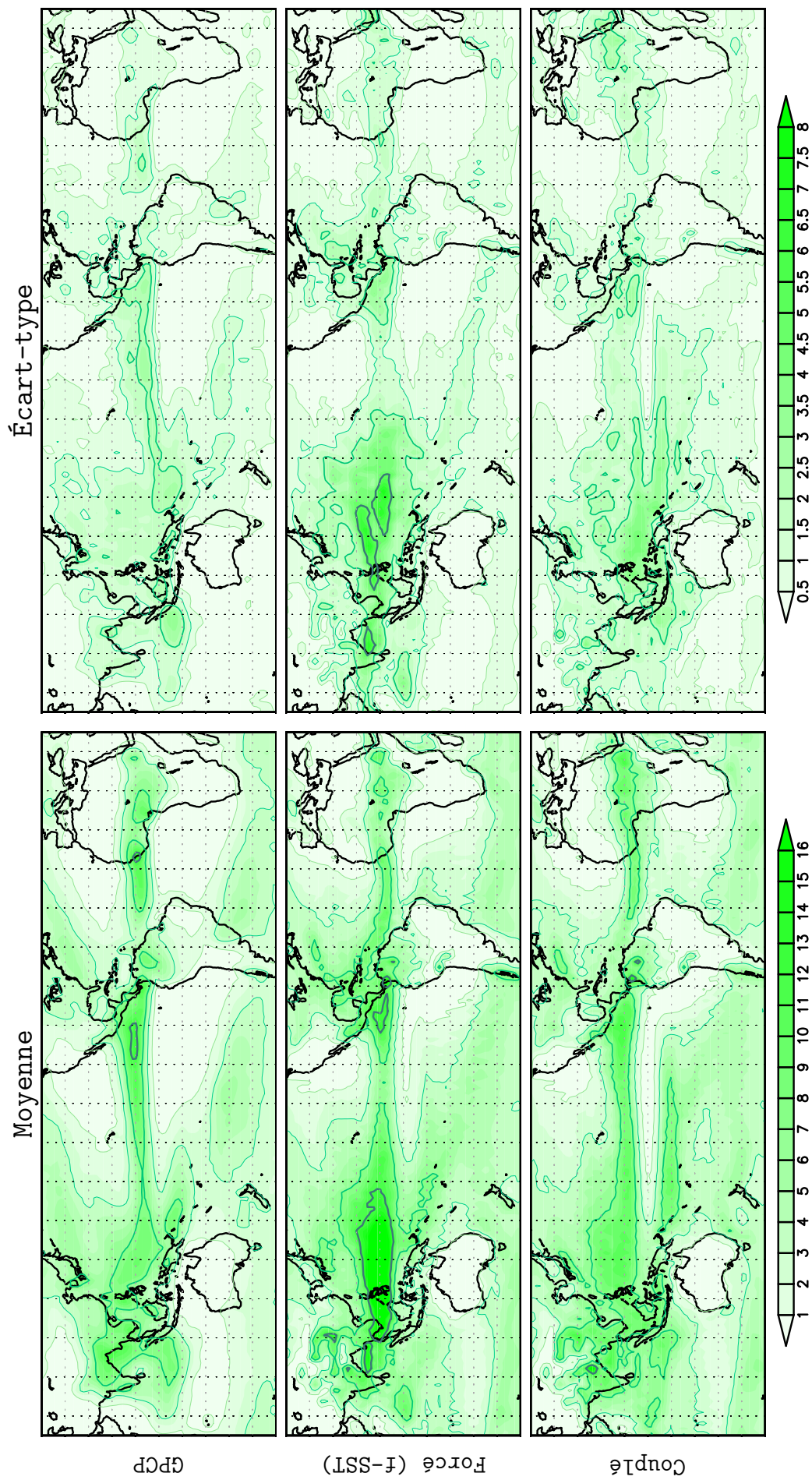


Figure 2.4 – Moyenne et écart-type des précipitations JAS pour la période 1979–1999 dans les observations GPCP et dans le modèle du CNRM, forcé par des SST observées ou couplé au modèle d’océan. Les isolignes mises en valeur sont 0.5, 3, 7 et 12 mm/j pour la moyenne ; et 1, 2, 3, et 5 mm/j pour les écarts-type.

Pour conclure, il semble que le couplage océan-atmosphère soit à la fois un point fort pour les précipitations simulées dans la ZCIT, mais aussi un point faible, car les structures de SST parfois peu réalistes le long de l'équateur ont un effet néfaste sur les précipitations. Par ailleurs, outre l'état moyen plus réaliste, le forçage des SST procure au modèle d'atmosphère une variabilité plus réaliste du point de vue temporel (cycle saisonnier et variabilité), ce que la figure 2.4 n'envisage absolument pas. Le forçage des SST apporte de l'information dans le système, et permet donc de simuler des variations du climat plus proches de celles connues au xx^e siècle. Le forçage des SST est donc un protocole que nous allons utiliser, en parallèle des simulations couplées, et d'autres protocoles.

D'autres protocoles possibles...

Puisque l'on cherche à comprendre le rôle des océans dans la variabilité de la mousson africaine, il est important que l'état moyen et la variabilité océanique soient correctement simulés. Dans le cadre du modèle couplé, la correction de flux est une méthode encore d'actualité lorsque l'on cherche à corriger les biais sur océan. Dai (2006) montre que parmi les modèles couplés du 4^e rapport du GIEC, ceux qui utilisent une correction de flux (en particulier MRI-CGCM-2.3.2) présentent des structures de précipitations plus réalistes sous les tropiques. Pourtant, la correction de flux présente un certain nombre d'inconvénients. AchutaRao et Sperber (2002) montrent que malgré un état de base et un cycle annuel plus réalistes dans le Pacifique équatorial, la correction de flux n'améliore pas nécessairement la variabilité de l'ENSO. La correction de flux contraint en effet une solution artificielle. Si les variables du modèle s'opposent à cette contrainte, la correction de flux empêche toute évolution, jusqu'à ce que les rétroactions soient suffisamment fortes (Neelin et Dijkstra, 1995). La physique océanique est donc profondément affectée par une correction de flux. Quelles sont les alternatives lorsque l'on cherche à améliorer la variabilité océanique du modèle couplé ?

Dans le cadre du projet Climate of the 20th Century (C20C), un protocole a été proposé, dénommé « *pacemaker* », pour lequel les SST sont prescrites à l'atmosphère pour certains bassins, et calculées par couplage avec l'océan sur d'autres bassins. Un tel protocole, avec toutes les variantes qu'il permet du point de vue technique (Huang et al., 2002 ; Liu et al., 2004 ; Bracco et al., 2007), est particulièrement attrayant si l'on cherche par exemple à stimuler dans le modèle couplé un mode de variabilité observé au 20^e siècle. Nous avons d'abord envisagé d'implémenter dans CNRM-CM3 un rappel en SST, d'intensité très forte dans le bassin dont on souhaite contraindre la variabilité (par ex. le Pacifique), et progressivement plus faible à distance, pour conserver régionalement (par ex. autour de l'Afrique) les effets du couplage. Un tel protocole présente cependant tous les défauts d'une correction de flux, puisque la dynamique océanique doit en permanence répondre à la contrainte du terme de rappel. Nous avons donc opté pour une contrainte plus faible, moins « traumatisante » pour l'océan, suivant une idée d'Éric Guilyardi...

Forçage de la tension de vent

Donnée d'entrée du modèle atmosphérique, la SST détermine le flux air-mer et force l'atmosphère, qui produit une tension de vent en conséquence. En retour, la tension de vent, le flux de chaleur, et les précipitations sont des forçages pour la composante océanique, qui produit une distribution de SST *via* ses propres processus dynamiques. La SST et le flux de chaleur sont des agents au travers desquels le couplage *thermodynamique* océan-atmosphère a

lieu. La tension du vent sur l'océan est un agent du couplage *dynamique* qui, lorsque la thermocline est proche de la surface, peut initier une rétroaction de type Bjerknes, nécessaire pour la croissance d'anomalies couplées, par exemple dans le cadre de l'ENSO. Fischer et al. (2005) montrent que l'ENSO peut être supprimée dans un modèle couplé si l'on contraint l'un des agents d'échange des deux composantes. Leur étude montre que forcer la tension de vent vue par l'océan dans le Pacifique tropical est la meilleure méthode pour supprimer la variabilité ENSO, sans altérer l'état moyen du Pacifique tropical.

Fischer et al. (2005) contraignent la tension de vent à l'interface océan-atmosphère pour supprimer l'ENSO. Peut-on utiliser la tension de vent pour améliorer la variabilité océanique simulée? Plusieurs études des simulations du 4^e rapport du GIEC ont pointé du doigt les biais de tension de vent dans le Pacifique (van Oldenborgh et al., 2005 ; Guilyardi, 2006 ; Capotondi et al., 2006 ; Lin, 2007), ainsi que dans l'Atlantique (Breugem et al., 2006). En océanographie il est courant d'agir sur la tension de vent pour forcer un modèle d'océan, mais c'est beaucoup moins fréquent en simulation couplée. Belamari et al. (2003) et Lengaigne et al. (2004) ont montré qu'il est possible de stimuler un événement El Niño intense en introduisant une perturbation de type Westerly Wind Burst (WWB) dans un modèle couplé. Fedorov (2002) suggère que l'impact des WWB dépend de manière cruciale de l'état du système (thermocline et vents moyens) et de la phase de l'ENSO : les événements El Niño les plus forts piquent 6 à 10 mois après le coup de vent. Dans l'Atlantique, Dommenges et Latif (2000) montrent que la variabilité des SST est fortement corrélée avec les anomalies de tension de vent dans les régions d'alizés : selon eux la variabilité de l'Atlantique tropical de surface est forcée par l'atmosphère à grande-échelle.

Quel que soit le bassin océanique, la tension de vent présente une forte variabilité à toutes les échelles de temps. Blanke et al. (1997) montrent que l'introduction de bruit atmosphérique dans leur modèle, sous la forme d'une variabilité stochastique de la tension de vent, suscite un comportement irrégulier de l'ENSO, dont les structures spatiales sont beaucoup plus diversifiées, ainsi que les déroulements temporels. Pourtant, le rôle de la variabilité atmosphérique comme forçage stochastique de l'ENSO est l'objet de débats (Eisenman et al., 2005 ; Seiki et Takayabu, 2007 ; Kug et al., 2008). Il semble qu'en effet les WWB, qui sont souvent liés à des ralentissements dans la propagation vers l'est des régions convectives (par ex. la Madden-Julian Oscillation), soient en retour modulés par l'ENSO.

Détails du protocole

Dans la suite de ce mémoire, plusieurs expériences de sensibilité vont être présentées en détail. Ces expériences utilisent le modèle couplé CNRM-CM3 (fig. 2.2), avec divers forçages de la tension de vent, sur tout ou partie du globe. Nous avons choisi d'imposer la tension de vent sans recalculer les autres flux du couplage. Il y a donc incohérence entre les flux calculés et la tension de vent imposée, mais ces différences tendent à s'amortir du fait du couplage tension de vent \Rightarrow SST \Rightarrow flux, à chaque pas de temps. Nous allons forcer une tension de vent *quotidienne*, car des études réalisées avec un modèle d'océan forcé (Large et al., 1991 ; Sui et al., 2003) ont montré qu'il y a de réels avantages à forcer un vent quotidien, voire moyenné sur deux ou trois jours tout au plus.

Avant l'apparition, dans les années quatre-vingt dix, des diffusomètres satellites pour mesurer les vecteurs-vent, les mesures directes étaient principalement effectuées par bateau, d'où une couverture inégale spatialement et temporellement. Reconstruire des champs de tension de vent historiques est donc une gageure. Après avoir comparé sommairement les données

mensuelles de différents produits d'observation (COADS et FSU), et de réanalyses (SODA, NCEP, ERA40), nous avons choisi de prescrire une tension de vent réanalysée, qui présente l'avantage d'avoir non seulement une couverture globale, mais aussi une cohérence physique (du fait de l'assimilation). Kug et al. (2001) montrent que cette cohérence physique de grande-échelle peut être bénéfique pour la simulation de l'ENSO. Aux tensions de vent de la réanalyse océanique SODA, nous avons préféré celles d'ERA40, puisque c'est l'une des deux réanalyses que nous utilisons dans ce mémoire pour comprendre la variabilité atmosphérique (cf. § 2.1.2). Wittenberg (2004) a montré qu'en termes de tension de vent, ERA40 est plus proche que NCEP des *pseudo-windress*¹ observés du FSU. Plus récemment, Monahan (2006) a montré que les distributions de probabilités des tensions de vent sont similaires dans les produits ERA40, NCEP, et satellites.

Du point de vue technique, ce protocole nécessite simplement d'interpoler la tension de vent quotidienne ERA40 sur la grille du modèle d'océan, ainsi que la lecture par le modèle d'océan des fichiers de forçage. C'est donc un protocole relativement « facile » à mettre en œuvre, si l'on fait abstraction du coût en calcul du modèle couplé par rapport au modèle forcé. La figure 2.5 illustre le protocole dans le cas particulier d'un forçage sur le Pacifique tropical. Pour ce forçage régional, quelques tests ont montré la nécessité d'une zone de transition, sans laquelle les courants de surface présentent des anomalies peu réalistes. La transition choisie (fig. 2.5) permet un mélange progressif du vent forcé et du vent simulé par Arpège-Climat entre 30° et 40° de latitude. Ces frontières ont été placées dans une région de vents faibles, au cœur des gyres subtropicales.

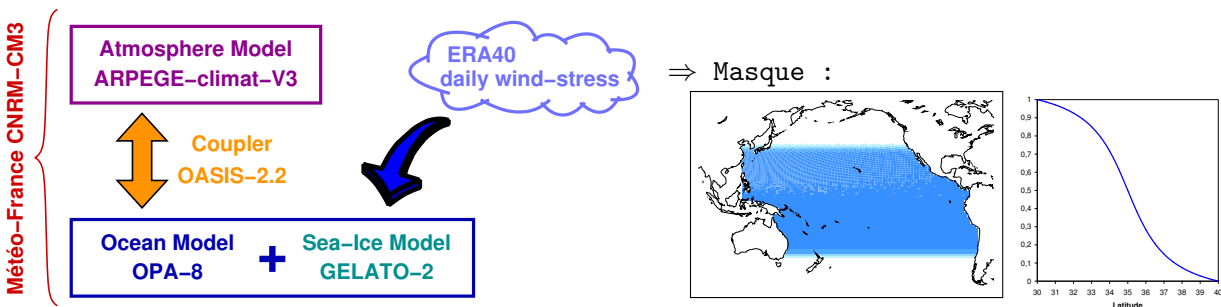


Figure 2.5 – Forçage de la tension de vent sur le Pacifique tropical : masque et transition en *arctan*.

Quelques essais ont montré la nécessité d'une période de *spin-up*, pour que l'océan, perturbé par le forçage, atteigne un équilibre. Nous avons donc répété dix fois l'année 1960 (neutre du point de vue de l'ENSO). Les différentes simulations décrites dans ce mémoire couvrent la période 1960–2001.

2.3 CMIP3 et le 4^e rapport du GIEC

Créé en 1988 par l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE), le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) a pour mission de fournir aux décideurs, et à tous ceux qui le souhaitent, une information objective sur le changement climatique. Le GIEC n'a pas pour vocation de faire de la recherche, mais plutôt d'effectuer une synthèse des travaux les plus récents touchant aux aspects scientifiques, techniques, et socio-économiques du changement

¹La tension de vent est obtenue en multipliant les composantes du *pseudo-windstress* par la densité de l'air et un coefficient d'échange.

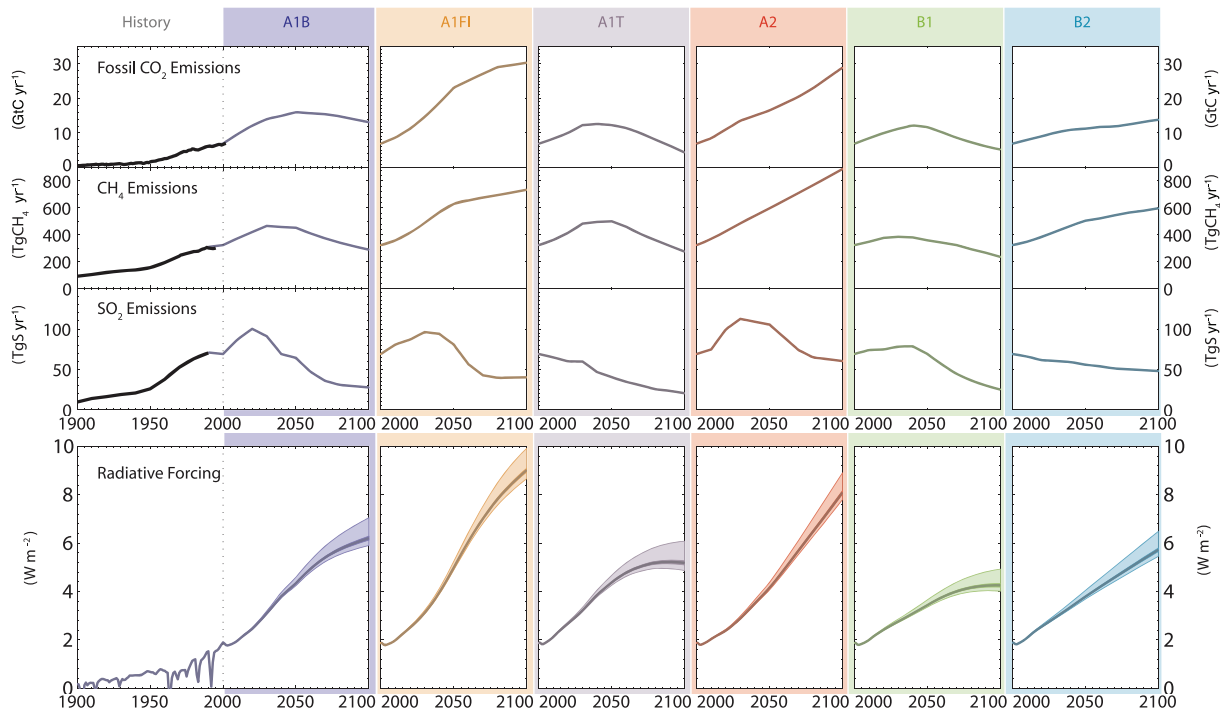


Figure 2.6 – Émissions de CO₂ fossile, de CH₄, et de SO₂ pour six scénarios SRES. Forçage radiatif prévu par différentes réalisations d'un Simple Climate Model ajusté pour reproduire la sensibilité de 19 modèles couplés (issu du 4^e rapport du GIEC).

climatique : ses impacts observés et prévisibles, et les options possibles pour sa limitation et notre adaptation. En 2007, le GIEC a publié son 4^e rapport, et a partagé le prix Nobel de la paix avec l'ancien vice-président américain Al Gore. Le 4^e rapport du GIEC, auquel ont contribué des experts du monde entier et de toutes disciplines, est fondé sur des preuves scientifiques, et reflète les différents points de vue de la communauté scientifique.

Créé en 1995 par le World Climate Research Program (WCRP) dans le cadre du programme Climate Variability and Predictability (CLIVAR), le projet Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) a pour rôle de coordonner l'inter-comparaison des modèles couplés océan-atmosphère. La 3^e phase du projet CMIP a coïncidé avec l'élaboration du 4^e rapport du GIEC. Les simulations du climat passé, présent et futur réalisées par un grand nombre de modèles ont ainsi été collectées, formant une formidable base de données, hébergée par le Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI). C'est sur l'analyse de ces simulations CMIP3 que le Groupe n° 1 du GIEC s'est appuyé pour rédiger son rapport intitulé *The Physical Science Basis*.

Les simulations réalisées pour le 4^e rapport du GIEC ont toutes été réalisées dans un même cadre expérimental, qui permet l'inter-comparaison des modèles. Pour ce mémoire, une partie seulement des données CMIP3 ont été utilisées : 16 modèles (parmi les 22 disponibles) ont été choisis arbitrairement pour former un échantillon que nous espérons représentatif des modèles couplés actuels (13 groupes de recherche dans 10 pays différents). Trois types de simulations ont été utilisées :

Simulations pré-industrielles de contrôle : ce sont des simulations longues (plusieurs siècles), caractérisées par le forçage constant de conditions pré-industrielles. Ces simulations permettent d'évaluer l'éventuelle dérive du modèle, et de comparer le climat pré-industriel au climat présent et futur simulé.

Simulations du xx^e siècle 20C3M : initialisées à partir des simulations pré-industrielles de contrôle, ces simulations couvrent la fin du XIX^e et tout le XX^e siècle, et sont forcées par les concentrations annuelles observées en gaz à effet de serre (GES) et en aérosols sulfatés.

Simulations du XXI^e siècle SRES-A2 : réalisées dans la continuité des simulations 20C3M, les simulations du XXI^e siècle sont forcées par des scénarios d'émission de GES et d'aérosols. Ces scénarios sont le fruit de modèles d'impacts intégrés, qui essaient de prévoir les émissions futures en tenant compte des évolutions possibles, à la fois démographiques, technologiques, environnementales, et socio-économiques. Les scénarios possibles sont multiples : la figure 2.6 (p. 39) présente les émissions prévues pour six d'entre-eux, ainsi que le forçage radiatif qui en découle. Le scénario A2 que nous avons choisi est particulièrement pessimiste, et correspond à une forte démographie et à des progrès technologiques insuffisants, donc à des changements climatiques importants.

2.4 Méthodes statistiques

*The history of misuses of statistics
is as long as the history of statistics itself.*
Hans von Storch

Pour dessiner à grands traits le climat de la terre, le climatologue a d'abord recours à la notion d'*état moyen*. Cet état moyen, que l'on décrit facilement à l'aide de moyennes et d'écart-type, n'est pas un état observé, et ce n'est pas non plus un état typique de l'atmosphère : c'est même un état qui n'a aucune chance d'être observé. La moyenne effectue en effet un lissage spatio-temporel, et gomme les fluctuations autour de cet état. Pour appréhender la *variabilité* de l'atmosphère, le climatologue est donc amené à utiliser des outils statistiques plus complexes, dont quelques-uns sont décrits dans ce chapitre.

Pour éviter – mais est-ce toujours possible ? – de donner une fois de plus raison à Hans von Storch (aphorisme ci-dessus), nous avons tenté de multiplier les méthodes, les domaines d'utilisation, et les jeux de données. Hélas, les jeux de données sont limités temporellement, et ne sont pas indépendants, puisqu'il s'agit toujours d'une même et unique réalisation du climat. D'où l'intérêt des simulations climatiques, qui vont être, tout au long de ce mémoire, notre laboratoire expérimental. Les méthodes statistiques présentées ci-dessous se sont révélées être une aide précieuse pour dépouiller nos résultats d'expériences. . .

2.4.1 Filtrage des séries temporelles

En chaque point du globe, les variables qui caractérisent le climat fluctuent temporellement. Les données mensuelles que nous allons utiliser sont susceptibles de contenir de la variabilité aux échelles de temps suivantes : une *tendance* à long-terme, de la variabilité *décennale*, de la variabilité *interannuelle*, un *cycle annuel* moyen, et de la variabilité *intra-saisonnière*. . . Pour mettre en évidence des phénomènes et en étudier les mécanismes, il est donc essentiel de séparer précautionneusement les échelles de temps qui nous intéressent. C'est tout l'enjeu du « filtrage des séries temporelles », pour lequel nous avons fait appel à des techniques de traitement du signal.

Nous allons distinguer d'emblée deux cas : les séries *mensuelles*, et les séries *annuelles*, obtenues en moyennant les valeurs de plusieurs mois consécutifs (par ex. de juillet à septembre,

JAS). Dans l'article-1 (§ 3.1), un filtre digital est utilisé pour ôter le signal décennal des séries annuelles. Même s'il est facile à mettre en œuvre, l'inconvénient de ce filtre est que l'on perd 15 années au début et à la fin de la série, ce qui n'est pas acceptable pour les courtes séries des réanalyses et des expériences de sensibilité de ce mémoire (42 ans). D'un autre côté, estimer le signal basse-fréquence à proximité des extrémités de la série est réellement délicat, voire illusoire. Nous reviendrons sur ce point dans les paragraphes qui suivent.

Nous avons mis au point un filtre fondé sur l'utilisation de la Fast Fourier Transform (FFT), comme préconisé par Press et al. (1992). Cette méthode assez souple permet d'utiliser des fonctions de transfert variées, ce qui nous a permis de l'adapter au cas des séries mensuelles (filtre passe-bande décrit ci-dessous). Denholm-Price et Rees (1998) montrent que dans le cadre de leur étude, l'utilisation de la FFT permet un filtrage optimal de la basse-fréquence. La procédure que nous avons mise au point, quoique largement validée dans le cadre de ce mémoire, doit être considérée comme un outil en cours de développement.

Cas des séries annuelles

Dans le cas des séries annuelles, l'objectif est de distinguer la variabilité *interannuelle* de la variabilité *décennale*, après avoir ôté la *tendance* à long-terme. Nous avons choisi d'estimer cette tendance à l'aide d'une simple régression linéaire. Dans l'article-1 (§ 3.1), nous utilisons aussi un *fit* polynomial d'ordre 3 pour les séries de SST les plus longues (par ex. dans les scénarios).

À chaque point de grille, et le cas échéant pour chaque niveau de pression, une même procédure va être appliquée, fondée sur la FFT (algorithme de Press et al., 1992). Comme la FFT requiert en entrée des vecteurs de taille 2^n , il est d'usage de compléter avec des zéros à chaque extrémité de la série (*zero-padding* en anglais).

Du fait de la longueur *finie* des séries temporelles que l'on utilise, le filtrage de la basse-fréquence est problématique aux extrémités. Dans notre cas, la FFT est appliquée en chaque point de grille. Or nous ne travaillerons jamais sur la série temporelle d'un seul point de grille. Au contraire, les méthodes statistiques vont être appliquées à des domaines géographiques relativement grands. On peut donc espérer que les petites approximations en chaque point de grille se compensent, on évite ainsi tout résultat aberrant après traitement. De plus, comme tous nos calculs statistiques seront accompagnés de tests de significativité, l'erreur éventuelle due au filtrage pourra éventuellement atténuer le signal que l'on cherche à détecter, voire le rendre non-significatif, mais pourra difficilement en corrompre le sens physique. En outre, nous avons vu au paragraphe 2.1 que les données d'observation ou de réanalyse comportent bien d'autres sources d'incertitudes...

Nous avons choisi de conserver les données filtrées aux extrémités de la série, tout en tentant d'optimiser la procédure. Pour estimer au mieux la variabilité basse-fréquence, nous avons en effet cherché à réduire la discontinuité engendrée par le *zero-padding* à chaque extrémité. Comme l'illustre la figure 2.7, nous avons ajouté une « zone tampon » de largeur $d1 \approx 10\%$ des données, en forme de *cosinus*, avec pour valeur extrême la moyenne des données sur une largeur $d2$ environ égale à la moitié de la période de coupure. Quelques tests ont montré qu'une telle zone tampon permet un retour vers zéro moins rapide, et donc *a priori* plus réaliste, du signal basse-fréquence détecté.

La FFT permet de passer dans l'espace spectral pour appliquer une fonction de transfert, puis reconstruire les données à l'aide d'une transformation FFT inverse. Plutôt que d'appliquer une simple fonction de transfert « en créneau », qui consisterait à remplacer une partie

des coefficients de Fourier par des zéros, et qui tend à produire du *spectral ringing*, nous avons utilisé une fonction de transfert plus élaborée, avec un « tampon » en *cosinus* pour lisser la transition. Comme présenté sur la figure 2.8_a, nous avons choisi un *cut-off* à 8.8 ans pour le filtre passe-bas, avec des coefficients de Fourier égaux à zéro au delà de 12 ans.

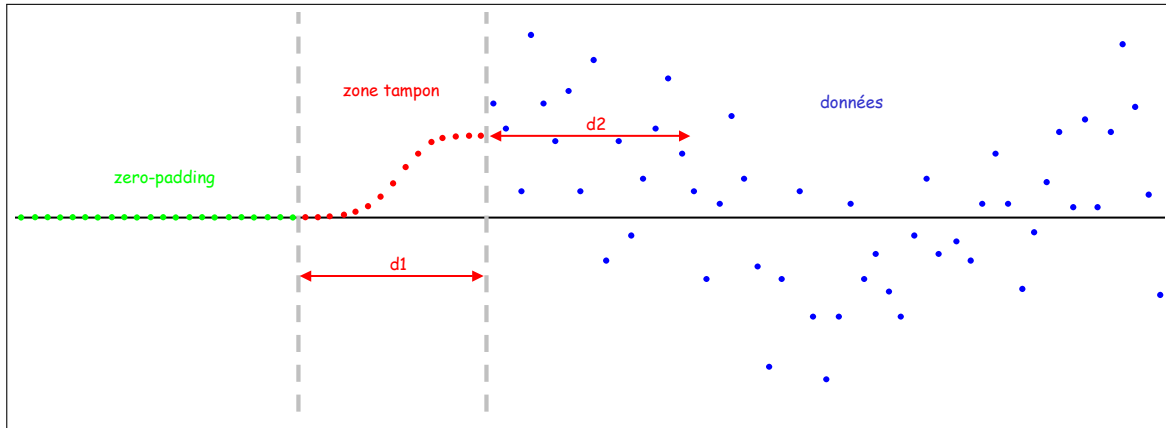


Figure 2.7 – Le *zero-padding* et la « zone tampon » permettent de compléter la série temporelle, qui doit être de longueur 2^n en entrée de la FFT (plus de détails dans le texte).

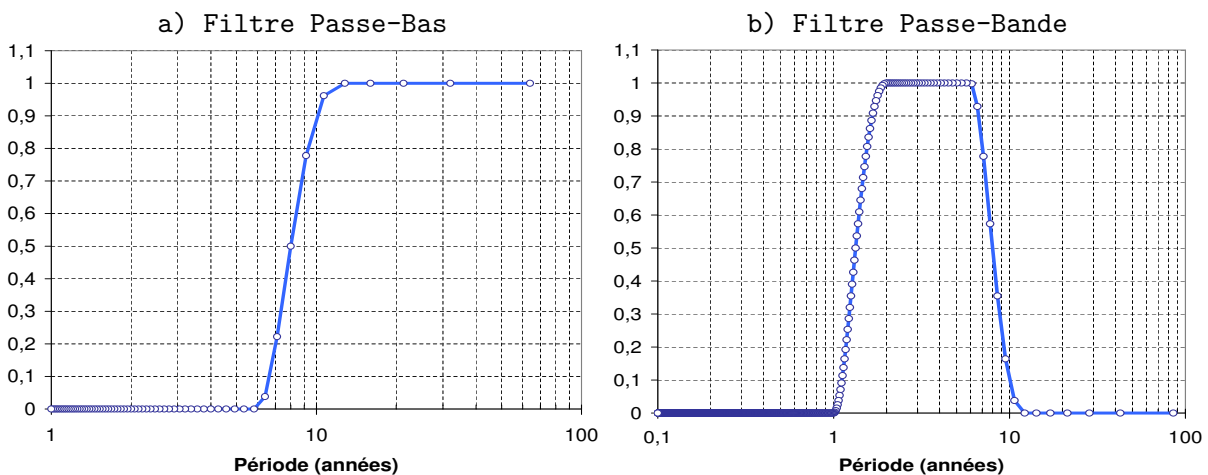


Figure 2.8 – Coefficients de la fonction de transfert du filtre passe-bas pour un vecteur de taille $2^6 = 64$ années, et du filtre passe-bande pour un vecteur de taille $2^{10} = 1024$ mois.

Cas des séries mensuelles

Dans le cas des séries mensuelles, en plus de la *tendance* et du *décennal*, si l'on veut étudier l'*interannuel*, il faut aussi filtrer le *cycle annuel* et la variabilité *intra-saisonnière*. Après quelques tests, il s'est avéré utile de calculer pour chaque série le cycle annuel moyen (après filtrage d'une tendance linéaire), pour le soustraire, et appliquer ensuite le filtre passe-bande à cette série déjà partiellement filtrée. Pour la basse-fréquence, on utilise à nouveau une transition en *cosinus* entre 6 et 12 ans (fig. 2.8_b), ce qui donne une fréquence de coupure à 7.3 ans. Pour la haute-fréquence, la transition s'étend de 12 à 24 mois, d'où un *cut-off* à 17.6 mois.

Les coefficients de la figure 2.8_b ont été calculés pour une fenêtre de 1024 mois (soit un peu plus de 85 années). C'est donc exactement ce jeu de coefficients qui est utilisé dans ce mémoire pour les séries de 40 à 50 années. La figure 2.8_b montre clairement que la plupart

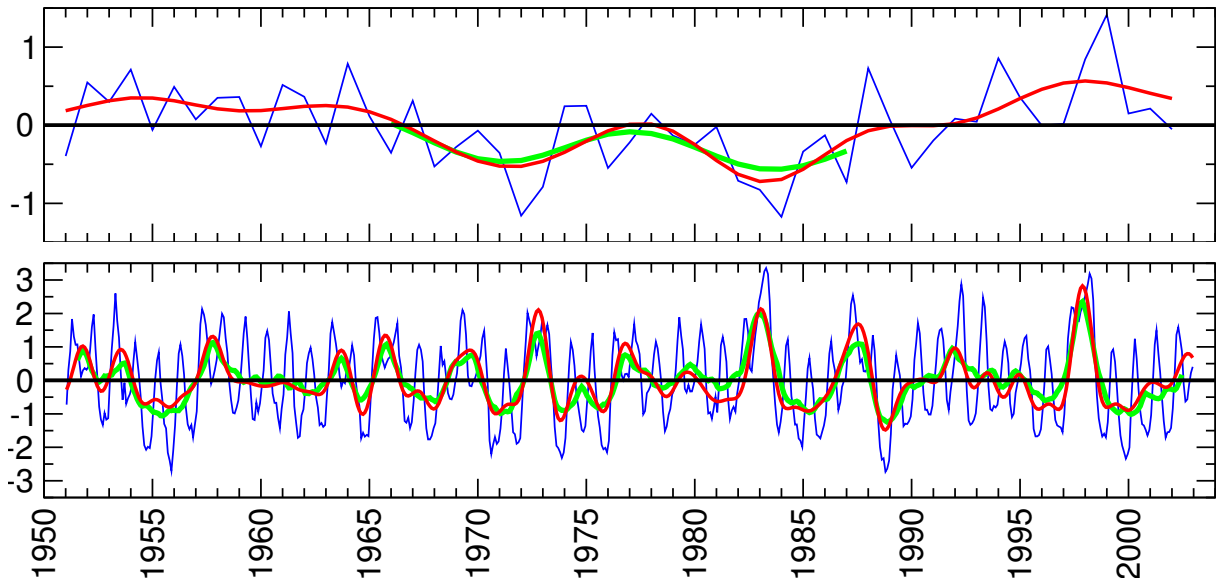


Figure 2.9 – Deux exemples de filtrage. **En haut** : indice Sahel (10°N – 20°N et 20°W – 40°E) calculé à partir des moyennes annuelles JAS issues du jeu de données CRU 0.5° . La courbe **bleue** représente l'indice calculé à partir des anomalies par rapport à une tendance linéaire (calculée en chaque point de grille). Pour la courbe **rouge**, l'indice est calculé à partir du signal basse-fréquence issu du filtre passe-bas appliqué (en chaque point de grille) aux anomalies par rapport à la tendance linéaire. Pour la courbe **verte**, le filtre FFT est remplacé par le filtre digital utilisé dans l'article-1. **En bas** : indice Niño-3 (5°S – 5°N et 150°W – 90°W) calculé à partir des données mensuelles HadISST interpolées sur une grille 128×64 . La courbe **bleue** représente l'indice calculé à partir des anomalies par rapport à une tendance linéaire (calculée en chaque point de grille). Pour la courbe **rouge** l'indice est calculé à partir du signal basse-fréquence issu du filtre passe-bas appliqué (en chaque point de grille) aux anomalies par rapport à la tendance linéaire auxquelles on a ôté le cycle annuel moyen. Pour la courbe **verte**, le filtre FFT est remplacé par une simple moyenne sur 13 mois glissants.

des coefficients sont consacrés aux périodes inférieures à 6 ans : on visualise ainsi qu'il est difficile d'estimer précisément le signal décennal avec des séries aussi « courtes ».

La figure 2.9 illustre, à partir d'un exemple, les deux types de filtrage : passe-bas et passe-bande. Une première remarque s'impose d'emblée au regard de la série *annuelle* des pluies sahéniennes : du fait du faible nombre d'années, le filtrage préalable de la tendance linéaire a absorbé une partie du signal basse-fréquence. La sécheresse des années 1970–80 paraît donc faible, et l'augmentation des pluies dans les années 1990 est surestimée. Pour les séries annuelles courtes (moins de 50 ans), il est donc délicat de séparer basse-fréquence et tendance à long-terme ; par contre, le signal interannuel (anomalies de la courbe bleue par rapport à la courbe rouge) est correctement estimé. Pour étudier les phénomènes d'échelle décennale, on préférera dans ce mémoire extraire la basse-fréquence de séries plus longues, d'au moins 100 ans. On remarquera que du fait de sa fréquence de coupure plus faible (10 ans), le filtre digital propose des variations un peu plus lentes (fig. 2.9).

Concernant les données *mensuelles*, les résultats de la figure 2.9 sont très satisfaisants. La tendance, la basse-fréquence, le cycle annuel, et les petites « aspérités » de haute-fréquence sont bien filtrés. Toutefois, l'indice Niño-3 ainsi épuré tend à minimiser l'ampleur des événements 1982-83 et 1997-98. Fedorov et Philander (2001) montrent qu'en effet le filtrage de la tendance et de la basse-fréquence atténue les phases chaudes à la fin du siècle, au profit des phases froides, qui sont ainsi mieux représentées. L'intérêt du filtrage pour définir un indice ENSO est défendu sous cet angle dans l'article-2 (§ 4.1). Si l'on compare maintenant la série filtrée (courbe rouge) au résultat d'une simple moyenne glissante (courbe verte), l'apport de

notre procédure peut sembler en définitive assez limité. Pourtant, si l'on calcule le spectre de ces séries filtrées, la figure 2.10 montre que la moyenne glissante conserve une part significative de variabilité haute-fréquence (cycle annuel et intra-saisonnier), affaiblit le signal dans le domaine d'intérêt (entre 2 et 5 ans), et conserve toute la variabilité décennale. Le filtre FFT (courbe rouge de la fig. 2.10) est donc indéniablement plus précis.

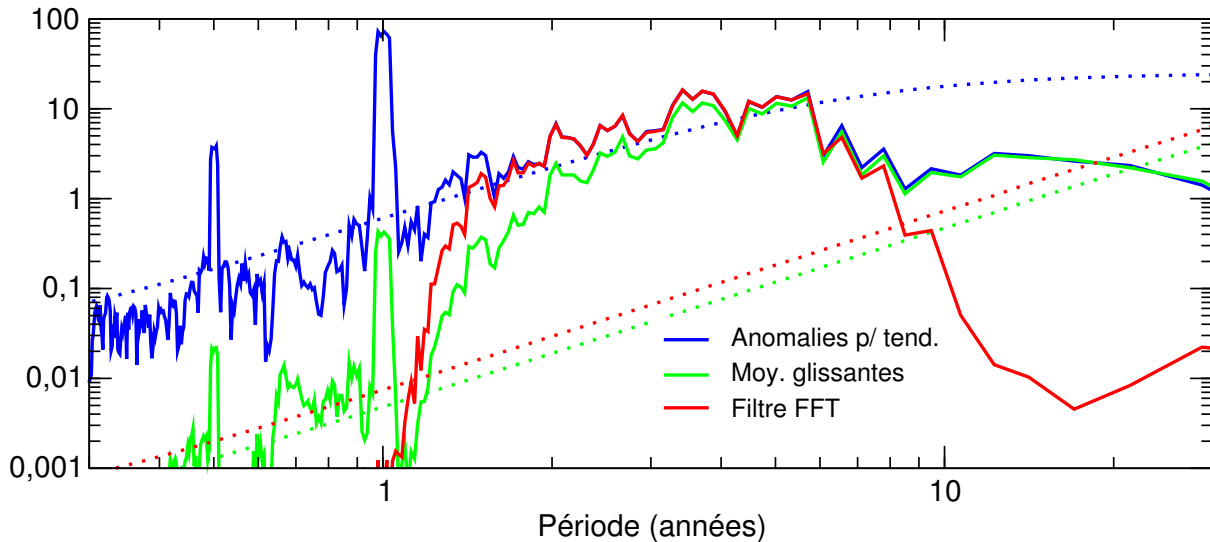


Figure 2.10 – Spectre des indices Niño-3 de la figure 2.9. Le seuil de significativité (95%) est indiqué en pointillés pour chaque spectre.

Les analyses spectrales de ce mémoire (par ex. fig. 2.10) ont été réalisées à l'aide de la Multi-Taper Method (Ghil et al., 2002). La MTM a pour objectif de réduire la variance des estimateurs spectraux en utilisant trois fenêtres, plutôt que l'unique fenêtre spectrale des méthodes conventionnelles. Les seuils de significativité sont estimés par rapport à un bruit rouge (Mann et Lees, 1996).

2.4.2 Méthodes linéaires

Une grande partie de notre étude repose sur l'utilisation de corrélations et de régressions linéaires. À partir d'une série temporelle caractéristique d'un phénomène à étudier, les corrélations et régressions permettent d'identifier et de quantifier des liens, des causes, et des effets, au sein du système climatique. Corrélations et régressions peuvent être calculées soit avec la série temporelle d'un autre phénomène, soit avec les séries en chaque point de grille d'un champ à deux ou trois dimensions. On pourra à loisir décaler artificiellement l'origine temporelle de la série d'intérêt, afin de mettre en évidence des liens non-synchrones et quantifier les décalages temporels.

Tout l'enjeu d'une telle méthodologie réside dans la construction d'une série temporelle caractéristique du phénomène à étudier. Pour cela, la méthode la plus simple et la plus répandue est le calcul de la moyenne spatiale d'une variable dans un domaine géographique adéquat. Ce faisant, on fait l'hypothèse qu'en tout point de ce domaine le paramètre considéré présente une même variabilité, caractéristique du phénomène que l'on désire étudier. Cela suppose que l'on connaît *a priori* la structure spatiale de ce phénomène. . . C'est généralement le cas pour des modes de variabilité connus, comme l'ENSO, ou les régions climatiques bien définies, comme le Sahel. Mais lorsque l'on consulte la littérature, il existe souvent pléthore d'indices pour un même phénomène, et il est parfois difficile de faire un choix. De plus, dès lors que

L'on utilise des données issues de modèles climatiques, l'utilisation des indices conventionnels devient problématique, puisque le modèle ne simule pas forcément les modes de variabilité tels qu'ils sont observés.

Nous avons donc opté pour des méthodes plus complexes, mais qui se sont révélées particulièrement performantes. Ces méthodes vont être décrites assez brièvement, puisque le lecteur pourra trouver quantité d'informations dans les références proposées. Nous avons utilisé intensivement les programmes de l'outil STATPACK développé par Pascal Terray au LOCEAN (Institut Pierre Simon Laplace). STATPACK propose des tests de significativité modernes, tout à fait adaptés à nos séries temporelles, qui présentent une part d'auto-corrélation. Notre seule et modeste contribution à l'important travail de développement de STATPACK a été la mise au point d'une rotation *varimax* des vecteurs propres à l'issue de l'analyse en composantes principales (ACP) et de l'analyse en maximum de covariance (MCA).

Tout au long de cette étude nous accordons beaucoup d'importance aux tests de significativité. Pourtant ces tests, bien que performants, n'en restent pas moins indicatifs, et ne sont jamais des preuves irréfutables. En effet, les données climatiques dont nous disposons sont limitées dans le temps, et ne nous permettent pas de tester nos hypothèses sur une « population » vraiment indépendante. L'idéal serait en effet d'avoir suffisamment de données pour les séparer en deux populations, élaborer une hypothèse découlant du premier jeu de données, et tester cette hypothèse à l'aide du second jeu de données. Il n'est hélas pas possible de procéder ainsi lorsque l'on étudie des modes de variabilité de période 2 à 8 ans, à l'aide de réanalyses longues de 40 à 50 années seulement.

Analyse en composantes principales (ACP)

Méthode factorielle d'analyse des données par changement de repère, l'ACP – ou Empirical Orthogonal Functions (EOF) – a vu le jour en météorologie avec les travaux de Lorenz (1956). L'ACP permet de mettre en valeur les points d'un champ qui tendent à varier de manière simultanée, et donc de séparer différents modes de variabilité (Hannachi et al., 2007). Le calcul des vecteurs propres de la matrice de variance-covariance fournit des structures (spatiales dans notre cas), qui maximisent la variance, et auxquelles sont associées des composantes principales (ici fonctions du temps), qui indiquent le poids de chaque structure dans le champ total à un instant donné. La somme de tous les vecteurs propres, pondérés par la valeur de la composante principale (CP) à un instant donné, restitue le champ original à cet instant. Les vecteurs propres sont orthogonaux, donc indépendants ; leur rang dépend de la fraction de variance qu'ils expliquent, et l'on ne conservera que les premiers, qui résument la part la plus importante de l'information.

En raison de la contrainte d'orthogonalité, le premier mode issu de l'ACP a le plus de chances d'être associé à un mode de variabilité naturel ou un phénomène physique (mais ça n'est pas nécessairement le cas). Nous en utiliserons la série temporelle et le pourcentage de variance expliquée. C'est ainsi, par exemple, que nous allons définir dans l'article-2 un indice ENSO mensuel (§ 4.1), à l'aide d'une ACP des anomalies de SST dans un domaine englobant les boîtes Niño-1, Niño-3 and Niño-4 (Hanley et al., 2003). Pour les observations, utiliser l'ACP donne des résultats très similaires à un indice conventionnel de type Niño-3.4, mais pour les modèles, qui ont chacun un ENSO de forme différente (van Oldenborgh et al., 2005 ; Leloup et al., 2008), l'ACP permet de définir un indice ENSO réellement représentatif de chaque modèle, bien mieux qu'une simple moyenne sur un domaine fixé.

Analyse en maximum de covariance (MCA)

Aussi appelée Singular Value Decomposition (SVD), la MCA a été rendue populaire en météorologie par les travaux de Bretherton et al. (1992) et Wallace et al. (1992). La MCA permet de détecter des modes de variations couplées entre deux champs, sous forme de paires de vecteurs propres qui évoluent conjointement. Bretherton et al. (1992) comparent plusieurs méthodes, et montrent que la MCA est performante, facile à interpréter, et ne requiert aucun paramétrage de la part de l'utilisateur. La MCA est en fait une généralisation de l'ACP, puisque la MCA de deux champs identiques revient à une ACP. On l'applique en général à deux jeux de données, pour identifier les paires de structures spatiales qui expliquent le plus de covariance entre les deux champs. Chaque paire de vecteurs propres, décrit une certaine fraction de covariance, quantifiée par la Squared Covariance Fraction (SCF).

Quels que soient les jeux de données, et même s'ils sont parfaitement indépendants, la MCA va trouver une décomposition en modes de co-variabilité. Les tests de significativité (voir ci-dessous) sont donc essentiels pour détecter des liens statistiques robustes. Avec nos données (SST et précipitations), nous n'obtiendrons jamais de deuxième mode dont la SCF et la corrélation des CP soient significatives au seuil 95%. Comme dans le cas de l'ACP, la contrainte d'orthogonalité est manifestement dommageable à la robustesse des modes de rang deux ou plus dans la décomposition. À l'issue de la MCA, voici les informations que nous allons manipuler intensivement :

- ✓ la SCF et son niveau de significativité ;
- ✓ la corrélation des CP et son niveau de significativité, qui indiquent l'intensité du lien ;
- ✓ la variance expliquée par chaque vecteur propre au sein de son champ d'origine.

Comme l'illustre la figure 2.11, les composantes principales vont nous permettre de tracer deux types de cartes pour représenter les structures spatiales. Sur ces cartes, nous avons choisi de ne représenter les valeurs de corrélation que lorsqu'elles sont significatives au seuil 95%, la significativité étant évaluée en chaque point de grille à l'aide d'une méthode de type Monte-Carlo (Von Storch et Zwiers, 1999).

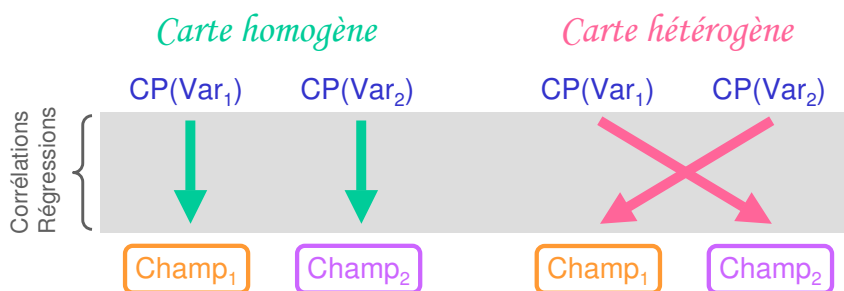


Figure 2.11 – Cartes homogènes et hétérogènes à l'issue de la MCA.

Carte homogène : carte des corrélations et régressions entre la CP normalisée d'un champ et les anomalies *du même champ*, ce qui permet de visualiser les structures spatiales dont la CP représente la polarité et l'amplitude.

Carte hétérogène : carte des corrélations et régressions entre la CP normalisée d'un champ et les anomalies *de l'autre champ*, ce qui montre dans quelle mesure les valeurs du second champ peuvent être « prévues » quand on connaît la CP du premier champ.

Le logiciel STATPACK calcule des niveaux de significativité pour la SCF et la corrélation en comparant les valeurs à celles obtenues pour un ensemble de combinaisons aléatoires des

données (cf. Wallace et al., 1992). Le *moving-block bootstrap*, décrit par Wilks (1997), permet de traiter les données par « blocs », afin de tenir compte de l'auto-corrélation des séries. La taille des blocs ne peut être choisie qu'empiriquement, en fonction de la persistance du phénomène étudié (Von Storch et Zwiers, 1999). Nous utiliserons des blocs de 2 ans pour étudier l'interannuel, et de 10 ans pour le décennal. Cette méthode, de type Monte-Carlo, consiste à répéter le calcul de la MCA un grand nombre de fois (plusieurs centaines de fois dans notre cas), en brouillant aléatoirement l'ordre chronologique des données. Le niveau de significativité correspond au pourcentage des valeurs de SCF ou de corrélation qui excèdent la valeur que l'on teste.

Contrainte d'orthogonalité et interprétation des résultats

L'ACP et la MCA proposent une solution mathématique à la décomposition des données à étudier. Les premiers modes, qui concentrent le maximum de l'information utile, peuvent sembler faciles à interpréter, d'autant qu'ils sont rangés par ordre d'importance, avec une structure spatiale et une évolution temporelle clairement séparées. Pourtant, rien ne garantit la réalité physique des structures obtenues. En raison de la contrainte d'orthogonalité, seul le premier mode peut *en théorie* être associé à un mode de variabilité naturelle, et encore... Newman et Sardeshmukh (1995) et Hu (1997) ont montré que même lorsque la part de covariance expliquée est forte, une interprétation physique des résultats peut être tout à fait injustifiée, y compris pour le premier mode. Bannir de tels outils étant pourtant excessif, il conviendra d'interpréter les résultats avec précaution, et de tenir compte des différents tests de significativité.

À l'issue d'une ACP, la décomposition peut présenter quelques défauts bien connus, comme les « structures de Buell », liées à la contrainte d'orthogonalité ; les instabilités, liées à la taille du domaine ; et la dégénérescence (valeurs propres presque égales). Pour corriger ces erreurs, des techniques de rotation peuvent être appliquées à un sous-ensemble de vecteurs propres (Richman, 1986). Bien que les résultats dépendent du nombre de vecteurs choisis, les structures obtenues par rotation sont en général statistiquement plus stables, plus confinées spatialement, et donc plus fiables et plus faciles à interpréter. Dans le cas des pluies de mousson en Afrique de l'ouest, nous avons cependant remarqué que la rotation a tendance à partager en plusieurs modes des structures identifiables et imputables à un même phénomène.

☞ Comme la rotation n'était pas disponible dans le logiciel STATPACK, nous avons implémenté l'algorithme varimax pour l'ACP, mais aussi pour la MCA (Cheng et Dunkerton, 1995).

La rotation des vecteurs propres va nous permettre de tester la robustesse des modes de variabilité obtenus. Nous avons aussi pris soin de tester différents domaines géographiques, et de comparer les résultats de la MCA à ceux obtenus par l'ACP de chacun des champs pris séparément, comme conseillé par Cherry (1997). Multiplier les méthodes statistiques ne facilite certes pas l'interprétation des résultats, mais en assure en partie la robustesse.

2.4.3 Méthodes non-linéaires

Les corrélations et régressions linéaires calculées à l'issue de l'ACP ou de la MCA ne permettent pas d'apprécier la dépendance du phénomène étudié à la polarité des anomalies. Par exemple, l'événement La Niña n'est pas nécessairement l'image inversée de l'événement

El Niño, en particulier en termes de *connexions à distance*. Les téléconnexions font en effet intervenir des processus non-linéaires (par ex. la convection tropicale), dont il serait intéressant d'évaluer les effets.

Calculer des « composites » est une méthode très intuitive, qui revient à faire la moyenne de plusieurs occurrences du phénomène à étudier. Pour cela, on s'appuie généralement sur un indice caractéristique du phénomène. Dans ce mémoire, le calcul de composites vient donc en aval de l'ACP ou de la MCA, en complément des corrélations ou régressions, et permet d'appréhender la non-linéarité des phénomènes. À partir d'une composante principale normalisée, on va choisir des événements « remarquables », qui s'écartent d'un certain seuil.

Calculer des composites est facile et efficace, si l'on prend soin d'en tester la significativité. À la place du test de Student habituel, critiqué par Nicholls (2001), nous avons utilisé la procédure mise au point par Terray et al. (2003). Inspirée de Lebart et al. (1995), cette méthode consiste à déterminer les parties du composite qui sont significativement différentes de la variabilité « de fond » dans l'ensemble des données disponibles, plutôt que dans une population hypothétique.

Pour conclure ce bref exposé d'outils statistiques, il faut reconnaître que toute méthodologie découle d'un *point de vue* adopté *a priori*. Le choix des données, des outils, et de l'organisation de l'étude ne sont pas le fruit du hasard. Dans ce mémoire, et les articles qui y sont associés, nous avons par exemple choisi d'analyser chaque modèle séparément, ce qui conduit inévitablement à pointer du doigt non seulement les points communs, mais aussi et surtout les différences. L'étude des téléconnexions est un test particulièrement difficile pour les modèles couplés actuels. L'hétérogénéité des résultats n'est pas un constat d'échec, qui découlerait d'un point de vue pessimiste sur la modélisation climatique. Bien au contraire, la modélisation donne des résultats remarquables, et c'est avec le sincère espoir d'aider à l'amélioration des modèles, que nous allons chercher à en comprendre les biais. D'autres études, par exemple celle de Biasutti et al. (2008), choisissent de travailler à partir de cartes multi-modèles, optant ainsi pour un point de vue très « intégré » qui conduit *par construction* à gommer les différences entre les modèles. Leurs résultats, pourtant cohérents avec les nôtres, ne montrent absolument pas ce qui fait défaut dans les modèles : il s'agit bien d'un autre *point de vue*.

Chapitre 3

Étude statistique des interactions océan–mousson

L'OBJECTIF de ce chapitre est de détecter des liens statistiques entre les anomalies de température à la surface des océans et les précipitations de mousson en Afrique de l'ouest. Comme expliqué au chapitre 2, on distingue pour cela les échelles de temps interannuelles et décennales, et on utilise des méthodes linéaires (ACP, MCA, et corrélations). Ce chapitre propose ainsi un tour d'horizon des interactions qui affectent la mousson africaine dans les données observées du xx^e siècle, ainsi qu'une évaluation de la capacité des modèles couplés actuels à simuler ces interactions. Les simulations couplées du GIEC permettent en outre d'aborder la question de la modulation de ces interactions, et d'envisager leur évolution avec l'augmentation des concentrations en gaz à effet de serre.

Du point de vue méthodologique, ce volet statistique va permettre : de préparer l'étude des mécanismes physiques qui sous-tendent les interactions océan–mousson ; de présenter la problématique de la validation des modèles couplés ; et de faire le point sur les questions que pose la variabilité de la mousson africaine, dont certaines seulement seront abordées dans la suite de ce mémoire.

La section 3.1 présente un premier article (Joly et al., 2007), qui compare les liens observés et simulés. La section 3.2 complète cet article par une analyse détaillée « bassin par bassin » des liens observés.

3.1 Article-1 : *African monsoon teleconnections with tropical SSTs*

3.1.1 En résumé...

Cet article repose sur l'utilisation de l'analyse en maximum de covariance (MCA) entre les anomalies synchrones JJAS (juin à septembre) des SST tropicales et des précipitations en Afrique de l'ouest. En chaque point de grille les séries de SST et de précipitations sont au préalable filtrées de la tendance à long-terme. Un filtre digital est ensuite utilisé pour séparer la partie interannuelle de la partie décennale du signal.

À l'échelle interannuelle

- ☞ *Dans les observations* : la MCA détecte deux interactions tropicales, l'une avec le Pacifique (ENSO) et l'autre avec le golfe de Guinée (Atlantic Niño). Une anomalie chaude (froide) dans le Pacifique équatorial est liée statistiquement à une saison des pluies déficitaire (excédentaire) dans de nombreuses régions du Sahel. Une anomalie chaude (froide) dans le golfe de Guinée est associée à plus (moins) de précipitations le long de la côte guinéenne. L'intensité de ces liens SST-précipitations a augmenté au cours du xx^e siècle, avec une légère diminution à la fin du siècle du lien avec le golfe de Guinée. La significativité de ces fluctuations demeure toutefois sujette à caution.
- ☞ *Dans les simulations couplées du GIEC* : pour neuf des 12 simulations étudiées, notre méthode détecte un unique lien significatif qui met toujours en jeu le Pacifique équatorial. Le résultat important est que les structures de précipitations sont très différentes d'un modèle à l'autre, et rarement comparables à celles observées. Pour certains modèles, le lien avec l'Afrique de l'ouest est de signe opposé à ce qui est observé. Notre procédure détecte un deuxième mode de co-variabilité pour le seul modèle GFDL-CM2-0, qui est caractérisé par une très forte variabilité des SST dans le golfe de Guinée (contrairement aux autres modèles). Pour les cinq modèles qui présentent une influence réaliste du Pacifique équatorial, les corrélations glissantes montrent à la fois de nettes fluctuations décennales dans l'intensité du lien, et une tendance significative à l'intensification au cours du scénario SRES-A2 pour le xxi^e siècle. La tendance observée pourrait donc être en partie une réponse au forçage anthropique.

À l'échelle décennale

La MCA est ensuite appliquée aux anomalies basse-fréquence, avec un domaine étendu à 50°S et 50°N pour les SST. La variabilité décennale des précipitations au Sahel au cours du xx^e siècle, et donc la sécheresse des années soixante-dix et quatre-vingt, est ainsi mise en relation avec un contraste inter-hémisphérique des SST déjà mis en évidence par plusieurs études (Folland et al., 1986 ; Rowell et al., 1995). Ce mode inter-hémisphérique présente deux pôles : l'un dans l'Indien sud et l'autre dans le Pacifique nord. Les modèles couplés ne reproduisent que quelques aspects de ce mode basse-fréquence, et présentent en général un mode plus « tropical ».

3.1.2 Article *in extenso***African monsoon teleconnections with tropical SSTs: validation and evolution in a set of IPCC4 simulations**

Mathieu Joly · Aurore Voldoire · Hervé Douville ·
Pascal Terray · Jean-François Royer

Received: 23 March 2006 / Accepted: 21 November 2006
© Springer-Verlag 2006

Abstract A set of 12 state-of-the-art coupled ocean-atmosphere general circulation models (OAGCMs) is explored to assess their ability to simulate the main teleconnections between the West African monsoon (WAM) and the tropical sea surface temperatures (SSTs) at the interannual to multi-decadal time scales. Such teleconnections are indeed responsible for the main modes of precipitation variability observed over West Africa and represent an interesting benchmark for the models that have contributed to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC4). The evaluation is based on a maximum covariance analysis (MCA) applied on tropical SSTs and WAM rainfall. To distinguish between interannual and multi-decadal variability, all datasets are partitioned into low-frequency (LF) and high-frequency (HF) components prior to analysis. First applied to HF observations, the MCA reveals two major teleconnections. The first mode highlights the strong influence of the El Niño Southern Oscillation (ENSO). The second mode reveals a relationship between the SST in the Gulf of Guinea and the northward migration of the monsoon rainbelt over the West African continent. When applied to HF outputs of the twentieth century IPCC4 simulations, the MCA provides heterogeneous results. Most simulations show a single dominant Pacific teleconnection, which is,

however, of the wrong sign for half of the models. Only one model shows a significant second mode, emphasizing the OAGCMs' difficulty in simulating the response of the African rainbelt to Atlantic SST anomalies that are not synchronous with Pacific anomalies. The LF modulation of these HF teleconnections is then explored through running correlations between expansion coefficients (ECs) for SSTs and precipitation. The observed time series indicate that both Pacific and Atlantic teleconnections get stronger during the twentieth century. The IPCC4 simulations of the twentieth and twenty-first centuries do not show any significant change in the pattern of the teleconnections, but the dominant ENSO teleconnection also exhibits a significant strengthening, thereby suggesting that the observed trend could be partly a response to the anthropogenic forcing. Finally, the MCA is also applied to the LF data. The first observed mode reveals a well-known inter-hemispheric SST pattern that is strongly related to the multi-decadal variability of the WAM rainfall dominated by the severe drying trend from the 1950s to the 1980s. Whereas recent studies suggest that this drying could be partly caused by anthropogenic forcings, only 5 among the 12 IPCC4 models capture some features of this LF coupled mode. This result suggests the need for a more detailed validation of the WAM variability, including a dynamical interpretation of the SST–rainfall relationships.

M. Joly (✉) · A. Voldoire · H. Douville · J.-F. Royer
Météo-France, CNRM/GMGEC/UDC,
42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 1, France
e-mail: mathieu.joly@meteo.fr

P. Terray
IPSL, Paris, France

1 Introduction

For demographic, socio-economic and climatic reasons, West Africa is probably one of the most vulnerable

regions in the world as far as water resources and food production are concerned. Unfortunately, it is also one of the regions where the precipitation response to the anthropogenic climate change is the most uncertain (Douville et al. 2006a). This might be attributed to the complex interactions that control the observed West African monsoon (WAM) climate, including both regional processes such as a strong land surface coupling (Koster and The GLACE team 2004), and remote effects such as a strong sensitivity to tropical sea surface temperatures (SSTs) (Giannini et al. 2005). As such, West Africa provides an excellent test bed for evaluating the capability of coupled ocean-atmosphere general circulation models (OAGCMs) in simulating regional climate variability.

Sahel is the region of the globe that has experienced the strongest decrease in rainfall over the second half of the twentieth century. As shown in Fig. 1a, a persistent drying was observed from the 1950s to the 1980s, followed by a partial recovery of the summer monsoon precipitation in the last decade. Anticipating whether this recovery will carry on or whether the rainfall deficit will on the contrary intensify over the twenty-first century is therefore a crucial challenge for the modelling community. Besides its multi-decadal modulation, the WAM precipitation also shows a strong interannual variability that can lead to extremely dry years with dramatic impacts on the regional food production. Predicting such extreme climate events and possible changes in their frequency and/or severity is also of paramount importance.

Following Charney (1975) and Lamb (1978), two main research tracks have been explored to explain the WAM variability: land–atmosphere interactions on the one hand, and monsoon teleconnections with tropical SSTs on the other hand. Whereas the land surface track has not been abandoned, recent studies based on both observations and numerical experiments suggest that the oceanic forcing is a dominant one (Giannini et al. 2005; Douville et al. 2006b). This forcing has been widely documented over recent decades, using both observations and global atmospheric simulations driven by idealized or observed SSTs. Different basins have been studied either separately—the tropical Atlantic (Janicot 1992), the tropical Pacific (Janicot et al. 1996, Rowell 2001), the Indian Ocean (Bader and Latif 2003), and the Mediterranean (Rowell 2003)—or through comprehensive studies linking the observed monsoon rainfall to the global oceans (Folland et al. 1986; Rowell et al. 1995; Fontaine and Janicot 1996).

More recently, ensembles of transient atmospheric simulations driven by global monthly SSTs observed

during the second half of the twentieth century have shown that various AGCMs are able to capture a significant part of both interannual and multi-decadal variability of the WAM, as well as some aspects of the teleconnections with tropical SSTs (Moron et al. 2004; Paeth and Friederichs 2004; Giannini et al. 2005; Lu and Delworth 2005). While such studies demonstrate that the persistent Sahel drought was partly triggered by the tropical SST variability, they do not address the possible anthropogenic origin of this drying. Moreover, they do not account for the day-to-day ocean–atmosphere coupling that can affect the SST influence on the tropical variability, as revealed by the comparison between forced and coupled atmospheric simulations (Peña et al. 2003; Fu et al. 2002; Krishna Kumar et al. 2005; Douville 2005).

The recent simulations achieved in the framework of the fourth assessment report of the IPCC represent a unique opportunity to explore the range of climate change projected by state-of-the-art coupled OAGCMs. Several recent studies have been based on these simulations and have focused on the recent and/or future evolution of the WAM. In keeping with Fig. 2 in the present study, Douville et al. (2006a) showed that the annual mean precipitation response over West Africa in the transient SRES-A2 scenarios of the twenty-first century is highly model-dependent. They also suggested that model deficiencies in simulating the ENSO teleconnections with tropical rainfall could be partly responsible for the model spread in their projection of global precipitation over land. Comparing pre-industrial and twentieth century simulations, Biasutti and Giannini (2006) found that at least 30% of the recent Sahel drying was externally forced. They emphasized the role of reflective aerosols that contribute to an inter-hemispheric SST gradient, which could be responsible for the persistent precipitation deficit. Lau et al. (2006) also conducted a multi-model study of the twentieth century simulations. While they surprisingly considered a priori that the Sahel drought could not be explained by the internal climate variability, their selection of coupled models that do simulate the twentieth century drying revealed the key teleconnections that control the multi-decadal variability of the WAM rainfall in the IPCC4 simulations, with a particular emphasis on the Indian and Atlantic tropical oceans. Looking specifically at ensembles of twentieth century simulations with two versions of the GFDL model, Held et al. (2006) showed that the Sahel drying trend is a robust feature of these models which is attributable partly to an increase in the aerosol loading and partly to an increase in greenhouse gases (GHG).

Fig. 1 a Sahel JJAS rainfall index (latitudes 10°N–20°N and longitudes 20°E–40°W) with respect to the 1971–2000 mean, and **b** its multi-taper method (*MTM*) spectrum, calculated with the 1901–2002 CRU-P dataset, with prior linear detrending

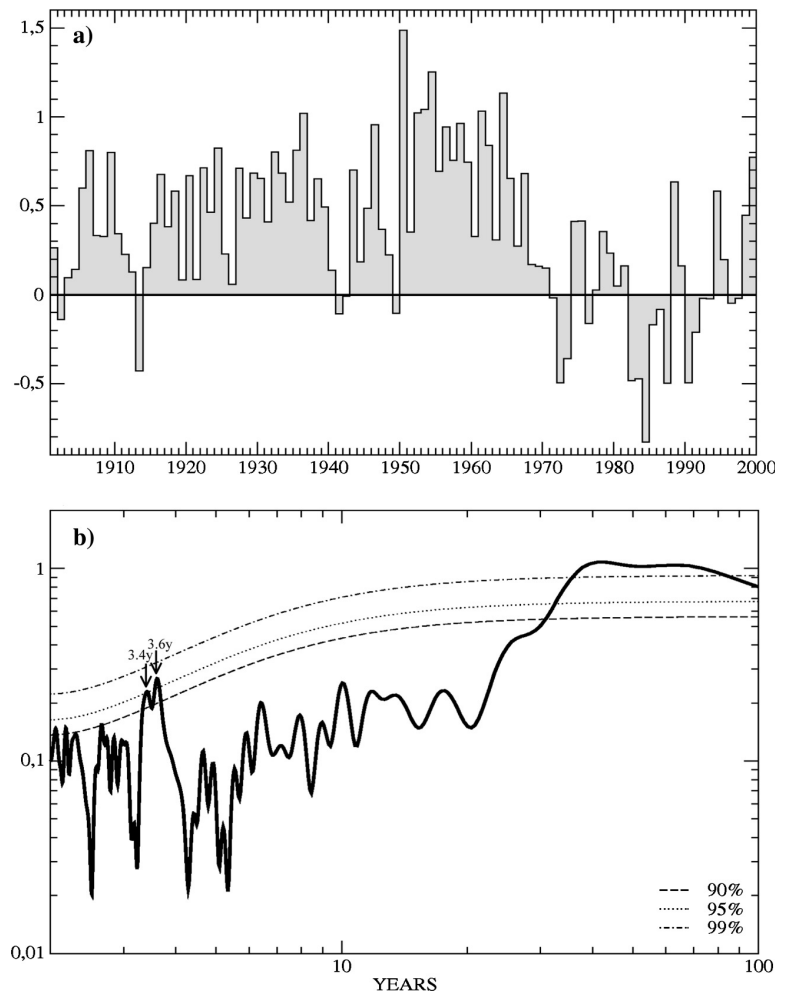
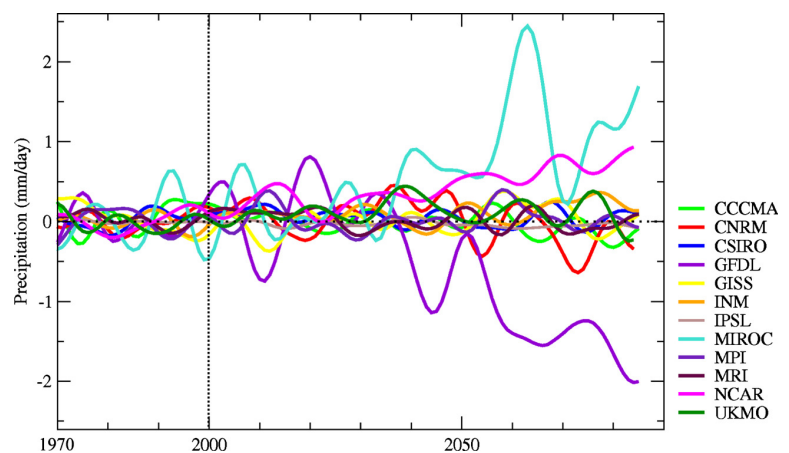


Fig. 2 Low-frequency signals extracted by digital filtering (10-year cut-off) of the Sahel JJAS rainfall index, for the SRES-A2 scenario of the 12 selected IPCC4 coupled models. The anomalies are displayed relatively to the 1971–2000 climatology of the model



Such studies represent an important step in the evaluation of the WAM sensitivity to anthropogenic forcings. Nevertheless, while they do emphasize the

relevance of the monsoon–SST relationships in the detection of anthropogenic climate change over West Africa, none of them evaluates these relationships in

the IPCC4 models. In the present study, we focus on the influence of tropical SSTs on the interannual and multi-decadal variability of the WAM precipitation. The simulated teleconnections are validated in 12 IPCC4 models using a maximum covariance analysis [MCA, also called singular value decomposition (SVD) in early papers]. To avoid spurious interactions between the interannual and multi-decadal time scales highlighted by the spectrum of the monsoon rainfall in Fig. 1b, the high-frequency (HF) and low-frequency (LF) components of the WAM variability are analysed separately, as in the study of Ward (1998). This separation does not mean that there is no interaction between both time scales, but is justified by the fact that the LF fluctuations of the WAM cannot be simply interpreted as a modulation of the frequency or amplitude of its HF variability (Janicot et al. 2001).

The structure of the paper is as follows. Section 2 describes the data and the statistical techniques. Section 3 compares the HF teleconnections in observed and simulated data, as well as their LF modulation. Section 4 evaluates the models' ability to capture a LF relationship between the WAM rainfall and an inter-hemispheric mode of SST variability.

2 Data and methods

2.1 Observed data

Two datasets are used in this study:

- The monthly mean precipitation dataset (1901–2002) provided for global land areas by the Climate

Research Unit (New et al. 2000) at the 0.5° resolution (CRU-P hereafter).

- The monthly mean SST climatology, HadISST1 (1870–2002), provided by the Hadley Centre (Rayner et al. 2003), interpolated onto a 128×64 horizontal grid to reduce the size of the SST matrix in the MCA computation (Had-SST hereafter).

The quality of the data has greatly increased during the second half of the century. However, the MCA yields quite similar results for both periods 1901–2002 and 1951–2002. Therefore the longest period, 1901–2002, was preferred for this study.

2.2 Coupled models

A subset of 12 models among the 22 currently available in the IPCC database has been used (<http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc>). An effort has been made to select models that have been widely used by the climate change community and that are really independent (the selection of two versions of the same model has been avoided). This subset is hopefully representative of the whole IPCC4 database. It is at least sufficient to illustrate the models' difficulty in simulating the WAM–SST teleconnections over the twentieth century and in predicting a consistent response to anthropogenic forcings. Table 1 describes the main features of the 12 coupled OAGCMs.

Three kinds of IPCC4 simulations have been used: 20C3M for the twentieth century, the SRES-A2 scenario for the twenty-first century, and one control (i.e. pre-industrial) run (CT) for each model. The IPCC SRES scenarios provide future anthropogenic emissions

Table 1 Some features of the coupled models used in this study

Brief name	Full name	Atmospheric configuration	ΔT K/(W/m ²)	Anthropogenic aerosols	Aerosols effects	Other forcings
CCCMA	cccma_cgcm3	T47 L31	?	?	?	?
CNRM	cnrm_cm3	T42 L45	?	SU	D	–
CSIRO	csiro_mk3_0	T63 L18	0.88	SU	D	–
GFDL	gfdl_cm2_0	2.5° × 2° L24	0.80	SU, B&OC	D	V, S, LU
GISS	giss_model_e_r	5° × 4° L15	?	SU, B&OC	D, I1, I2	V
INM	inmcm3_0	5° × 4° L21	0.52	SU	D	V
IPSL	ipsl_cm4	3.75° × 2.5° L19	1.26	SU	D, I1	–
MIROC	miroc3_2_medres	T42 L20	1.3	SU, B&OC	D, I1, I2	V, S, LU
MPI	mpi_echam5	T63 L31	0.84	SU	D, I1	–
MRI	mri_cgcm2	T42 L30	0.86	SU	D	S
NCAR	ncar_ccsm3_0	T85 L26	0.77	SU, B&OC	D, SV	V, ?
UKMO	ukmo_hadcm3	3.75° × 2.5° L19	?	?	?	?

Column 3: horizontal and vertical configurations. Column 4: equilibrium sensitivity to CO₂ doubling. Column 5: types of anthropogenic aerosols (SU sulfates, B&OC black and organic carbons). Column 6: parameterizations of aerosols effects (D direct, SD semi-direct, I1 first indirect, I2 second indirect). Column 7: other forcings used in the twentieth century simulations (V volcanoes, S solar, LU land-use)

that have been converted in GHG concentrations and aerosol loadings as inputs for driving GCMs to produce climate change scenarios. The SRES-A2 scenario for the twenty-first century is based on severe assumptions about demography, socio-economic development and technological change.

In the validation part, only one integration of each model has been considered (Table 1) given the robustness of the MCA results when applied to different sub-periods of the twentieth century integration or even to the pre-industrial or twenty-first century climates. To assess possible changes in the HF teleconnections, available ensembles of parallel simulations with identical anthropogenic forcings have been used to assess the robustness of the results.

2.3 Statistical tools

2.3.1 Data filtering

First of all, JJAS (June–September) seasonal means have been computed for both precipitation and SST fields. It has been decided to focus on the summer monsoon season which indeed concentrates more than 80% of annual precipitation over Sahel. Since the main purpose of the paper is the validation of WAM–SST teleconnections against the twentieth century instrumental record, it has also been decided to filter any long-term change in both observed and simulated time series.

- Precipitation: all seasonal time series have been detrended linearly at each grid point.
- SST: the twentieth century time series have also been detrended linearly (validation of the HF modes), while for the concatenated twentieth and twenty-first century IPCC4 time series (analysis of the LF modulation of HF modes and of the LF modes) a third order polynomial fit has been used in order to fit more closely the simulated SST warming.

The spectral analysis shown in Fig. 1b (performed with the multi-taper method, see Sect. 2.3.5) indicates that observed rainfall over Sahel contains two distinct components, so that the interannual variability can be easily isolated from the remainder of the spectrum prior to analysis. The use of a digital high-pass filter (Wallace et al. 1988) with a cut-off of 10 years has been adopted, in order to separate the multi-decadal (referred to as the low frequency, LF) from the interannual (the high frequency, HF). The choice of a 10-year cut-off has been made considering also the simulated rainfall indices: some models show a peak in

their spectrum for periods between 10 and 20 years, which has to be distinguished from the interannual time scale.

The digital filter has been used at each grid-point as follows:

- The HF part of the time series is obtained by filtering the seasonal means.
- The LF part corresponds to the residual of the filtered anomalies.

Note that since the filtering reduces the length of the series (first and last 15 years), the observed HF and LF series are limited to the 72-year period 1916–1987.

2.3.2 Maximum covariance analysis

Also called SVD, the MCA is well discussed in Bretherton et al. (1992) and Wallace et al. (1992). The MCA can be considered as a generalization of the principal component analysis (PCA), and indeed reduces to it when the two fields are identical. The MCA is usually applied to two data fields, in order to identify the pairs of coupled spatial patterns that explain the largest covariance between the two variables.

The MCA yields two sets of singular vectors and a set of singular values associated with each pair of vectors. Each pair of singular vectors describes a fraction of the square covariance between the two variables, and the square covariance fraction (SCF) accounted for by the k th pair of singular vectors is proportional to the square of the k th singular value. The k th expansion coefficient (EC) for each variable is computed by projecting the respective data field onto the k th singular vector. The correlation value (Corr.) between the k th ECs of the two variables indicates how strongly related the coupled patterns are.

Using the ECs from the MCA, two types of regression maps can be generated:

- The k th homogeneous vector (hV) is the regression map between the grid point anomalies of a given field and its k th EC. The hV indicates the geographical localization of the co-varying part between the field and its k th EC.
- The k th heterogeneous vector (HV) is the regression map between the grid point anomalies of a given field and the k th EC of the other field. The HV indicates how well the grid point anomalies of one field can be predicted from the knowledge of the k th EC of the other field.

Both hVs and HVs have been extensively used in this study. However, as the HVs contain precious

information about the possible interactions between the two fields, only HVs are shown in this paper.

Several geographical windows have been tested for the MCA calculations. Whereas the meridional boundaries of the SST domain has no influence on the first coupled modes, the choice of the precipitation window is more sensitive. With respect to Africa's geography, we have finally decided to consider a region limited by the Sahara to the north, the equator to the south, and the Darfur mountains to the east (cf. the dashed box in Fig. 3). This region will be called “West Africa” hereafter.

2.3.3 Significance testing

Statistical tests in MCA are generally based on a Monte Carlo method, by comparing the estimated square covariance to that of a randomly scrambled ensemble (Wallace et al. 1992). Here we use a moving block bootstrap approach as described in Wilks

(1997). Each MCA is repeated 99 times, linking the original SST anomalies with randomly scrambled precipitation ones, so that the chronological order between the two fields is destroyed. To reduce the influence of serial correlation, blocks of two successive years are considered in the shuffling of the time sequence. Choices for the block length are usually qualitative in the literature. Von Storch and Zwiers (1999) advice that the block length should be related to the persistence of the process that has been sampled. In our case, blocks of two consecutive years are used for the HF data, and blocks of 10 years for the LF. Significance levels are estimated for the SCF (respectively correlation) by the percentage of randomized SCF (respectively correlation) for the corresponding mode that exceeds the value being tested. Concerning heterogeneous maps, significance levels are estimated in each grid point using an ordinary permutation test with 99 shuffles (Von Storch and Zwiers 1999).

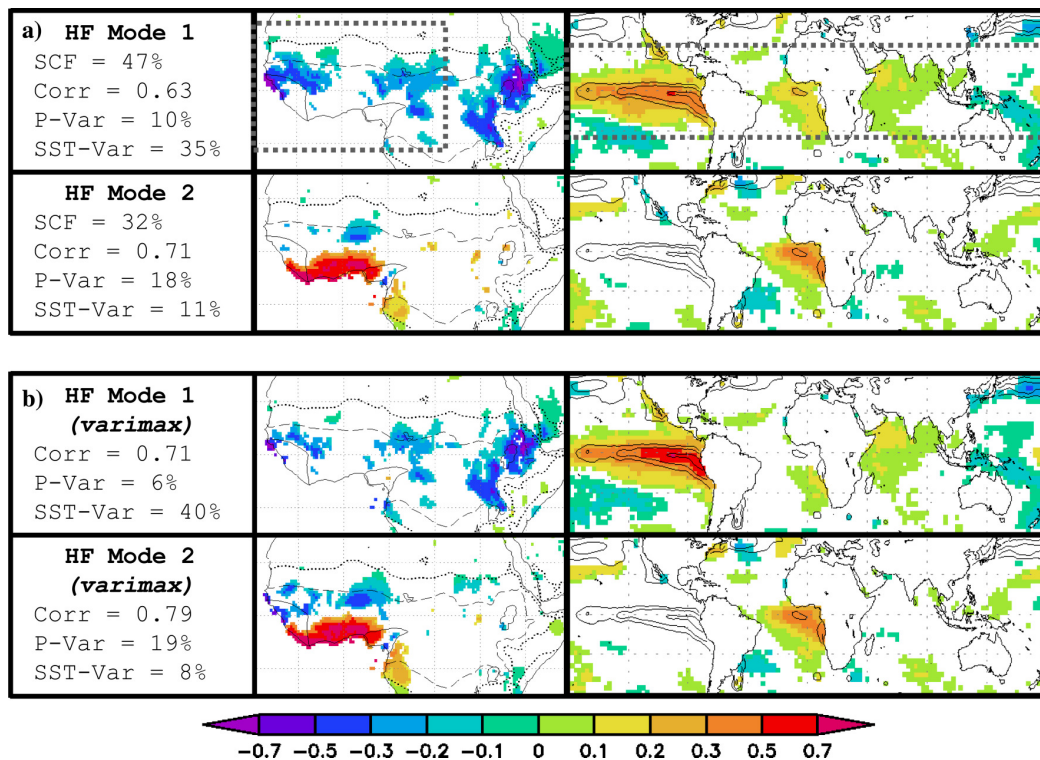


Fig. 3 Maximum covariance analysis (MCA) of the precipitation (left) and sea surface temperature (SST) (right) observed CRU-P and Had-SST HF datasets without (a) and with (b) VARIMAX rotation. Colour shades indicate the value of the heterogeneous vector in each grid point where the correlation is significant at the 95% level (permutation test). For the precipitation, the three isolines indicate the mean 1951–2000 climatology with contours

for the isohyets 0.5 (dotted), 3.0 (dashed) and 8.0 mm/day. For the SSTs, the three isolines indicate the SST standard deviations with contours for the isotherms 0.6, 0.8 and 1.0°C. A dashed box outlines the geographical areas taken into account for the calculation (latitudes 1.4°S–23.5°N and longitudes 19.5°W–22.5°E for the precipitation, and latitudes 32°S–32°N for the SSTs)

2.3.4 VARIMAX rotation

To guarantee the robustness of our results, the MCA outputs have been systematically compared to the following statistics:

- mean and standard-deviation maps of each field,
- a separate PCA of each field, and
- a MCA with VARIMAX rotation of the first six pairs of singular vectors.

The spatial orthogonality of the singular vectors can be a strong and undesirable constraint on PCA and MCA, yielding patterns that may not correspond to physical modes. Thus, in order to assess the robustness of MCA results, the leading modes were subjected to a VARIMAX rotation following Cheng and Dunkerton (1995). The rotation creates indeed spatial patterns that are no longer orthogonal within each field but tend to have a larger amplitude in the regions where the covariance between the two fields is large. The number of pairs of singular vectors submitted to rotation has been tested in the observations: beyond five pairs of rotated vectors the results are quite insensitive to an increase in the number of pairs, and six pairs has been considered as a reasonable choice.

2.3.5 Spectral analyses

The spectral analyses performed in this study are based on the multi-taper method (Ghil et al. 2002), hereafter MTM, and the confidence levels are obtained relative to an estimated red noise background (Mann and Lees 1996). The MTM aims at reducing the variance of spectral estimates by the use of three tapers, rather than the unique spectral window used by classical methods. Data are indeed premultiplied by orthogonal tapers constructed to minimize the spectral leakage due to the finite length of the time series, and a set of independent estimates of the power spectrum is then computed. The MTM describes structures that are modulated in frequency and amplitude, with an optimal trade-off between spectral resolution and variance.

3 High frequency WAM–SST teleconnections

3.1 Observations

3.1.1 Two distinct modes of covariability

The leading two modes of HF covariability obtained with the observed datasets explain 71% of the squared

covariance between the JJAS precipitation and SST fields (the MCA regions are shown in Fig. 3). The total amount of variance explained by the two modes reaches 28% for the precipitation and 46% for the SSTs. The correlation between ECs, which is a good estimate of the strength of the coupling, is higher for the second mode and both correlations are significant at the 99% level. Figure 3a shows the leading two HVs obtained with the filtered observations, and Fig. 4 shows the corresponding ECs.

- The first HF mode statistically links Sahelian rainfall variability with eastern Pacific SSTs. The sign of the loadings shows that El Niño events are significantly correlated to Sahelian droughts. The first SST EC displayed in Fig. 4 is strongly correlated to the HF JJAS Niño-3 index (correlation 0.95 significant at the 99% level); this mode will thus be called “ENSO mode” hereafter.
- The second HF mode pictures the influence of the Gulf of Guinea on the monsoon. The precipitation pattern reveals that warmer than average SSTs in the Gulf of Guinea are strongly correlated with higher than average precipitation along the coast. This mode will be called “Gulf of Guinea mode” hereafter.

The SCF significance obtained with the bootstrap is 68% for the first mode, 99% for the second mode, and less than 6% for the further modes in the MCA decomposition. While the first mode might correspond to a modulation of the monsoon activity by tropical east-Pacific SSTs, the second mode can be interpreted as a local modulation of the latitudinal position of the African rainbelt through Gulf of Guinea SSTs. These two observed HF teleconnections are fully consistent with the results of previous studies (Fontaine and Janicot 1996; Rowell et al. 1995; Ward 1998). Nevertheless, it seems important to assess carefully the robustness of the method before applying the MCA to the IPCC4 simulations.

3.1.2 Robustness of the results

The precipitation patterns in Fig. 3a are consistent with a simple PCA over the same domain (not shown). Even percentages of explained variance are roughly equal. Some sensitivity tests have also been conducted by varying the geographical and temporal windows in the MCA, without notable consequences on the results. For instance, a broader SST domain has been used in order to include the Mediterranean in the computation, but results were little affected by this change. The

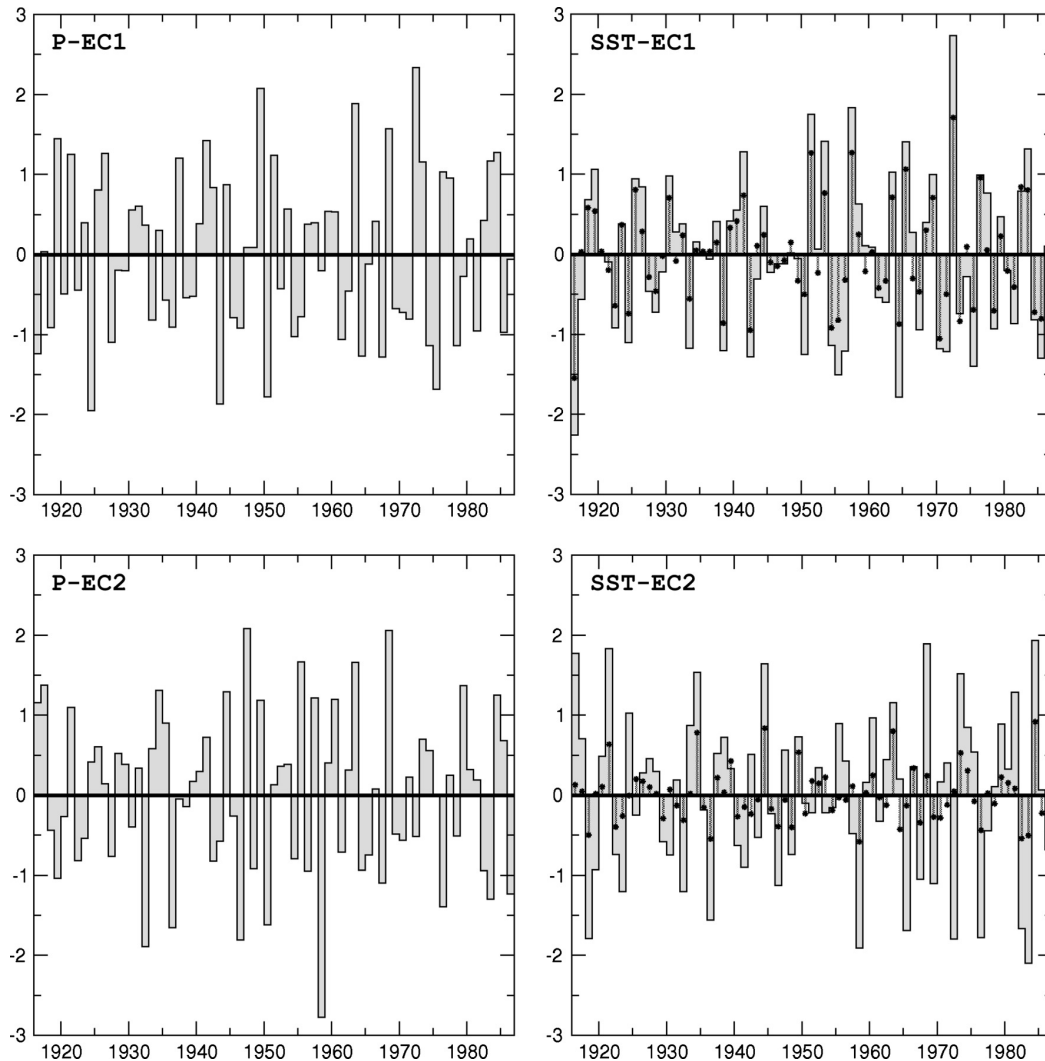


Fig. 4 ECs (normalized units) yielded by the MCA of the precipitation (*left*) and SST (*right*) observed HF datasets. The *solid circles* indicate a Niño-3 JJAS HF index superimposed on

the SST-EC1, and a Gulf of Guinea index (latitudes 25°S–10°N and longitudes 20°W–15°E) JJAS HF index superimposed on the SST-EC2

Mediterranean is indeed a region of likely influence on the WAM system (Rowell 2001), but its limited geographical extension might have lessened its impact in our large-scale MCA. Indeed, a pure Mediterranean teleconnection appears if the MCA is applied to a small SST domain that surrounds Africa, including the nearest parts of the Atlantic and Indian oceans: such a Mediterranean mode is actually linked to the north-eastern part of Sahelian precipitation (not shown).

Giannini et al. (2005) produced a PCA with historical precipitation records of 57 African stations during northern summer 1930–2000. The similar PCA applied to our gridded dataset yields very similar

patterns and fractions of explained variance. Therefore, it can be asserted that the spatial distribution of the dataset has only a marginal effect on the results. Additionally, the MCA computed with the CRU-P dataset interpolated onto a 128×64 horizontal grid yields exactly the same results as with the finer resolution, which means that the method is not sensitive to the data resolution. This conclusion is particularly important since the IPCC4 models have different atmospheric resolutions (from $1.4^\circ/1.4^\circ$ to $5^\circ/4^\circ$ in longitude/latitude), and the MCA will be performed directly on the original atmospheric model grid rather than on interpolated data.

Finally, a VARIMAX rotation has also been imposed to the first six singular vectors (Fig. 3b). Thereafter, the ENSO pattern gets a stronger core, and loses some of the low values in the Gulf of Guinea. The second SST mode does not change at all. As regards the precipitation HVs, the second mode gets its bipolarity strengthened, but in return the explained variance of precipitation decreases from 10 to 6% for the first mode. Correlations of the ECs are higher after the VARIMAX rotation, and Table 2 indicates that the SST EC1 is less correlated to EC2 with this method, and that the EC2 is more correlated to the Gulf of Guinea index displayed in Fig. 4. In conclusion, the VARIMAX rotation has a substantial influence on the EC time series, but the physical meaning of the leading two modes of covariability remains unchanged.

3.2 IPCC4 simulations

3.2.1 Common features of the models

In order to concentrate on the most significant teleconnections, we only take into account the coupled modes that explain more than 10% of precipitation and SST variance (P-Var and SST-Var), and with a SCF bootstrap significance greater than 50%. These quantities are displayed in Fig. 5 for the first HF mode of the 12 IPCC4 twentieth century simulations. With our criterion, two models (CCCMA and GISS) do not have any significant mode, and only one model (GFDL) shows a second mode. Concerning the CCCMA and GISS simulations, the SST-Var cumulated by the leading two modes is lower than 15%, while this sum ranges from 29 to 63% with the other models (46% in the observations). This lack of SST variability is confirmed

Table 2 Some correlations after the MCA of observed HF datasets

Before VARIMAX			
	SST-EC2	GG index	Niño-3 index
SST-EC1	-0.48	<i>0.10</i>	0.95
SST-EC2		0.74	-0.51
GG index			-0.07
After VARIMAX			
	SST-EC2	GG index	Niño-3 index
SST-EC1	-0.28	<i>-0.02</i>	0.93
SST-EC2		0.90	-0.25
GG index			-0.07

The Niño-3 and Gulf of Guinea (GG) indices are based on the HF JJAS anomalies

Correlations are italicized when not significant at the 95% level with the permutation test

by a PCA applied to tropical SSTs, especially with the GISS model, that does not appear to simulate any ENSO variability, as was already noted by Guilyardi (2006). Consequently, the MCA was not able to detect any significant teleconnection with these two models.

A common feature of the ten remaining models is that, whereas in the observed datasets the ratio SCF1/SCF2 = 1.5, this value ranges from about 2.8–23.4 in the models, which means that the first mode is often highly predominant over the second one, and in four models, the SCF explained by the first mode exceeds 85%. Similarly, the amount of precipitation variance accounted for by the first coupled mode is higher in the simulations, and exceeds 20% in six models out of ten, versus 10% in the observations. In summary, 10 models (out of 12) do simulate a significant WAM–SST teleconnection, that often explains most of the covariability between the two fields, and which is—in nine cases—the only significant relationship detected by the MCA.

3.2.2 Description of the leading two HF modes

In the twentieth century IPCC4 simulations, the first mode of HF covariability always shows a strong teleconnection with the tropical Pacific (Fig. 6). The obtained SST patterns are generally in good agreement with the observations, but extend too far in the western Pacific and show spurious links with other oceanic basins. Looking at precipitation, teleconnections appear strongly model dependent and can be very different from the observed ones.

- Five models (CSIRO, INM, MIROC, MRI and UKMO) have a rather realistic ENSO–monsoon relationship: positive SST anomalies in the tropical Pacific are significantly correlated to negative precipitation anomalies over West Africa.
- In five cases (CNRM, GFDL, IPSL, MPI and NCAR) Pacific SST anomalies are significantly correlated to precipitation anomalies of the same (i.e. wrong) sign over West Africa.

Some of the teleconnections discarded above deserve further examination. In particular, the first mode of the CNRM and MPI simulations show similar problems in their SST and precipitation patterns. In both models, warm events in the tropical Pacific are associated with a drought in East Africa and a wet anomaly over West Africa, unlike the observations. Understanding the reasons for such a shift of the drought region would require a careful investigation of the simulated large-scale dynamics, which is beyond the scope of the present study. One hypothesis is that

Fig. 5 A colour-chart based description of the first HF mode in the models. Colours correspond to the SCF significance level, and to different thresholds of variance, as shown in the legend

HF - MODE 1			
	SCF	P-var	SST-var
OBS	47	10	35
CCCMA	40	26	7
CNRM	87	25	36
CSIRO	51	12	26
GFDL	66	33	25
GISS	70	52	6
INM	88	39	43
IPSL	90	38	32
MIROC	73	25	26
MPI	79	14	41
MRI	87	22	39
NCAR	64	11	34
UKMO	69	18	33

Legend			
SCF-signif		Var	
		≥ 30%	
≥ 90%		≥ 15%	
≥ 50%		≥ 10%	
≥ 10%		≥ 5%	
< 10%		< 5%	

the unrealistic pattern of SST variability in the western Pacific is responsible for the wrong teleconnection. Note, however, that a realistic Pacific SST variability (isolines in Fig. 6) does not necessarily leads to a realistic teleconnection with the WAM rainfall, as indicated by the results of the IPSL and NCAR simulations.

Moving to the second mode, the MCA results indicate that state-of-the-art coupled AOGCMs have great difficulties in simulating the observed relationship between the northward migration of the WAM rainfall belt and the SST over the Gulf of Guinea, as a self-controlled mode of variability that is not associated with the ENSO. With our criterion, only the GFDL CM2.0 model shows a significant second coupled mode. This mode is displayed in Fig. 7 and looks quite realistic compared to the observed one (Fig. 3b). Note that in Fig. 7, HVs are displayed after a VARIMAX rotation in order to get more spatially localized patterns (Sect. 2.3.4). Thereafter, the first SST mode is slightly different than in Fig. 6 with this model: the rotated Pacific SST pattern actually loses its dipolar counterpart in the Atlantic.

3.2.3 Analysis of the EC time-series (first mode only)

As it would be meaningless to compare directly the ECs of the different simulations since they have different time histories and phase relationships, we have used the MTM to analyse the amplitude spectrum of the time series (see Sect. 2.3.5). Here the analysis is restricted to the five models that have been shown to simulate reasonably well the first teleconnection. Table 3 gives the significant periods of the spectrum for both ECs of the first mode. As a consequence of the

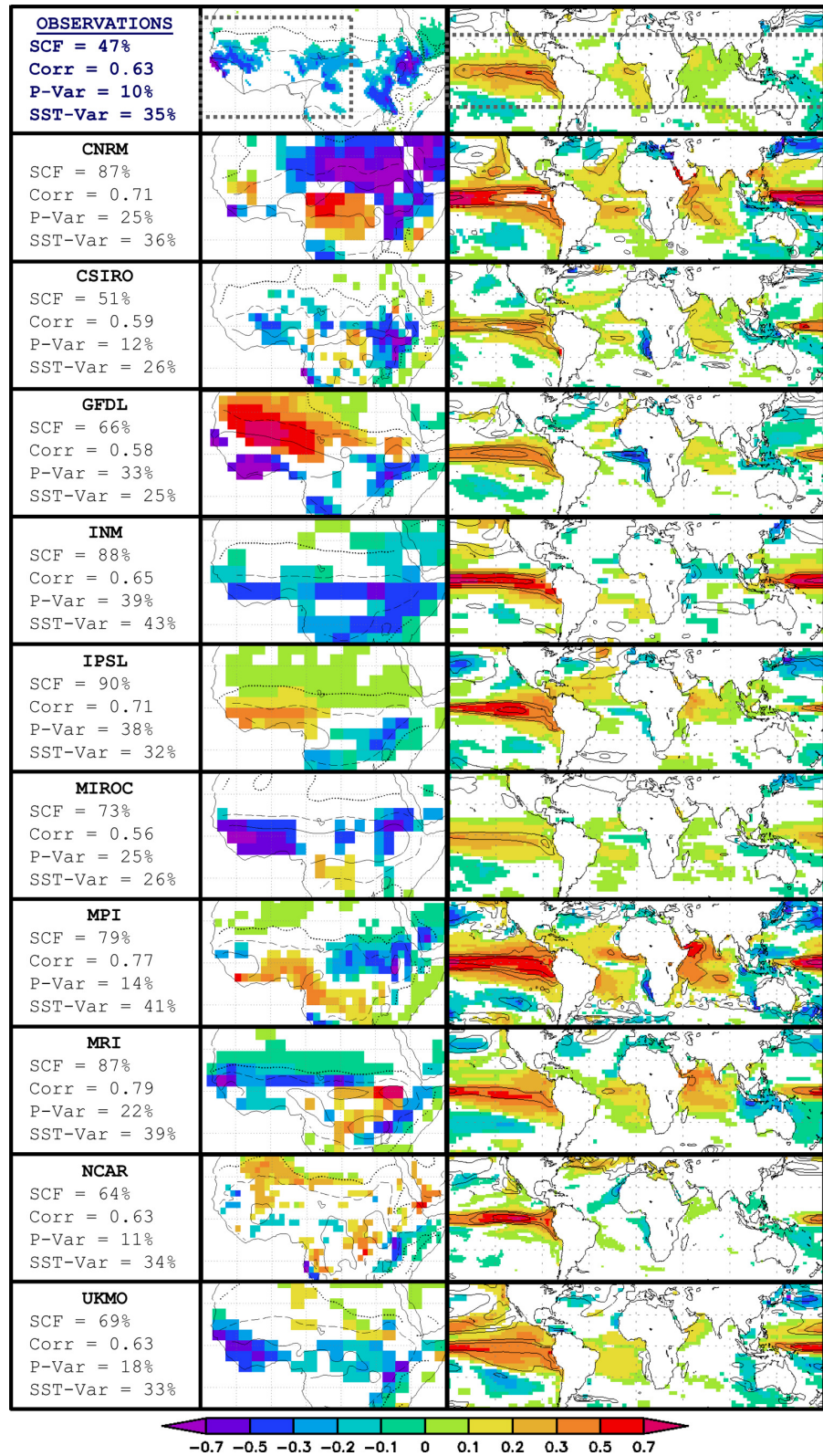
MCA and because of the prior filtering, most of the significant periods of the precipitation EC can be found in the spectrum of the SST EC. In the observations, periods 3.6 and 5.2 years correspond to the ENSO: Fedorov and Philander (2001) have shown that the 5.2 years peak is for the recent period (since the 1980s), and the 3.5 years peak for the preceding period. In the models, the spectra of the precipitation and SST ECs show at least two common peaks, but periods do not correspond in the details to those observed. In particular, the INM and MIROC models have a significant peak around 7 years (obvious when considering directly the spectra), and in the MRI model all common periods are lower than 3.6 years. In conclusion, the spectra of the first ECs exhibit some realistic periods, but with noticeable differences among the five selected models, and only limited agreement with the observations.

3.3 LF modulation of the HF teleconnections

3.3.1 Observations

Several studies have suggested that the strength of the WAM–SST teleconnections has changed over the second half of the twentieth century. Janicot et al. (1996, 2001) pointed out that the relationship between the ENSO and Sahel rainfall was dominant during the drought period, whereas during the wetter 1950–1970 period, the association with the tropical Atlantic prevailed. The modulation of ENSO teleconnections and the possible reasons for such variations were further discussed by Ward (1998), Diaz et al. (2001), Rowell (2001). Two main hypotheses were proposed: a change in the background state (mean climate) and a change in

Fig. 6 Same as Fig. 3a, but for the first HF mode in the models



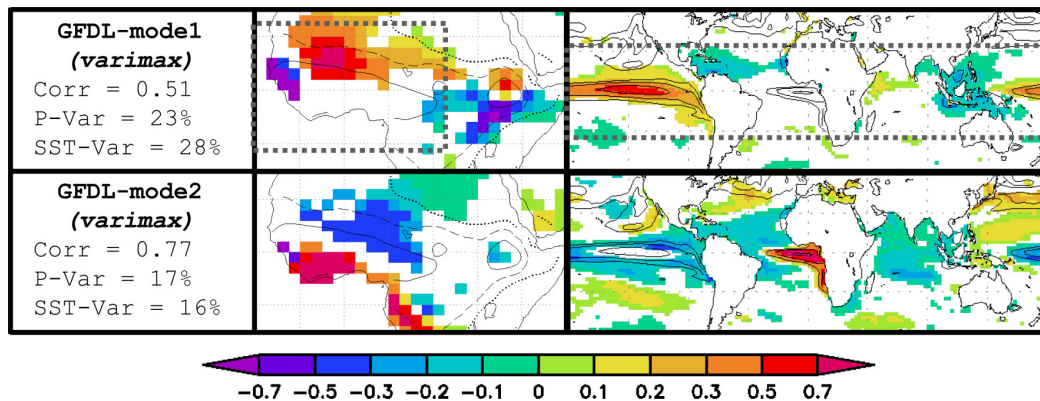


Fig. 7 Same as Fig. 3b, but for the leading two HF modes of the GFDL model

Table 3 Significant periods (in years) extracted from the MTM spectrum of the first pair of ECs

	P-EC1 (years)	SST-EC1 (years)
Observations	5.8	5.2
	3.6	3.6
	2.2	2.3
CSIRO	6.4	
	4.7	5.5
	3.2	3.2
INM	7.9	6.8
	4.0	4.0
	3.1	3.1
		2.7
MIROC		2.4
	7.4	7.3
	4.7	
	3.5	2.9
MRI		2.2
	3.6	3.5
	2.7	2.7
	2.4	2.4
UKMO	2.0	2.1
	5.2	5.7
	3.8	3.8
		2.6

Significant level is 90% (italic), 95% (bold) or 99% (bold italic)

the ENSO variability (pattern, magnitude, frequency and persistence of tropical Pacific SST anomalies).

Whatever the mechanism is, such a modulation is not sufficient to explain the persistence and magnitude of the drying trend observed over West Africa from the 1950s to the 1980s (Janicot et al. 2001). Nevertheless, it is interesting to investigate whether it might be

considered as a possible evidence of anthropogenic climate change. Note that the aim is not to address the difficult question of detecting climate change at the regional scale, but simply to compare the LF evolution of the HF modes of covariability between models and observations.

As the correlation between ECs tells about the strength of the coupling between the two patterns, Fig. 8 shows the 29-year running correlations between SSTs and precipitation ECs. Note that VARIMAX-rotated ECs have been used, as it proved to better separate Atlantic and Pacific HF signals (end of Sect. 3.1.2). Figure 8 indicates that the influence of SSTs on the WAM has increased over the second half of the twentieth century for both HF modes:

- For the ENSO teleconnection, such an evolution is consistent with previous studies and confirms that the ENSO teleconnection has been strengthening over recent decades.
- For the Atlantic teleconnection, an increase is also found that is in good agreement with Rowell (2001), but in our study the prior filtering reduces the length of the series. Figure 8 also shows the running correlations calculated with unfiltered data (but with prior linear detrending). It confirms the slight decrease in the 1980s found in Rowell (2001) and Janicot et al. (2001), i.e. a weakening of the Atlantic teleconnection at the end of the twentieth century.

Given the relatively short and heterogeneous instrumental record, the statistical significance of the observed change in the ENSO–monsoon teleconnection remains uncertain (Rowell 2001; Janicot et al. 2001; Van Oldenborgh and Burgers 2005). Numerical studies are therefore necessary for a better understanding of

this variability. Moron et al. (2003) have compared Sahel rainfall variability in four AGCMs forced by prescribed observed SSTs and have shown that models fail to reproduce the observed modulation of the SST–rainfall teleconnection. To our knowledge, coupled OAGCMs have never been evaluated in this respect (at least on a multi-model basis), as it is proposed in the following paragraph for the five models that have been selected in our study and have been shown to achieve a realistic simulation of the ENSO–monsoon teleconnection patterns.

3.3.2 IPCC4 simulations

The IPCC4 database gives us the opportunity to analyse pre-industrial, twentieth century and twenty-first century climate simulations so as to better assess the significance of a possible influence of anthropogenic forcings on the ENSO–monsoon teleconnection. First, the MCA has been calculated over the twenty-first century simulations for the five selected models. The modes obtained over the twenty-first century are very similar to those obtained over the twentieth century simulations. This result confirms the study of Camberlin et al. (2004), based on a single model, according to which the general patterns of ENSO–rainfall teleconnections would undergo little change under increased concentrations of GHG. As a result, the MCA was recalculated over the whole 1901–2100 period, so as to take advantage of the length of the simulations. As with the observations, the strength of the detected teleconnections has been calculated using 29-year running correlations between ECs (Fig. 9). To test the robustness of the results, the analysis has been applied to the whole ensemble of available simulations for the

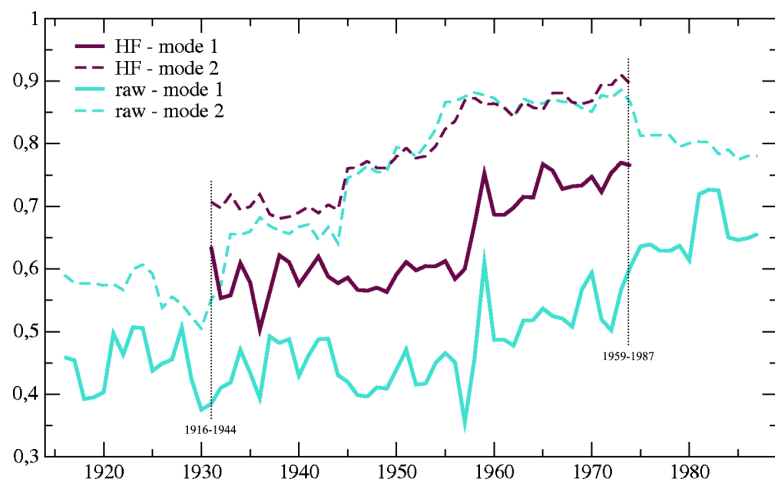
MIROC and MRI models, i.e. the three parallel simulations of the twentieth and twenty-first centuries with identical radiative forcings.

Two distinct features of the evolution of the simulated ENSO–monsoon teleconnection can be distinguished in Fig. 9. First, there is a strong natural LF modulation of the teleconnection, whose magnitude is relatively consistent with the limited instrumental record. In one integration of the MIROC model, the ENSO teleconnection even vanishes during some periods of more than 50 years. Similar fluctuations are also found in the control pre-industrial runs (not shown) and cannot be attributed to any anthropogenic forcing. It is beyond the scope of the study to investigate the physical mechanisms that control this LF modulation of the teleconnection. However, in some models (especially MRI and CSIRO), the modulation of the ENSO variability seems to have a greater influence than the evolution of the background state (not shown).

In addition to this strong natural variability, a long-term trend in the strength of the ENSO–monsoon teleconnection is also noticeable. Linear trends have been estimated and summarized in Table 4. Except in the UKMO simulation, they are always significantly positive, which indicates a strengthening of the ENSO–monsoon teleconnection.

Table 4 also shows the lowest and highest trends found in the control (pre-industrial) run for each model. These trends have been estimated over a sliding window of the same length as the concatenated twentieth and twenty-first century in the SRES-A2 scenario. In seven scenarios out of nine, the trend is greater than the highest trend found in the control run. Once more, such results do not clearly demonstrate that the

Fig. 8 Evolution of the coupling strength: 29-year running correlations between SST and precipitation ECs for the first (*solid*) and second (*dashed*) HF modes in the observations (*maroon lines*). Results of the same calculation, but with the raw data (no filtering), are displayed in *turquoise*



strengthening found in the instrumental record was caused by anthropogenic forcings, but it suggests that teleconnections are not only a test bed for validating the model variability at the interannual time scale, but also for testing the model sensitivity at the climate change time scale. Note also that the prescribed anthropogenic forcings are particularly strong in the SRES-A2 simulations and that the model response could be weaker in alternative climate scenarios.

Finally, it must be emphasized that the response of the ENSO itself is still a matter of debate. On the one hand, Van Oldenborgh et al. (2005) assessed various ENSO characteristics in the IPCC4 SRES-A2 simulations and concluded that the possible changes are of the same magnitude as the observed decadal variability over the twentieth century, and are thus not statistically significant. On the other hand, Guilyardi (2006) found a positive trend in the ENSO amplitude in

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for the first HF mode in the models. Symbols are solid when correlations are significant at the 95% level (permutation test). For each graph, the *red curve* is the mean of the ensemble over the shared period. The *dashed lines* correspond to the time window displayed in Fig. 8

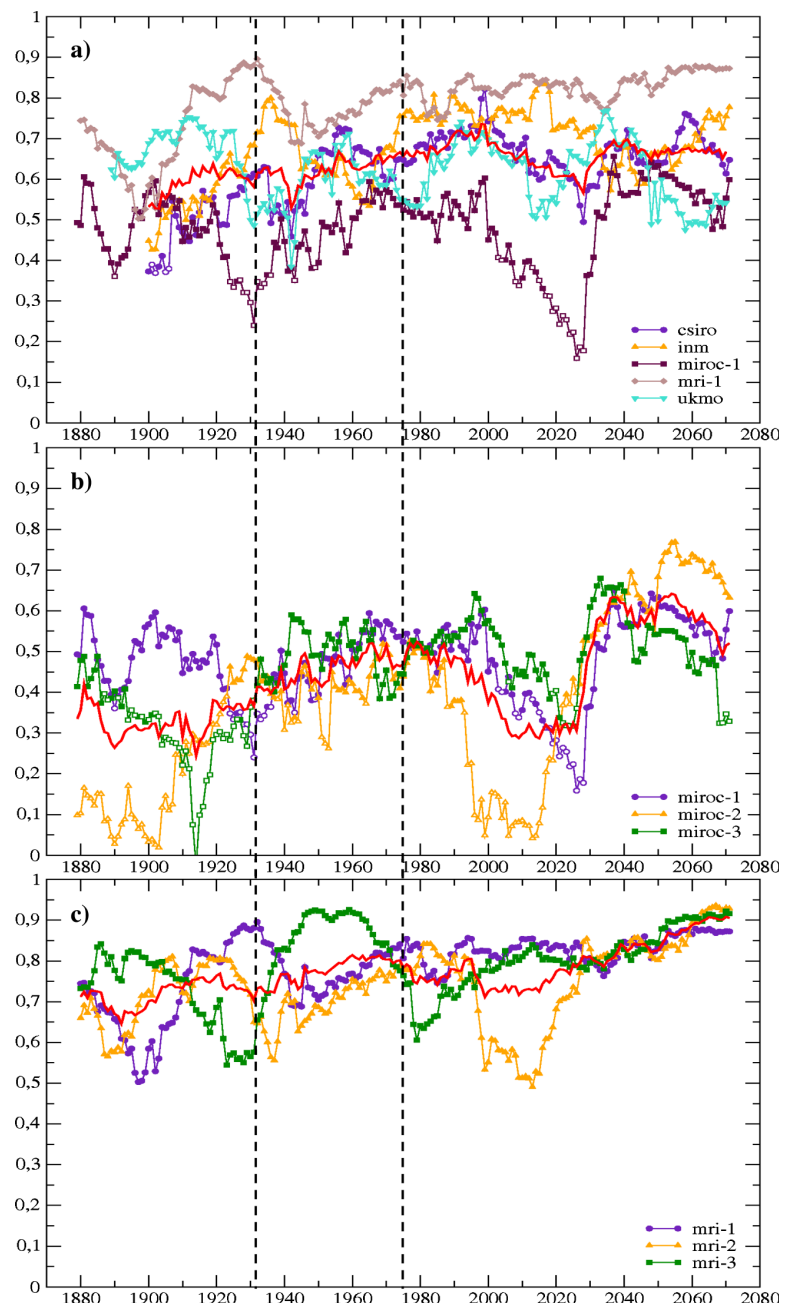


Table 4 Linear trends of the curves in Fig. 9

Figure 9a		
inm	8.3 \notin [-13.8;-3.4]	<u>5.1</u>
csiro	11.1 \notin [-11.7;6.3]	
miroc-1	2.5 \in [-22.3;3.5]	
mri-1	9.8 \notin [-6.8;-2.9]	
ukmo	-4.1 \in [-19.2;9.9]	
Figure 9b		
miroc-1	2.5 \in [-22.3;3.5]	<u>12.4</u>
miroc-2	24.1 \notin [-22.3;3.5]	
miroc-3	10.7 \notin [-22.3;3.5]	
Figure 9c		
mri-1	9.8 \notin [-6.8;-2.9]	<u>8.0</u>
mri-2	7.6 \notin [-6.8;-2.9]	
mri-3	6.4 \notin [-6.8;-2.9]	

The estimated trends are expressed in percentage per century, and the underlined values in the last column correspond to the trend of the ensemble mean (red curve in Fig. 9). Note that all the linear trends are significant at the 95% level (permutation test). Square brackets indicate the lowest and highest trend found in the control run of the model, for a time window of the same length as the concatenated twentieth and twenty-first centuries

IPCC4 double and quadruple CO₂ stabilized scenarios, with a mode change that is consistent with the observed 1976 shift. It could be therefore interesting to assess the ENSO–monsoon teleconnections in such stabilized experiments in order to weaken the signal-to-noise problem inherent to transient simulations.

4 Low frequency WAM–SST teleconnections

As detailed in Sect. 2.3.1, the high and LF components of the SST and precipitation time series have been distinguished from the beginning of the study (with a cut-off period of 10 years). Here we look for a possible covariability between the LF variations of global SSTs and West African precipitation, using the same MCA technique as in Sect. 3. Note that the SST domain has been widened to latitudes 50°S and 50°N in order to take into account most of the world ocean. For the

sake of simplicity, and because of the reduced degrees of freedom, only the first mode of covariability will be considered.

4.1 Observations

In the observations, the first LF coupled mode accounts for 74% of SCF, and for high amounts of explained variance (Fig. 10). The EC correlation is of 0.94 (significant at the 99% level), which implies a very strong relationship. The precipitation EC in Fig. 11 corresponds—when multiplied by the negative sign of the corresponding singular vector—to the well known Sahelian precipitation trend during the second half of the century, while the SST EC combined with the SST pattern in Fig. 10 suggests a concomitant warming of the southern hemisphere and a cooling of the northern SSTs. This SST pattern corresponds to a well-known inter-hemispheric pattern (Folland et al. 1986; Rowell et al. 1995) with two maxima: one located in the southern Indian Ocean, and the other situated in the North Pacific basin. Deser et al. (2004) provided observational evidence of such multi-decadal SST fluctuations in the Indian Ocean using a 194-year coral record. Besides, the potential impact of the Indian Ocean at multi-decadal time scales has been recently detailed by Bader and Latif (2003), Giannini et al. (2005), Lu and Delworth (2005), but a possible influence of the North Pacific summer SSTs on the African monsoon multi-decadal variations is less documented.

This MCA of the observed LF component confirms the association between the twentieth century Sahelian drought and an inter-hemispheric temperature contrast that inhibits the convection in the rainbelt. However, at this decadal time scale, there are too few degrees of freedom to make firm conclusions about teleconnection mechanisms based on statistics alone. Therefore, it is interesting to search for multi-decadal coupled modes in our set of coupled OAGCM simulations from about 1860 to 2100.

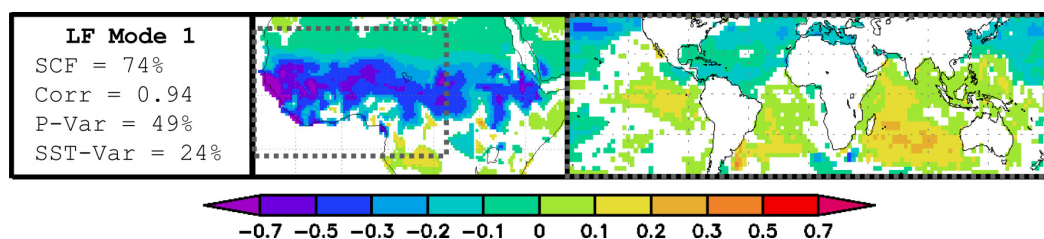


Fig. 10 MCA of the precipitation (left) and SST (right) observed CRU-P and Had-SST LF datasets. Colour shades indicate the value of the heterogeneous vector in each grid point where the correlation is significant at the 95% level (permutation test). A

dashed box outlines the geographical areas taken into account for the calculation (latitudes 1.4°S–23.5°N and longitudes 19.5°W–22.5°E for the precipitation, and latitudes 50°S–50°N for the SSTs)

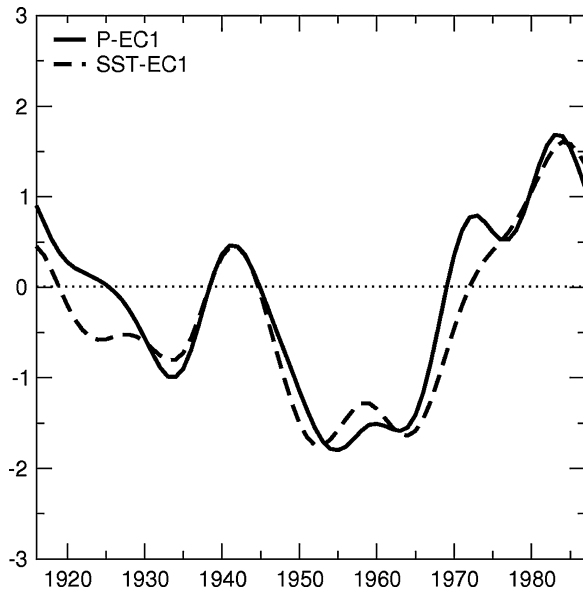


Fig. 11 ECs (normalized units) associated with the first LF mode in the observations

4.2 IPCC4 simulations

As in the HF analysis, we only take into account the dominant teleconnections that explain more than 10% of precipitation and SST variance, and with a SCF bootstrap significance greater than 50%. As pictured by Fig. 12, this is generally the case, except for the five following models: CCCMA, CNRM, GFDL, GISS and NCAR.

The first pairs of HVs are displayed in Fig. 13 for the seven remaining models. Besides their geographical distribution, the zonal mean behaviour of the SST HVs is also shown given the relative zonal symmetry of the simulated patterns. Only five models exhibit some similarities with the observations (INM, MIROC, MPI, MRI, UKMO). Most of them confirm that—at the multi-decadal time scale—a dry spell in West Africa is associated with a warm equatorial Pacific, a warm East Indian ocean, a cold phase in the northern Pacific, and a dipolar north–south pattern in the Atlantic (only for MPI, MRI and UKMO). Corresponding ECs are presented in Fig. 14 and can be compared to the observed ECs in Fig. 11. The five selected models tend to exhibit shorter than observed oscillations over the twentieth century.

Looking at the zonal mean signature of the SST HVs, most models highlight a tropical-extratropical rather than an inter-hemispheric SST contrast. Three models (MPI, MRI and UKMO) however clearly show a meridional asymmetry with a stronger signal in the

LF - MODE 1			
	SCF	P-var	SST-var
OBS	74	49	24
CCCMA	24	20	7
CNRM	48	33	9
CSIRO	44	18	15
GFDL	43	50	6
GISS	52	44	6
INM	43	24	17
IPSL	57	34	16
MIROC	71	50	18
MPI	39	20	14
MRI	65	25	21
NCAR	39	27	13
UKMO	71	26	24

Fig. 12 Same as Fig. 5, but for the first LF mode in the models

Northern rather than the Southern Hemisphere. This is obviously a consequence of the lack of a southern Indian ocean maximum in the models (which is the most significant pattern in the observations). Note also that for the models, results are similar in the control simulations (not shown), which demonstrates that this multi-decadal SST variability is mainly internal to the climate system. The SST–rainfall coupling is generally weaker than in the observations, as indicated by the EC correlations provided in Fig. 13. The magnitude of the LF rainfall patterns revealed by the MCA is also weaker, but is generally not negligible compared to the rainfall anomalies that are produced at the end of the twenty-first century in the SRES A2 scenarios. This remark emphasizes the need for the climate community to better understand and validate the internal modes of LF variability to get more confident in the model projections.

5 Conclusion

West Africa is a region of high demography in a fragile environment, where climate forecasting is a research priority at both seasonal and multi-decadal time scales. In the IPCC4 climate scenarios of the twenty-first century, the response of the WAM precipitation is still highly model-dependent. While a majority of models indicates that the late twentieth century anthropogenic forcings may have contributed to the Sahel drying (Biasutti and Giannini 2006), it is not so clear that this drying will carry on during the twenty-first century (Douville et al. 2006a). Given the contrasted evolution of aerosol and GHG emissions in the SRES A2

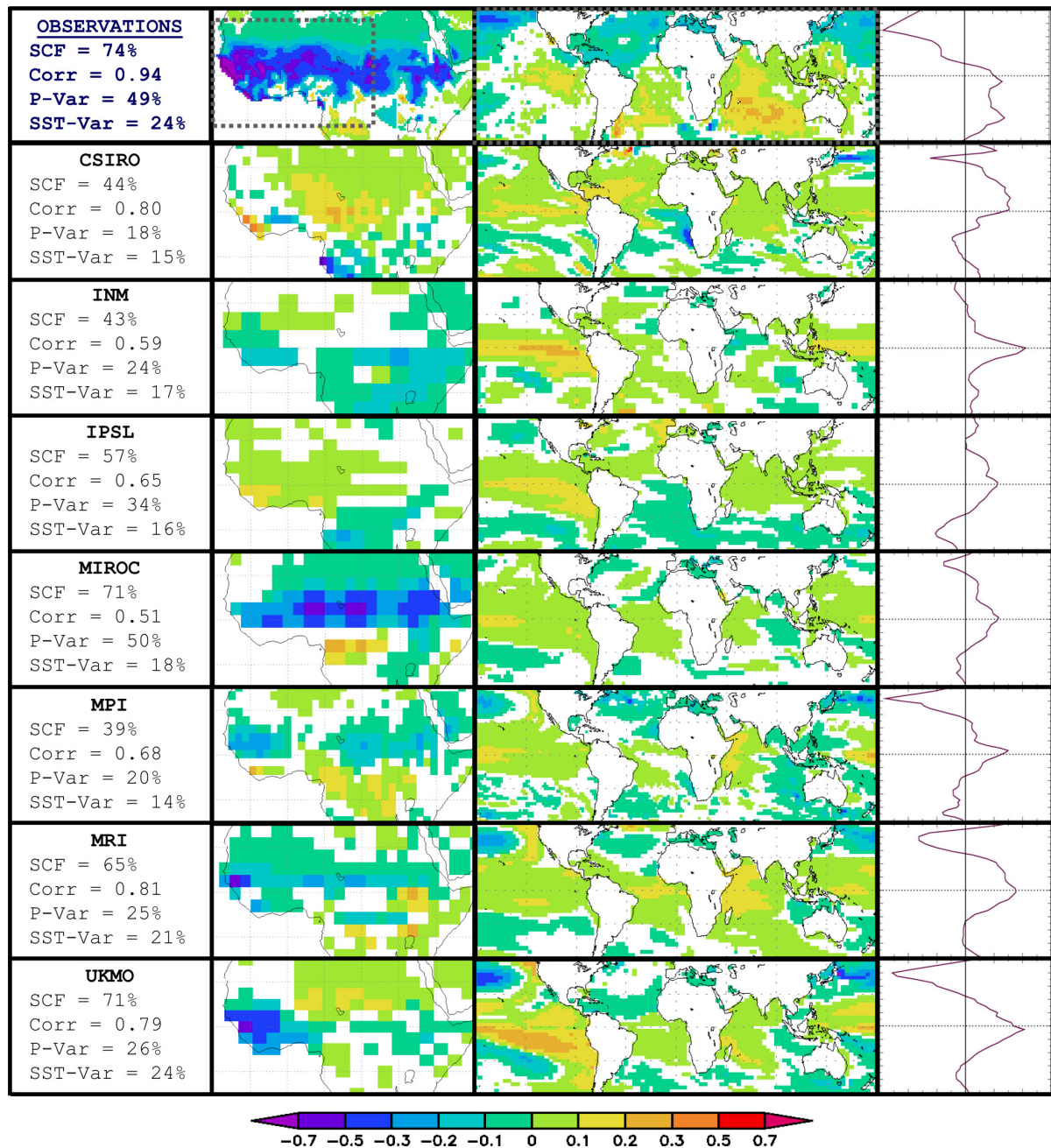


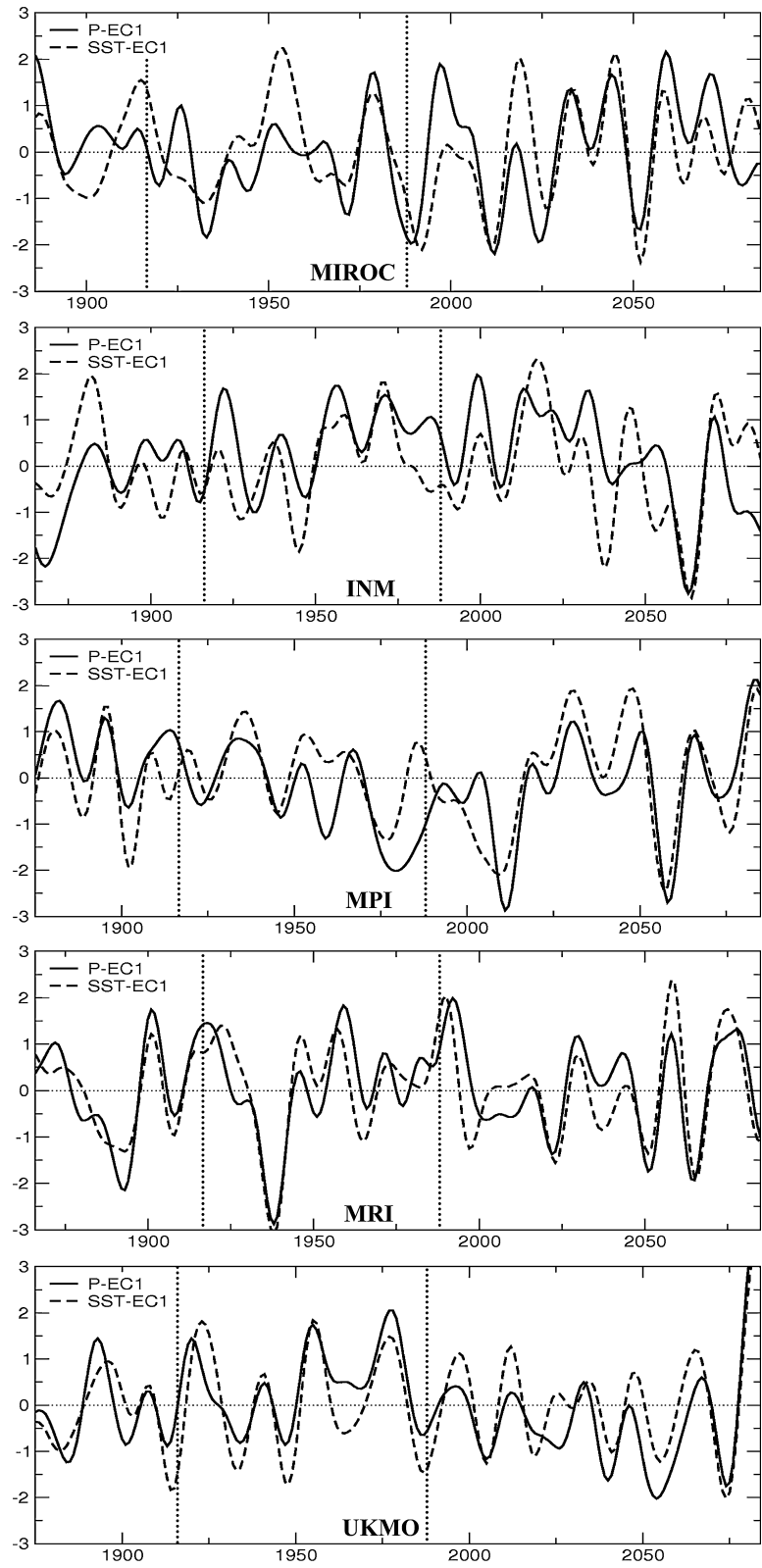
Fig. 13 Same as Fig. 10, but for the first LF mode in the models

scenarios (as well as in most IPCC scenarios), this result suggests that sulphate aerosols are mainly responsible for the twentieth century response and/or that the WAM response to increasing amounts of GHG is highly non-linear.

This remark highlights the difficulty to reduce uncertainties in the twenty-first century climate

scenarios. In particular, simulating the twentieth century Sahel drought is probably not sufficient to constrain the models' response (Lau et al. 2006). Comparing paleoclimate simulations to proxy is also not sufficient since the models' sensitivity at the regional scale might be highly dependent on the nature and magnitude of the external forcing applied to the

Fig. 14 Same as Fig. 11, but for the models



global climate system. There is therefore no unique and magic solution to constrain the models' response, but the need for testing the models on a wide range of processes and time scales. In this respect, validating SST–rainfall teleconnections is particularly attractive for at least two reasons. On the one hand, such teleconnections clearly contribute to the observed climate variability at interannual and multi-decadal time scales and their evolution might therefore influence the twenty-first century climate projections. On the other hand, such teleconnections are mainly controlled by the large-scale atmospheric dynamics and therefore represent much more than a validation of SST and rainfall variability.

The present study was aimed at evaluating how state-of-the-art coupled AOGCMs simulate teleconnections between tropical SSTs and the African monsoon, treating separately the HF (i.e. interannual) and LF (i.e. multi-decadal) variability. Given this partition, the results confirm that the WAM precipitation is significantly connected to regional and global SST anomalies on both time scales. First applied on the observed HF time series, the MCA actually provides a synthetic description of two well-established teleconnections that explain together 28% of the WAM interannual rainfall variability over the twentieth century. The leading HF modes are generally too strong in the simulations, except for two models that do not exhibit any discernable HF coupling. Above all, the HV patterns look quite different from a model to another and only five simulations reproduce a WAM–SST relationship of the correct sign. Finally, only one model exhibits a significant second mode. At the LF time scale, the MCA identifies a well-known inter-hemispheric SST contrast that is poorly reproduced by the models. While several studies (Rotstayn and Lohmann 2002; Held et al. 2005; Biasutti and Giannini 2006) have suggested that the twentieth century aerosol forcing could be partly responsible for the observed zonal mean SST gradient, our results emphasize the need for a better understanding of the natural multi-decadal variability of the WAM for confirming such an hypothesis.

In addition, it has been shown that the strength of the Pacific–WAM HF teleconnection is not stationary. In the IPCC4 simulations, a large fraction of this multi-decadal modulation is obviously not due to the anthropogenic forcings. Nevertheless, most models that show a reasonable simulation of the ENSO–monsoon teleconnection also simulate a significant strengthening of this relationship that is not found in the pre-industrial runs and is consistent with the trend estimated from the instrumental record.

In spite of this, the main conclusion of the study is that many models are still unable to capture the main modes of SST–WAM rainfall covariability. In some cases, this problem could be related to some deficiencies in the model's climatology. For instance, HF patterns in the CNRM and NCAR simulations have obviously their origin in the simulated rainfall climatology (isolines in Fig. 6). Conversely, a realistic teleconnection is not always associated with a good climatology. For instance, the MIROC model shows a reasonable HF teleconnection pattern, but strongly overestimates the monsoon rainfall and its variability. Moreover, it must be emphasized that the four models (GFDL, MPI, MRI and UKMO) that best simulate the tropical Pacific climatology according to Guilyardi (2006) do not correspond exactly to the five models (CSIRO, INM, MIROC, MRI and UKMO) that have a realistic ENSO coupled mode in our analysis. It is therefore now necessary to go a step further in the model validation and to analyse more thoroughly the large-scale dynamics that control the teleconnections even if the available atmospheric analyses are too short to tell anything about the LF variability.

Acknowledgments This work was supported by the AMMA program (African Monsoon Multidisciplinary Analysis), and by the ENSEMBLES European project (contract GOCE-CT-2003-505539). The authors are grateful to all IPCC4 participants and to the PCMDI for the build up of the IPCC4 database. The figures have been prepared using GrADS software, and the MTM tool was found on the Web site <http://www.atmos.ucla.edu/tcd/ssa/>. Thanks are also due to Fabrice Chauvin for his comments, and Serge Janicot for improving the original manuscript. Finally, we acknowledge the two anonymous reviewers for their constructive criticisms and suggestions.

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. *Geophys Res Lett* 30:2169. doi:10.1029/2003GL018426
- Biasutti M, Giannini A (2006) Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophys Res Lett* 33:L11706. doi:10.1029/2006GL026067
- Bretherton CS, Smith C, Wallace JM (1992) An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *J Clim* 5:541–560
- Camberlin P, Chauvin F, Douville H, Zhao Y (2004) Simulated ENSO–tropical rainfall teleconnections in present-day and under enhanced greenhouse gases conditions. *Clim Dyn* 23:641–657
- Charney JG (1975) Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Q J R Meteorol Soc* 428:193–202
- Cheng X, Dunkerton TJ (1995) Orthogonal rotation of spatial patterns derived from singular value decomposition analysis. *J Clim* 8:2631–2643

- Deser C, Phillips AS, Hurrell JW (2004) Pacific interdecadal climate variability: linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *J Clim* 17:3109–3124
- Diaz HF, Hoerling MP, Eischeid JK (2001) ENSO variability, teleconnections and climate change. *Int J Climatol* 21:1845–1862
- Douville H (2005) Limitations of time-slice experiments for predicting regional climate change over South Asia. *Clim Dyn* 24:373–391
- Douville H, Salas-Méla D, Tyteca S (2006a) On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Clim Dyn* 26:367–385
- Douville H, Conil S, Tyteca S, Voldoire A (2006b) Soil moisture memory and West African monsoon predictability: artefact or reality? *Clim Dyn* (submitted)
- Fedorov AV, Philander SG (2001) A stability analysis of tropical ocean-atmosphere interactions: bridging measurements and theory for El Niño. *J Clim* 14:3086–3101
- Folland CK, Palmer TN, Parker DE (1986) Sahel rainfall and worldwide sea temperatures. *Nature* 320:602–607
- Fontaine B, Janicot S (1996) Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *J Clim* 9:2935–2940
- Fu X, Wang B, Li T (2002) Impacts of air–sea coupling on the simulation of mean Asian summer monsoon in the ECHAM4 model. *Mon Weather Rev* 130:1889–2904
- Ghil M, Allen MR, Dettinger MD, Ide K, Kondrashov D, Mann ME, Robertson AW, Saunders A, Tian Y, Varadi F, Yiou P (2002) Advanced spectral methods for climatic time series. *Rev Geophys* 40:3–1
- Giannini A, Saravanan R, Chang P (2005) Dynamics of the boreal summer African monsoon in the NSIPP1 atmospheric model. *Clim Dyn* 25:517–535
- Guilyardi E (2006) El Niño—mean state—seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Clim Dyn* 26:329–348
- Held IM, Delworth TL, Lu J, Findell KL, Knutson TR (2005) Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *PNAS* 102:17891–17896
- Janicot S (1992) Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part II: associated surface and air mass characteristics. *J Clim* 5:499–511
- Janicot S, Moron V, Fontaine B (1996) Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophys Res Lett* 23:515–518. doi:10.1029/96GL00246
- Janicot S, Trzaska S, Pocard I (2001) Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Clim Dyn* 18:303–320
- Koster RD, the GLACE team (2004) Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science* 305:1138–1141
- Krishna Kumar K, Hoerling M, Rajagopalan B (2005) Advancing dynamical prediction of Indian monsoon rainfall. *Geophys Res Lett* 32:L8704. doi:10.1029/2004GL021979
- Lamb PJ (1978) Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent sub-saharan weather anomalies: 1967 and 1968. *Mon Weather Rev* 106:482–491
- Lau KM, Shen SSP, Kim KM, Wang H (2006) A multimodel study of the twentieth-century simulations of Sahel drought from the 1970s to 1990s. *J Geophys Res (Atmospheres)* 111:D071111. doi:10.1029/2005JD006281
- Lu J, Delworth TL (2005) Oceanic forcing of the late 20th century Sahel drought. *Geophys Res Lett* 32:L22706. doi:10.1029/2005GL023316
- Mann ME, Lees JM (1996) Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Clim Change* 33:409–445
- Moron V, Philippon N, Fontaine B (2003) Skill of Sahel rainfall variability in four atmospheric GCMs forced by prescribed SST. *Geophys Res Lett* 30:2221. doi:10.1029/2003GL018006
- Moron V, Philippon N, Fontaine B (2004) Simulation of West African monsoon circulation in four atmospheric general circulation models forced by prescribed sea surface temperature. *J Geophys Res (Atmospheres)* 109:D24105. doi:10.1029/2004DJ004760
- New M, Hulme M, Jones P (2000) Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate. *J Clim* 13:2217–2238
- Paeth H, Friederichs P (2004) Seasonality and time scales in the relationship between global SST and African rainfall. *Clim Dyn* 23:815–837
- Peña M, Kalnay E, Cai M (2003) Statistics of locally coupled ocean and atmosphere intraseasonal anomalies in reanalysis and AMIP data. *Nonlinear Processes Geophys* 10:245–251
- Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP, Kent EC, Kaplan A (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res (Atmospheres)* 108:4407. doi:10.1029/2002JD002670
- Rotstain LD, Lohmann U (2002) Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. *J Clim* 15:2103–2116
- Rowell DP (2001) Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel. *Q J R Meteorol Soc* 127:1683–1706
- Rowell DP (2003) The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J Clim* 16:849–862
- Rowell DP, Folland CK, Maskell K, Ward NM (1995) Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906–92): observations and modelling. *Q J R Meteorol Soc* 121:669–704
- Van Oldenborgh GJ, Burgers G (2005) Searching for decadal variations in ENSO precipitation teleconnections. *Geophys Res Lett* 32:L15701. doi:10.1029/2005GL023110
- Van Oldenborgh GJ, Philip S, Collins M (2005) El Niño in a changing climate: a multi-model study. *Ocean Sci Discuss* 2:267–298
- Von Storch H, Zwiers FW (1999) Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press, London
- Wallace JM, Lim GH, Blackmon ML (1988) Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides. *J Atmos Sci* 45:439–462
- Wallace JM, Smith C, Bretherton CS (1992) Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *J Clim* 5:561–576
- Ward MN (1998) Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *J Clim* 11:3167–3191
- Wilks DS (1997) Resampling hypothesis tests for autocorrelated fields. *J Clim* 10:65–82

3.1.3 Perspectives

- ✗ Une première limite de l'article-1 a trait à la méthode mise en œuvre. La MCA est calculée en prenant en compte l'ensemble des SST tropicales. Avec les observations, on détecte ainsi deux liens importants : avec le Pacifique équatorial, et avec le golfe de Guinée. La simplicité d'une telle procédure permet une inter-comparaison efficace des simulations couplées, au risque de laisser de côté des modes océaniques secondaires (de plus petite extension géographique ou de plus faible amplitude). Pour certains modèles, une trop forte variabilité ENSO sous les tropiques empêche peut-être le diagnostic d'autres modes de co-variabilité avec la mousson africaine. De plus, le domaine géographique (32°S–32°N) met volontairement de côté la possible influence de la Méditerranée ou des extra-tropiques.
- ✗ Une autre limite de la méthode employée est le choix de saisons JJAS synchrones pour les SST et les précipitations interannuelles. Ce choix, à nouveau dicté par la nécessité d'appliquer un diagnostic simple aux simulations couplées, n'est pas nécessairement compatible avec le cycle saisonnier des phénomènes étudiés et le temps de réponse de l'atmosphère.
- ✗ Une dernière limite, qui est mentionnée tout au long de cet article, est qu'une étude purement statistique des liens SST–précipitations ne permet pas d'en comprendre les mécanismes physiques. Cela limite grandement l'interprétation des résultats, et conditionne nécessairement les conclusions apportées.

La suite de ce mémoire s'attache à combler chacune de ces lacunes. En premier lieu, dans ce chapitre, une analyse minutieuse des données observées est effectuée « bassin par bassin », et pour des saisons de SST décalées. Dans les chapitres suivants seront appréhendés les mécanismes physiques qui sous-tendent les principales interactions océans–mousson.

3.2 Liens observés : bassin par bassin

3.2.1 À l'échelle interannuelle

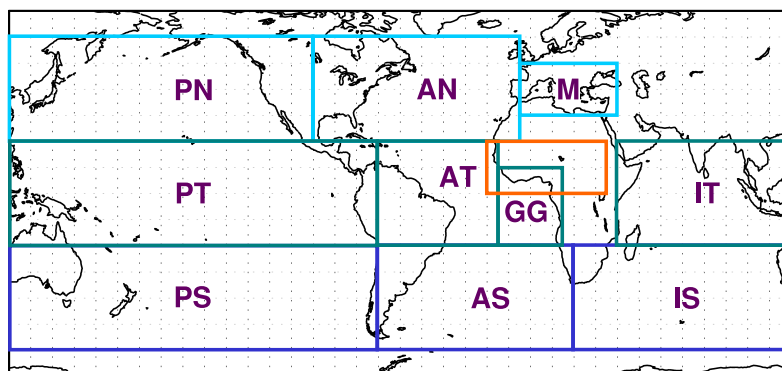


Figure 3.1 – Limites des domaines géographiques utilisés pour les SST et les précipitations (en orange).

Une même procédure va être appliquée aux anomalies de SST dans chacun des 10 secteurs géographiques représentés sur la figure 3.1. Pour les SST, les données sont celles du Hadley Centre (HadC). Pour les précipitations sur l'Afrique, le domaine est fixe (0°–20°N et 20°E–35°W), et l'on utilise d'abord les données du CRU 1901–2002, puis on se restreint à 1951–2002, et on compare aux données GPCC 1951–2000; ceci afin d'évaluer l'impact du choix des données, dont la qualité est inégale temporellement et spatialement en Afrique (§ 2.1.1).

Comme nous l'avons vu au paragraphe 1.2.2, le cycle saisonnier des précipitations varie d'une région à l'autre en Afrique de l'ouest. Au Sahel, la saison des pluies est courte et concentrée en JAS. Par contre, le long de la côte guinéenne les précipitations arrivent plus tôt, et l'on a deux saisons des pluies dues au déplacement saisonnier de la ZCIT. Les précipitations vont donc être moyennées sur différentes fenêtres temporelles : JAS, JJAS, MJJASO, MJJ, et ASO. Pour les SST, nous avons choisi de diviser l'année en quatre périodes : JFM, MAM, JAS, et OND. Au total, 20 MCA sont donc calculées pour chaque secteur géographique de la figure 3.1. Sont retenues uniquement celles qui proposent un premier mode significatif à 95% du point de vue de la SCF et de la corrélation des CP (*bootstrap* avec des blocs de 2 ans, cf. § 2.4.2). On sélectionne ensuite, pour chaque bassin, les MCA qui expliquent le maximum de covariance (SCF). Il est à noter qu'on n'obtient jamais de deuxième mode significatif. Le tableau 3.1 présente pour chaque bassin le lien optimal sélectionné.

	CRU 1901–2002		CRU 1951–2002		GPCC 1951–2000	
	SST SCF	Préc. Corr.	SST SCF	Préc. Corr.	SST SCF	Préc. Corr.
Pacifique tropical (PT)	OND 97%	JAS 0.62	OND 96%	JAS 0.72	OND 96%	JAS 0.69
Atlantique tropical (AT)	JAS 76%	JAS 0.61				
Golfe de Guinée (GG)	JAS 96%	JAS 0.70	JAS 92%	MJJASO 0.74	AMJ 95%	MJJASO 0.70
Indien tropical (IT)	OND 87%	JAS 0.60	OND 83%	JAS 0.70	OND 79%	JAS 0.59
Pacifique nord (PN)	OND 63%	ASO 0.51	OND 62%	JAS 0.66	OND 67%	JAS 0.67
Atlantique nord (AN)	JAS 59%	JAS 0.54				
Méditerranée (M)	JAS 84%	ASO 0.62	JAS 79%	ASO 0.62	JAS 87%	JAS 0.58
Pacifique sud (PS)	JAS 70%	JAS 0.61	OND 67%	JAS 0.66	OND 66%	JAS 0.64
Atlantique sud (AS)	OND 49%	MJJASO 0.59				
Indien sud (IS)	OND 56%	JAS 0.52	JAS 53%	JAS 0.64		

Tableau 3.1 – MCA bassin par bassin (interannuel) : 1^{er} mode significatif qui explique le maximum de covariance. Sont mentionnées : la saison sélectionnée pour les SST (à gauche), pour les précipitations (à droite), et les valeurs de SCF (à gauche), et de corrélation des CP (à droite). Les modes « principaux » sont indiqués en bleu.

Certains modes, détectés dans des bassins différents, peuvent être intimement liés. Le tableau 3.2 donne donc les corrélations croisées (uniquement lorsqu'elles sont significatives) des composantes principales SST des modes sélectionnés au tableau 3.1. Afin de ne garder que les modes « principaux » qui influencent la mousson, la règle suivante est adoptée : lorsque deux modes sont significativement corrélés à plus de 0.5, on retient celui qui présente la corrélation la plus forte avec les précipitations (tab. 3.1). On préfère utiliser comme critère la corrélation des CP, plutôt que la SCF, car il semble hasardeux de comparer des SCF calculées pour des domaines géographiques différents. Au final, ce sont ces modes de co-variabilité « principaux », colorés en bleu dans le tableau 3.1, que nous allons étudier.

Trois liens sont robustes quelles que soient les données de précipitations (tab. 3.1) : il s'agit du Pacifique tropical, du golfe de Guinée, et de la Méditerranée, qui sont les trois interactions recensées dans la littérature. D'après la corrélation des composantes principales, le lien le

a) CRU 1901–2002

	PT	AT	GG	IT	PN	AN	M	PS	AS	IS
PT				0.84	0.60			0.74		0.57
AT			0.85			0.27			0.33	
GG		0.85				0.31			0.38	
IT	0.84				0.49			0.70		0.65
PN	0.60			0.49			0.28	0.50		0.26
AN		0.27	0.31							
M					0.28					
PS	0.74			0.70	0.50					0.43
AS		0.33	0.38							
IS	0.57			0.65	0.25			0.43		

b) CRU 1951–2002

	PT	GG	IT	PN	M	PS	IS
PT			0.84	0.70		0.88	0.57
GG							
IT	0.84			0.61		0.67	0.46
PN	0.70		0.61		0.31	0.59	
M				0.31			
PS	0.88		0.67	0.59			0.47
IS	0.57		0.46			0.47	

c) GPCC 1951–2000

	PT	GG	IT	PN	M	PS
PT			0.85	0.66		0.88
GG						
IT	0.85			0.57		0.67
PN	0.66		0.57		0.35	0.55
M				0.35		
PS	0.88		0.67	0.55		

Tableau 3.2 – Corrélations croisées des modes SST obtenus au tableau 3.1 (interannuel).

plus fort est avec le golfe de Guinée (0.70 à 0.74), puis avec le Pacifique tropical (0.62 à 0.72), puis la Méditerranée (0.58 à 0.62). Cependant, comme le montre l'article-1, l'intensité des téléconnexions varie avec le temps : nous reviendrons sur cet aspect ci-après, à l'aide de corrélations glissantes.

Avec les données CRU 1901–2002, on détecte en sus un lien avec l'Atlantique nord, ainsi qu'avec l'Atlantique sud, mais ces liens plus faibles disparaissent lorsque que l'on restreint la période d'étude à la seconde moitié du xx^e siècle.

Ces différents liens statistiques vont être illustrés à l'aide de la carte homogène des SST et de la carte hétérogène des précipitations (§ 2.4.2); ceci afin de comparer les modes de SST entre eux, et d'en visualiser l'impact (intensité et localisation) sur les anomalies interannuelles des précipitations.

Pacifique tropical

L'influence du Pacifique tropical sur la mousson africaine est essentielle, et mérite d'être mieux connue. En effet, comme le montrent l'article-1 et la figure 3.2, ce sont les précipitations de la bande sahéenne qui sont affectées. Or les populations de ces régions sub-sahariennes sont particulièrement dépendantes des pluies de mousson (§ 1.2.1).

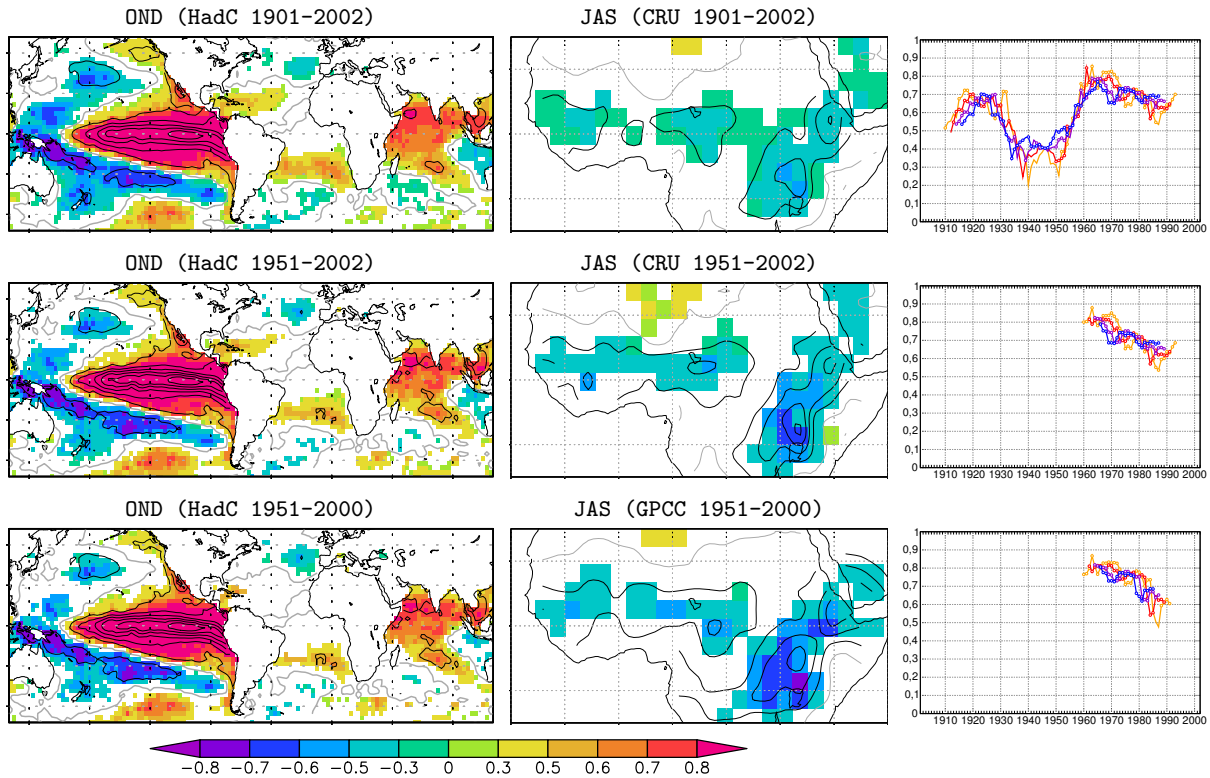


Figure 3.2 – Pacifique tropical (interannuel) : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et corrélations glissantes des CP. Les isolignes représentent les valeurs de régression, et les couleurs indiquent les corrélations là où elles sont significatives (*bootstrap*). L'espacement des isolignes est de 0.2 mm/j pour les précipitations, et 0.2°C pour les SST (l'isoligne grise vaut zéro). Les corrélations glissantes sont tracées en fonction du centre de la fenêtre (19 ans en orange, 23 ans en rouge, 27 ans en violet, et 31 ans en bleu).

Quel que soit le jeu de données, notre procédure sélectionne la saison OND pour les SST, et JAS pour les précipitations. Ce décalage temporel ne signifie pas que les précipitations de mousson l'été ont une influence sur les SST du Pacifique en automne. Simplement, comme la variabilité est maximale en fin d'automne dans le Pacifique équatorial, du fait de la saisonnalité du phénomène ENSO, c'est la saison OND qui permet de maximiser la covariance avec les précipitations d'Afrique de l'ouest. Cela suggère que la mousson est plutôt influencée par des événements ENSO qui ont leur maximum à l'automne *qui suit* la saison de mousson. Nous reviendrons sur ces aspects temporels au chapitre 4.

La figure 3.2 affiche un remarquable accord entre les structures d'anomalies quelles que soient les données utilisées. Les corrélations glissantes montrent que l'intensité du lien ENSO–mousson était très faible des années trente aux années cinquante (0.4 de corrélation), puis nettement plus forte des années cinquante à quatre-vingt (environ 0.75), et un peu plus faible pendant les dernières décennies (entre 0.6 et 0.7 selon le jeu de données). Ces fluctuations ont-elles un sens? On peut se demander, par exemple, si les corrélations plus faibles dans les années quarante ne sont pas dues à la moindre qualité des données pendant la seconde guerre mondiale. De surcroît, à partir de données *in situ* de précipitations, pour différentes régions du globe, van Oldenborgh et Burgers (2005) montrent que les fluctuations décennales des téléconnexions ENSO sont la plupart du temps le fruit du hasard. À partir de données de pression de surface (observée, réanalysée, et simulée), Sterl et al. (2007) corroborent ce constat : pour eux les changements de téléconnexion ENSO ne peuvent être significatifs qu'à l'échelle centennale des projections climatiques...

En guise de conclusion, la figure 3.3 propose une comparaison des évolutions du lien ENSO–mousson obtenues par les différents auteurs qui s’y sont intéressé. On remarquera d’emblée l’apparente diversité des résultats, qui traduit une certaine sensibilité à la méthode employée. Même l’article-1 et la figure 3.2 de ce mémoire racontent des histoires assez différentes ! Sous plusieurs aspects notre méthode a changé : la composante principale des SST est désormais extraite des anomalies OND plutôt que JJAS, et l’on n’utilise pas la rotation *varimax* à l’issue de la MCA. Malgré tout, il existe des points communs à ces différentes courbes, en particulier la faiblesse du lien ENSO–mousson des années trente aux années cinquante, et son augmentation à la fin du siècle. Étant donné le manque de fiabilité des données, et le faible rapport « signal sur bruit » inhérent à ce type de diagnostic, nous n’irons pas plus loin dans cette direction.

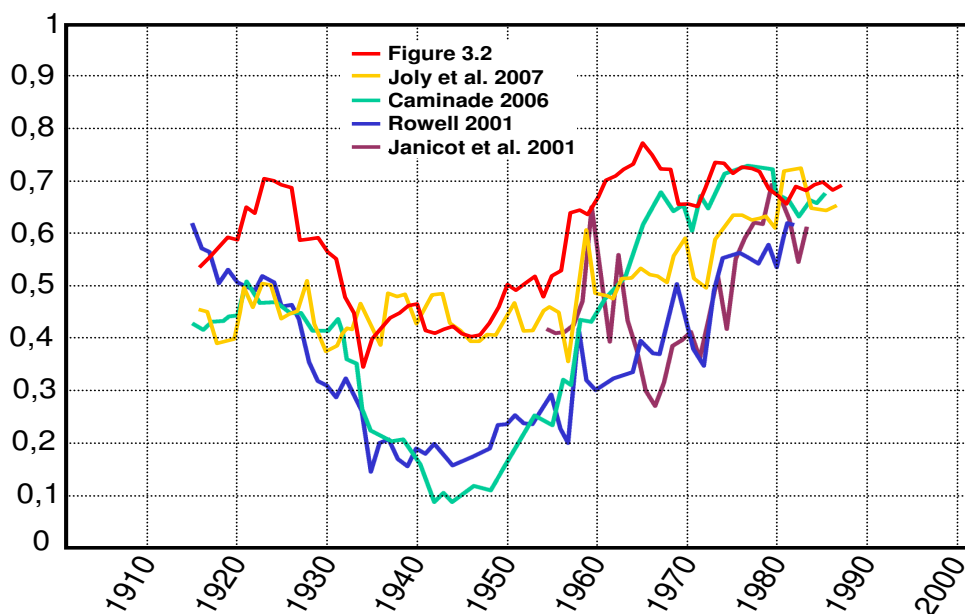


Figure 3.3 – Fluctuations dans l’intensité du lien ENSO–mousson. Corrélations glissantes de la figure 3.2 de ce paragraphe (CRU 1901–2002 et fenêtres de 31 ans), de la figure 8 de l’article-1 (données non filtrées et fenêtres de 29 ans), de la figure 4.20b de Caminade 2006 (Niño-3.4 et fenêtres de 30 ans), de la figure 2 de Rowell 2001 (fenêtres de 30 ans), et de la figure 5b de Janicot et al. 2001 (indice RPC1 et fenêtres de 20 ans).

Golfe de Guinée

Le rôle des anomalies de SST dans le golfe de Guinée est connu et étudié depuis les travaux de Lamb (1978). Contrairement à la téléconnexion ENSO, le rôle du golfe de Guinée est un phénomène régional. Nous avons vu au paragraphe 1.2.2 que l’océan fait partie du système de mousson et module le déplacement saisonnier de la ZCIT. Il faut donc envisager le rôle du golfe de Guinée comme une interaction (cf. § 1.3.3), avec de toute évidence un fort couplage entre la convection et les SST. Le chapitre 5 permettra d’en détailler les processus physiques.

Avec les données GPCC, c’est la saison AMJ qui est sélectionnée pour les SST, et MJJASO pour les précipitations. Il semble que les anomalies de SST au printemps dans le golfe de Guinée puissent être un précurseur des anomalies de précipitations sur la côte guinéenne. Cette téléconnexion recèle donc un certain potentiel de « prévisibilité ». Un enjeu de la prévision saisonnière pour la côte guinéenne est donc de bien prévoir les anomalies de SST dans le golfe de Guinée. Pour les populations, ces anomalies de SST ont un impact sur le continent (sécheresse ou inondations), mais aussi en mer pour la pêche dans les zones d’*upwelling* côtier (cf. § 1.2.1).

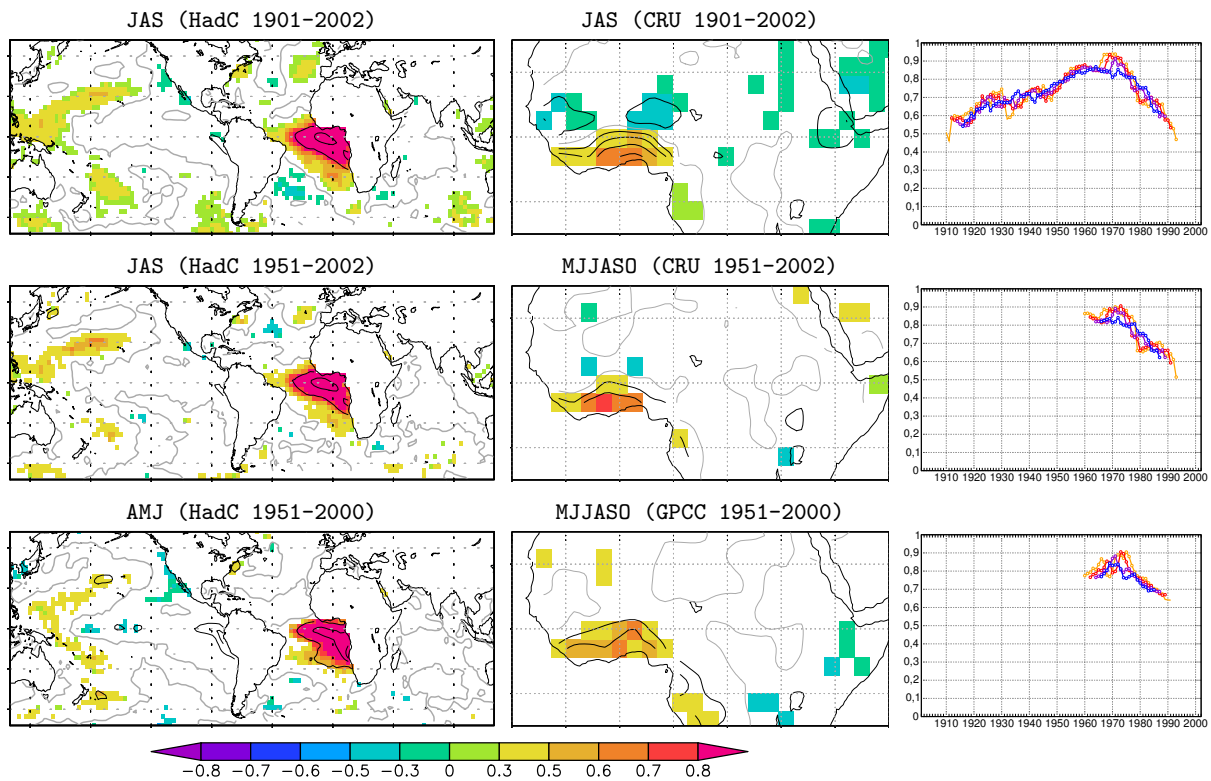


Figure 3.4 – Golfe de Guinée (interannuel) : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et corrélations glissantes des CP. Mêmes conventions que pour la figure 3.2.

Le tableau 3.2 et la figure 3.4 montrent que le lien avec le golfe de Guinée est statistiquement indépendant du lien avec l'ENSO. Cela ne veut pas dire qu'il n'y a pas eu des années avec concomitance d'anomalies de SST dans le Pacifique et dans le golfe de Guinée. L'ENSO influence en effet l'Atlantique tropical nord en moyenne trois ou quatre mois après avoir atteint son extremum hivernal. Par contre, il n'y a pas d'influence robuste de l'ENSO sur le golfe de Guinée en été, manifestement en raison d'interactions océan–atmosphère complexes dans l'Atlantique tropical à ce moment de l'année (Chang et al., 2006a).

Le rôle du golfe de Guinée à l'échelle interannuelle est souvent décrit comme une modulation de la progression vers le nord de la ZCIT, du fait de la modification du gradient méridien de température en surface. Pourtant, sur la figure 3.4, l'influence des SST sur les précipitations semble confinée à la côte guinéenne. Un signal faiblement dipolaire est malgré tout présent sur le Sahel lorsque l'on utilise les données CRU 1901–2002 (saison JAS), mais ce signal est absent des données plus récentes (saison MJJASO). En fait, un lien entre les SST du golfe de Guinée et les précipitations sahéniennes, fortement non-stationnaire, peut manifestement être détecté pour des périodes bien précises du xx^e siècle (Janicot et al., 2001 ; Rowell, 2001). Nos résultats ne remettent donc pas en question le signal dipolaire opposant la variabilité des précipitations guinéennes et sahéniennes dans certaines études (Janicot, 1992a ; Rowell et al., 1995 ; Ward, 1998). Cela montre simplement l'utilité de l'ACP et de la MCA lorsque l'on cherche à étudier les mécanismes physiques de modes de variabilité, ainsi que la nécessité de travailler avec des séries temporelles suffisamment longues. Dans ce mémoire, on préférera envisager le rôle du golfe de Guinée avant tout comme une modulation de la convection le long de la côte Guinéenne.

La modulation du lien avec le golfe de Guinée, telle qu'elle est révélée par les corrélations glissantes de la figure 3.4, est cette fois parfaitement cohérente avec celle obtenue dans l'article-1 (fig. 8) pour le deuxième mode de la MCA avec rotation *varimax* des données non-filtrées. Une telle robustesse est d'autant plus surprenante que nous avons vu avec la figure 3.3 que ces fluctuations peuvent être assez dépendantes de la méthode et des données. D'après la figure 3.4, l'intensité du lien avec le golfe de Guinée est maximale des années cinquante à soixante-dix (environ 0.85), puis s'affaiblit à la fin du siècle (0.6 à 0.7 selon les données). Contrairement à ce que laisse entendre l'article-1, nous ne pouvons pas comparer nos résultats à ceux de Janicot et al. (2001) ou Rowell (2001), puisque dans ces études ce sont les précipitations *sahéliennes* qui sont corrélées aux SST du golfe de Guinée.

Méditerranée

Le lien avec la Méditerranée est faible, mais indépendant (cf. tab. 3.2), et robuste quel que soit le jeu de données (fig. 3.5). Découvert récemment par Ward (1998), ce lien n'a pas encore été beaucoup étudié. Le chapitre 5 discutera les mécanismes physiques de cette interaction en se référant aux travaux publiés à ce jour.

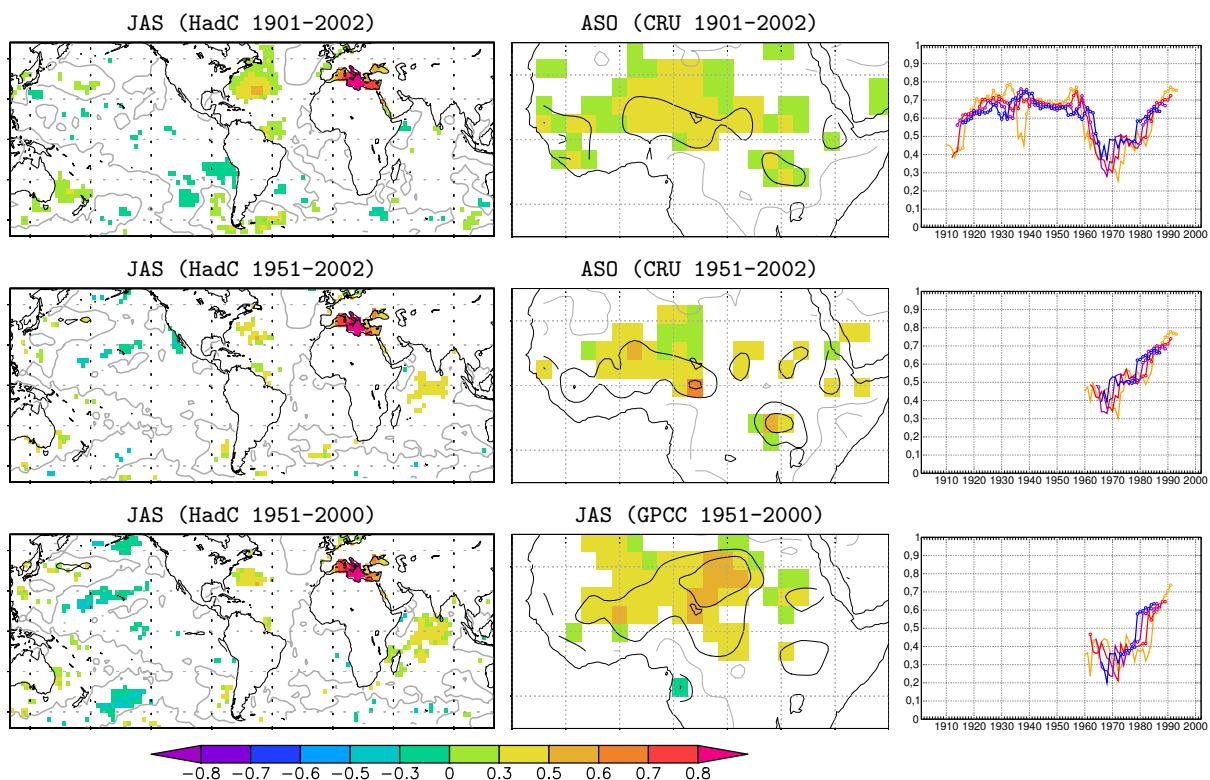


Figure 3.5 – Méditerranée (interannuel) : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et corrélations glissantes des CP. Mêmes conventions que pour la figure 3.2.

La figure 3.5 montre que les anomalies JAS des SST sont liées aux précipitations ASO ou JAS, selon le jeu de données. Des SST plus chaudes (froides) sont ainsi associées à plus (moins) de précipitations au Sahel (principalement le centre du Sahel). Ce lien, étrangement faible dans les années soixante et soixante-dix, semble s'être intensifié à la fin du xx^e siècle, contrairement aux liens avec le Pacifique et le golfe de Guinée.

Atlantique nord et Atlantique sud

Avec les données de précipitations CRU 1901–2002, on obtient deux autres modes de co-variabilité qui concernent l’Atlantique (tab. 3.1). Comme ces modes ne sont pas détectés si l’on restreint l’étude à la seconde moitié du xx^e siècle, on peut émettre quelques réserves quant à leur significativité ou leur stationnarité. Non encore documentés dans la littérature, ces liens sont illustrés ici à titre exploratoire (fig. 3.6 et 3.7). Les deux modes de SST sont faiblement, mais significativement, corrélés à l’Atlantic Niño (tab. 3.2a). Pour tester leur robustesse nous présentons aussi les cartes après rotation *varimax* des six premiers vecteurs propres (cf. § 2.4.2).

① Atlantique nord

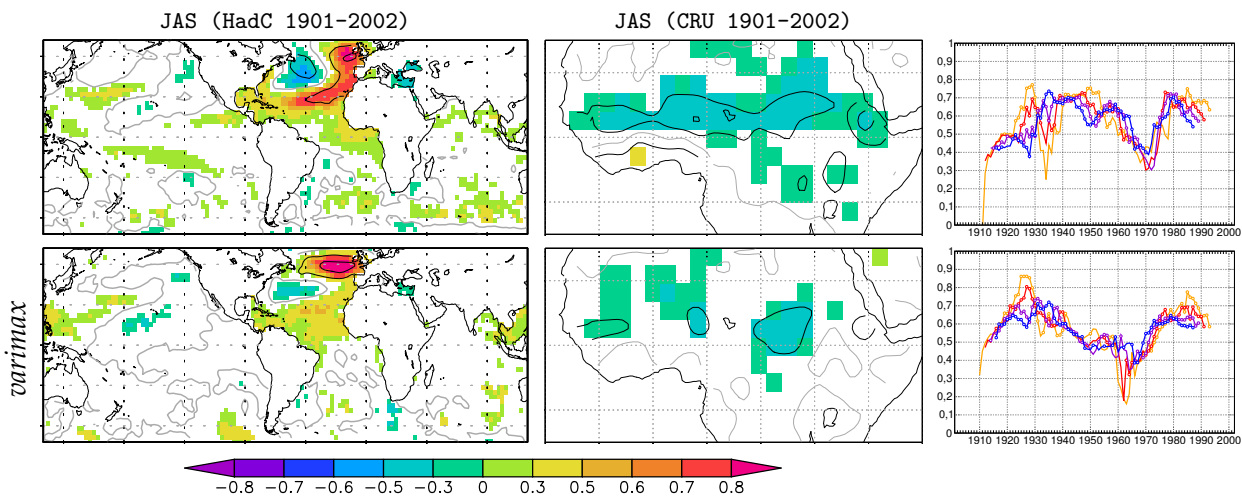


Figure 3.6 – Atlantique nord (interannuel) : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et corrélations glissantes des CP. Même conventions que pour la figure 3.2.

Les résultats de la MCA (fig. 3.6) sont nettement altérés après rotation *varimax*, ce qui ne donne qu’une faible confiance dans le lien détecté. Pourtant, c’est un mode de co-variabilité synchrone JAS très intéressant, car la structure des SST (sans rotation) correspond précisément au précurseur de la North Atlantic Oscillation (NAO) mis en évidence par Czaja et Frankignoul (2002), confirmé par Rodwell et Folland (2002), et parfaitement illustré par la figure 8 de Kushnir et al. (2006). La réalité et les mécanismes de l’influence de ce *horseshoe pattern* sur la NAO de l’hiver suivant sont l’objet de discussions qui dépassent le cadre de ce mémoire (Kushnir et al., 2006 ; García-Serrano et al., 2008). Toutefois, la figure 3.6 montre que cette structure d’anomalies est significativement corrélée aux précipitations sahéliennes. S’agit-il d’une influence des SST de l’Atlantique nord sur les précipitations sahéliennes ou, à l’inverse, d’une influence de la mousson sur les SST extra-tropicales ? Chercher à y répondre nous emmènerait trop loin. En effet, la question qui partage actuellement les climatologues est plutôt de savoir dans quelle mesure la NAO et l’Atlantique tropical s’influencent l’un l’autre (Chang et al., 2006b). Plusieurs études (Peng et al., 2005 ; Wu et al., 2007) mettent en valeur le forçage exercé par l’Atlantique tropical sur les extra-tropiques. Cassou et al. (2005) confirment le rôle de la convection dans la ZCIT, et montrent que la canicule exceptionnelle qu’a connu l’Europe en 2003 a coïncidé avec des conditions humides au Sahel. Par ailleurs, l’étude de Della-Marta et al. (2007) détecte un lien entre la fréquence des canicules sur la façade Atlantique de l’Europe et le *horseshoe pattern* des SST que nous obtenons sur la figure 3.6 (à comparer avec leur fig. 10). L’interaction mousson–Atlantique nord est donc une piste très intéressante, malgré toutes les mises en garde formulées plus haut concernant la faible robustesse des signaux.

Pour aller plus loin, il serait intéressant d'effectuer la MCA en utilisant des données observées de pression, voire le géopotential à 500 hPa des réanalyses, plutôt que les SST...

② Atlantique sud

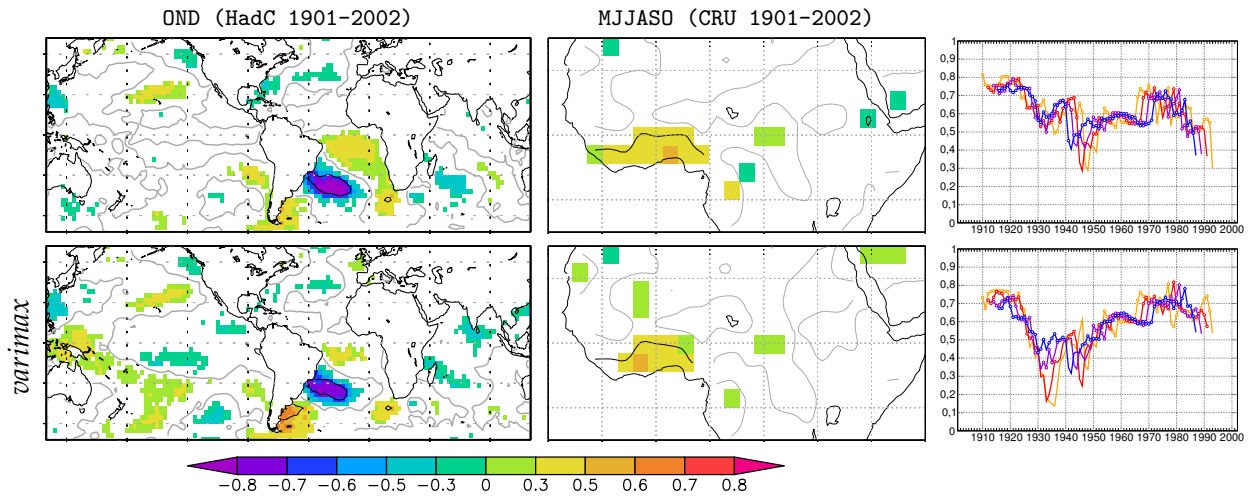


Figure 3.7 – Atlantique sud (interannuel) : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et corrélations glissantes des CP. Mêmes conventions que pour la figure 3.2.

Dans l'Atlantique sud, ce sont les anomalies de SST en automne (OND) qui sont liées aux précipitations MJJASO de la côte guinéenne (fig. 3.7). Ce mode de co-variabilité est stable après rotation, et présente certaines similitudes avec le mode du golfe de Guinée (fig. 3.4). Pourtant, ces deux modes ne sont que faiblement corrélés (tab. 3.2_a). Si l'on consulte la littérature, le mode de SST que nous obtenons (fig. 3.7) correspond à la deuxième EOF de Venegas et al. (1997). Ce mode a été étudié en détail à l'aide de réanalyses (Sterl et Hazeleger, 2003) et de simulations (Colberg et Reason, 2007 ; Trzaska et al., 2007). Selon ces études, les anomalies de SST dans l'Atlantique sud sont principalement générées en réponse à la variabilité atmosphérique. Les anomalies interannuelles des précipitations le long de la côte guinéenne – souvent associées à des anomalies de SST dans le golfe de Guinée – pourraient donc être, si l'on en croit notre analyse, un précurseur des anomalies de SST dans l'Atlantique sud en automne. Un tel schéma mériterait toutefois d'être corroboré par une étude des mécanismes atmosphériques mis en jeu. Or le tableau 3.1 montre que ce lien n'est pas significatif dans les données observées récentes. Nous n'irons donc pas plus loin dans cette direction.

3.2.2 À l'échelle décennale

La même procédure est maintenant appliquée aux anomalies décennales, avec toutefois quelques aménagements. Seul le jeu de données le plus long (CRU 1901-2002) est utilisé, du fait de l'échelle de temps considérée. Pour les SST, les anomalies sont calculées à partir des moyennes annuelles, afin de prendre en compte un maximum de données. En raison du faible nombre de degrés de liberté à ces échelles de temps, la significativité des MCA est désormais calculée à partir du ré-arrangement de 1000 échantillons, en utilisant des blocs de 10 ans (*moving-block bootstrap*, cf. § 2.4.2).

Le tableau 3.3 présente les MCA significatives qui expliquent le maximum de SCF pour chaque domaine. En bleu sont indiqués les modes dominants sélectionnés à partir des corrélations croisées du tableau 3.4 (le mode global étant traité à part).

	Précip.	SCF	Corr.
Globe (ALL)	JAS	81%	0.88
Pacifique tropical (PT)	JAS	86%	0.64
Atlantique tropical (AT)	JJAS	92%	0.68
Golfe de Guinée (GG)			
Indien tropical (IT)	JAS	91%	0.58
Pacifique nord (PN)	JAS	85%	0.75
Atlantique nord (AN)	JAS	93%	0.79
Méditerranée (M)	MJJASO	95%	0.63
Pacifique sud (PS)			
Atlantique sud (AS)			
Indien sud (IS)	JJAS	87%	0.70

Tableau 3.3 – MCA bassin par bassin (décennal) : 1^{er} mode significatif qui explique le maximum de covariance. Sont mentionnées : la saison sélectionnée pour les SST (à gauche), pour les précipitations (à droite), et les valeurs de SCF (à gauche), et de corrélation des CP (à droite). Les modes « principaux » sont indiqués en bleu.

	ALL	PT	AT	IT	PN	AN	M	IS
ALL		0.83		0.69	0.90			0.64
PT	0.83			0.72	0.74			
AT						0.80	0.67	
IT	0.69	0.72			0.71			0.67
PN	0.90	0.74		0.71				
AN			0.80				0.75	
M			0.67			0.75		
IS	0.64			0.68				

Tableau 3.4 – Corrélations croisées des modes SST obtenus au tableau 3.3 (décennal).

À l'issue de cette sélection, les modes qui sortent du lot sont – par corrélations décroissantes avec les précipitations – le mode global, l'Atlantique nord, le Pacifique nord, et l'Indien sud. On notera d'emblée, au vu du tableau 3.4, que le mode global n'est significativement corrélé qu'avec les bassins du Pacifique et de l'Indien. L'Atlantique nord semble jouer un rôle indépendant, ce que confirme la figure 3.8. . .

La figure 3.8 complète avantageusement la figure 10 de l'article-1. D'une part, le test de significativité par *bootstrap* (en chaque point de grille) tient bien mieux compte de l'auto-corrélation des séries que le test par permutation. D'autre part, le découpage par bassins révèle le rôle de l'Atlantique nord, mais bat en brèche la structure inter-hémisphérique du mode basse-fréquence mis en avant dans l'article-1 et dans la littérature (Folland et al., 1986 ; Rowell et al., 1995 ; Hoerling et al., 2006). La figure 3.8 incite en effet à considérer séparément les liens avec le Pacifique et l'Atlantique nord, dont les structures de SST et les séries temporelles sont caractéristiques de la Pacific Decadal Oscillation (PDO) et de l'Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO) respectivement (McCabe et Palecki, 2006).

Le rôle de l'AMO pour les précipitations sahéniennes a été mis en évidence assez récemment (Zhang et Delworth, 2006 ; Baines et Folland, 2007). On remarquera sur la figure 3.8 que depuis les années quatre-vingt, les précipitations sont remarquablement en phase avec l'AMO, ce qui confirme que l'augmentation des précipitations dans les années quatre-vingt-dix est peut être liée à la variabilité de l'Atlantique nord, comme l'ont proposé Hagos et Cook (2008). Par contre, le rôle de l'Indien pour expliquer la sécheresse des années soixante-dix et quatre-vingt, pourtant mis en avant par plusieurs études (Shinoda et Kawamura, 1994 ; Bader et Latif, 2003 ;

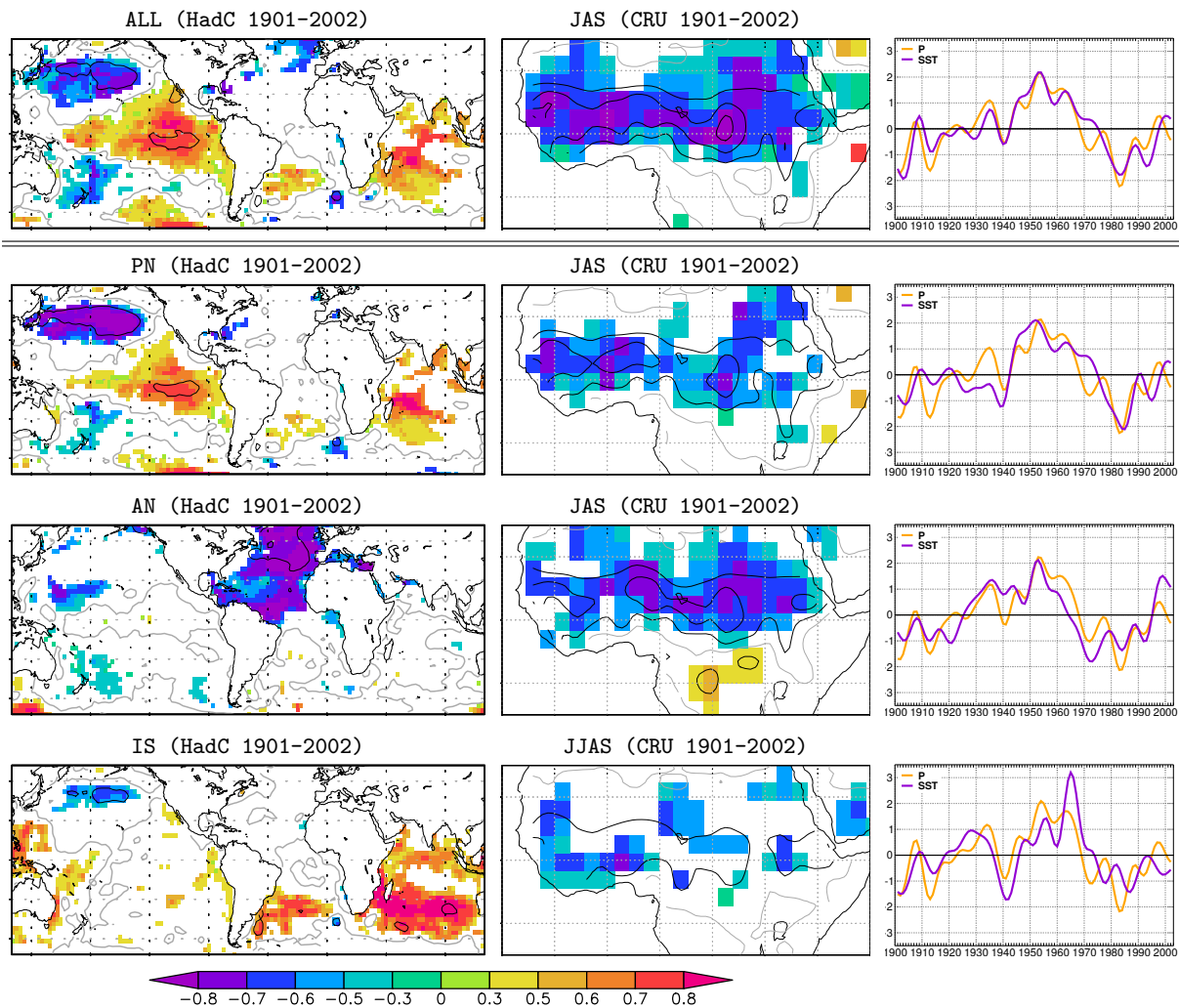


Figure 3.8 – Décennal : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et évolution des CP. Les isolignes représentent les valeurs de régression, et les couleurs indiquent les corrélations là où elles sont significatives (*bootstrap*). L'espacement des isolignes est de 0.2 mm/j pour les précipitations, et 0.2°C pour les SST (l'isoligne grise vaut zéro).

Giannini et al., 2005 ; Lu et Delworth, 2005 ; Hagos et Cook, 2008), apparaît moins clairement dans notre analyse.

Comme pour l'article-1, nous avons choisi de travailler à partir des anomalies décennales après filtrage d'une tendance linéaire en chaque point de grille. Ceci est indispensable pour certains bassins océaniques, qui ont connu un réchauffement non négligeable au cours du xx^e siècle. Toutefois, le choix d'une tendance linéaire, que nous avons justifié par la longueur des séries (seulement 102 ans), est une hypothèse forte, avec des conséquences inévitables pour l'estimation du signal basse-fréquence. Comment séparer en effet, à la fin du siècle, l'éventuelle accélération du réchauffement climatique et la variabilité décennale ?

Nous avons refait tous nos calculs à partir des anomalies basse-fréquence *superposées* à la tendance à long-terme. On obtient alors un unique lien significatif, en lieu et place des huit relations du tableau 3.3 ! De manière très intéressante, le lien détecté fait intervenir l'océan Indien, ce qui tend à montrer que c'est peut-être la *tendance* des SST dans l'océan Indien, plus que la variabilité *décennale*, qui a joué un rôle pour la mousson africaine. Enlever une tendance linéaire nous a permis dans ce chapitre de détecter des relations statistiques *a priori* plus ro-

bustes (tab. 3.3), mais on retiendra qu'il est délicat de travailler aux échelles de temps les plus lentes. Pour aborder ces questions, la modélisation est bien souvent d'une aide précieuse. . .

Nous avons exposé au paragraphe 1.2.4 différents facteurs susceptibles d'influencer la variabilité de la mousson africaine à l'échelle décennale, ainsi qu'à l'échelle du changement climatique. Pour ce qui est des océans, l'importance et les mécanismes de l'influence des différents bassins ne sont pas clairement établis. Les modèles atmosphériques, forcés par les SST observées, sont capables de reproduire la sécheresse sahélienne de la seconde moitié du xx^e siècle (Caminade, 2006). Toutefois, le signal obtenu est en moyenne plus faible que celui observé (Moron et al., 2003). Plusieurs auteurs ont proposé le rôle des rétroactions entre l'atmosphère et le continent (cf. § 1.2.4) comme catalyseur du signal forcé par les SST (Zeng et al., 1999 ; Wang et al., 2004). D'autres facteurs méritent cependant d'être pris en compte (Douville, 2008). Biasutti et al. (2008) montrent par exemple que les GES vont probablement jouer un rôle essentiel dans l'évolution du système de mousson au xxi^e siècle . . .

Aux échelles de temps longues, le rôle des océans dans la variabilité de la mousson africaine est une question épineuse. Nous avons vu qu'il faut – dans la mesure du possible – tenter de distinguer les modes de variabilité propres à l'océan (par ex. l'AMO et la PDO), et la réponse du système climatique au forçage anthropique. Une meilleure compréhension de la variabilité observée au xx^e siècle devrait cependant aider à anticiper les changements que pourra connaître la région sub-saharienne dans les décennies à venir.

Synthèse

Questions posées

Quels liens océan–mousson peut-on détecter dans les données d’observation du xx^e siècle ?

- ☞ Ces liens sont-ils stationnaires ?
- ☞ Ces liens sont-ils simulés par les modèles de climat ?
- ☞ Ces liens vont-ils changer avec l’évolution du forçage anthropique ?

Résultats obtenus

□ À L’ÉCHELLE INTERANNUELLE :

- *Observations* : cinq liens sont statistiquement significatifs et indépendants entre eux. Du plus fort au plus faible :
 - Golfe de Guinée : les anomalies de SST de l’Atlantique Niño sont liées aux pluies sur la côte guinéenne, avec un faible signal dipolaire sur le Sahel dans les données CRU 1901–2002. La modulation de ce lien au cours du xx^e siècle n’a encore jamais été étudiée. Malgré toutes les incertitudes inhérentes à un tel diagnostic, nous trouvons un signal robuste, avec un maximum en intensité des années cinquante à soixante-dix, puis un affaiblissement à la fin du siècle.
 - Pacifique équatorial : les anomalies de SST de l’ENSO sont liées aux pluies sahéliennes. Notre procédure détecte un lien maximal entre les pluies d’été boréal et les SST de l’automne qui suit, ce qui tend à montrer que la téléconnexion a souvent lieu au début des événements ENSO. Ce lien n’est pas stationnaire à l’échelle du xx^e siècle, mais sa modulation dépend en partie de la méthode utilisée, ce qui ne donne qu’une faible confiance dans les fluctuations mises en avant dans la littérature.
 - Méditerranée : le lien entre la Méditerranée et les pluies sahéliennes, peu étudié depuis sa découverte par Ward (1998), est robuste quelles que soient les données de précipitations. Son intensité a varié : plus faible dans les années soixante et soixante-dix, ce lien s’est manifestement intensifié à la fin du siècle.
 - Atlantique sud : notre procédure détecte un lien significatif entre les pluies du pourtour guinéen et les anomalies de SST dans l’Atlantique sud à l’automne.
 - Atlantique nord : un lien significatif est aussi détecté entre les pluies sahéliennes et le *horseshoe pattern* des SST estivales dans l’Atlantique nord, ce qui suggère une possible interaction de la mousson africaine avec les moyennes latitudes. Des études montrent que le *horseshoe pattern* pourrait aussi être lié aux canicules de l’ouest de l’Europe, voire à la NAO de l’hiver suivant.
- *Simulations couplées* : la plupart des modèles du GIEC simulent un lien fort entre le Pacifique équatorial et les précipitations en Afrique, mais les structures d’anomalies sont très différentes d’un modèle à l’autre, et rarement comparables à celles observées. L’intensité du lien simulé présente de nettes fluctuations décennales, ainsi qu’une tendance significative à l’augmentation au XXI^e siècle dans le cadre du scénario SRES-A2.

□ À L'ÉCHELLE DÉCENNALE :

- *Observations* : notre procédure détecte deux influences importantes pour les pluies au Sahel. Le mode global combine la PDO du Pacifique et – de manière plus faible – la variabilité de l'océan Indien ; mais ne présente pas l'antagonisme des deux hémisphères mis en avant dans la littérature. Un autre mode, indépendant, met en valeur le rôle de l'AMO dans l'Atlantique nord, avec des variations remarquablement en phase avec les précipitations sahéliennes à la fin du siècle. Le rôle de l'océan Indien n'apparaît clairement que lorsque l'on tient compte de la tendance à long-terme des SST, ce qui suggère son rôle possible dans le cadre du réchauffement climatique.
- *Simulations couplées* : les modèles du GIEC proposent en général un mode de co-variabilité assez ressemblant à leur propre téléconnexion ENSO d'échelle interannuelle. Une structure de type PDO est aussi détectée dans quelques simulations. Par contre, le rôle de l'AMO est beaucoup moins apparent.

Perspectives

L'analyse « bassin par bassin » mériterait d'être étendue aux simulations couplées, afin de mieux comprendre l'hétérogénéité des résultats. Toutefois, une étude qui s'appuie uniquement sur des données de SST et de précipitations ne permet pas de comprendre les mécanismes physiques des liens détectés. Dans les chapitres qui suivent, les trois principaux liens d'échelle interannuelle (Pacifique équatorial, golfe de Guinée, et Méditerranée) vont être appréhendés un à un dans les observations, les réanalyses atmosphériques, et les simulations, afin d'en détailler les processus physiques. Seule la variabilité interannuelle sera désormais appréhendée, car la durée limitée des réanalyses atmosphériques, et leur hétérogénéité temporelle, rendent délicate toute étude approfondie des liens décennaux au xx^e siècle.

Chapitre 4

Rôle de l'ENSO : mécanismes et aspects temporels

NOUS AVONS MONTRÉ au chapitre 3 que l'El Niño–Southern Oscillation (ENSO) a joué au cours du xx^e siècle un rôle important dans la variabilité des pluies au Sahel. L'article-1 montre par ailleurs que cette influence du Pacifique équatorial est souvent prédominante dans les modèles couplés actuels, mais avec des disparités dans la structure des anomalies simulées. L'objet de ce chapitre est donc de pénétrer au cœur de la téléconnexion ENSO, en étudiant les mécanismes.

L'influence de l'ENSO sur les climat régionaux tout autour du globe a été largement documentée depuis les premières études de Walker dans les années vingt, dont l'objectif était de mieux comprendre la variabilité de la mousson indienne. Pourtant, l'influence de l'ENSO sur la mousson africaine n'a été reconnue que tardivement, dans les années quatre-vingt-dix. La détection du lien ENSO–mousson est en effet rendue délicate par la forte variabilité décennale des précipitations sahéliennes. C'est manifestement pour cette raison que l'étude minutieuse de Ropelewski et Halpert (1987) – qui a connu une certaine notoriété depuis¹ – ne détecte pas d'influence significative de l'ENSO sur le Sahel. Dans ce chapitre, nous avons choisi de filtrer la basse-fréquence des séries temporelles afin de maximiser le signal interannuel et d'en faciliter l'interprétation.

Étudier la téléconnexion ENSO dans les réanalyses atmosphériques, mais aussi dans les modèles couplés, va nous permettre de découvrir un aspect essentiel du lien ENSO–mousson : le déroulement temporel de la téléconnexion. Cet aspect constitue le fil directeur de ce chapitre. Les principaux résultats ont été rassemblés en un second article (Joly et Voldoire, 2008). La nécessaire concision de cet article n'a pas permis d'aborder certaines questions intéressantes, qui seront donc développées dans la deuxième partie de ce chapitre.

4.1 Article-2 : *Influence of ENSO on the West African monsoon*

4.1.1 Préliminaire

La figure 4.1 propose un petit examen d'aptitude à la lecture de ce qui suit. Il faudra se munir de crayons de couleur bien taillés, et ne pas hésiter à gribouiller ce mémoire... Cette

¹Leur figure 21 est reprise par Trenberth et al. (1998).

pause récréative aura, à coup sûr, des vertus relaxantes pour le lecteur déjà éprouvé par sa lecture. Entrons par le dessin dans l'univers de l'ENSO, sa structure spatiale, et son déroulement temporel !

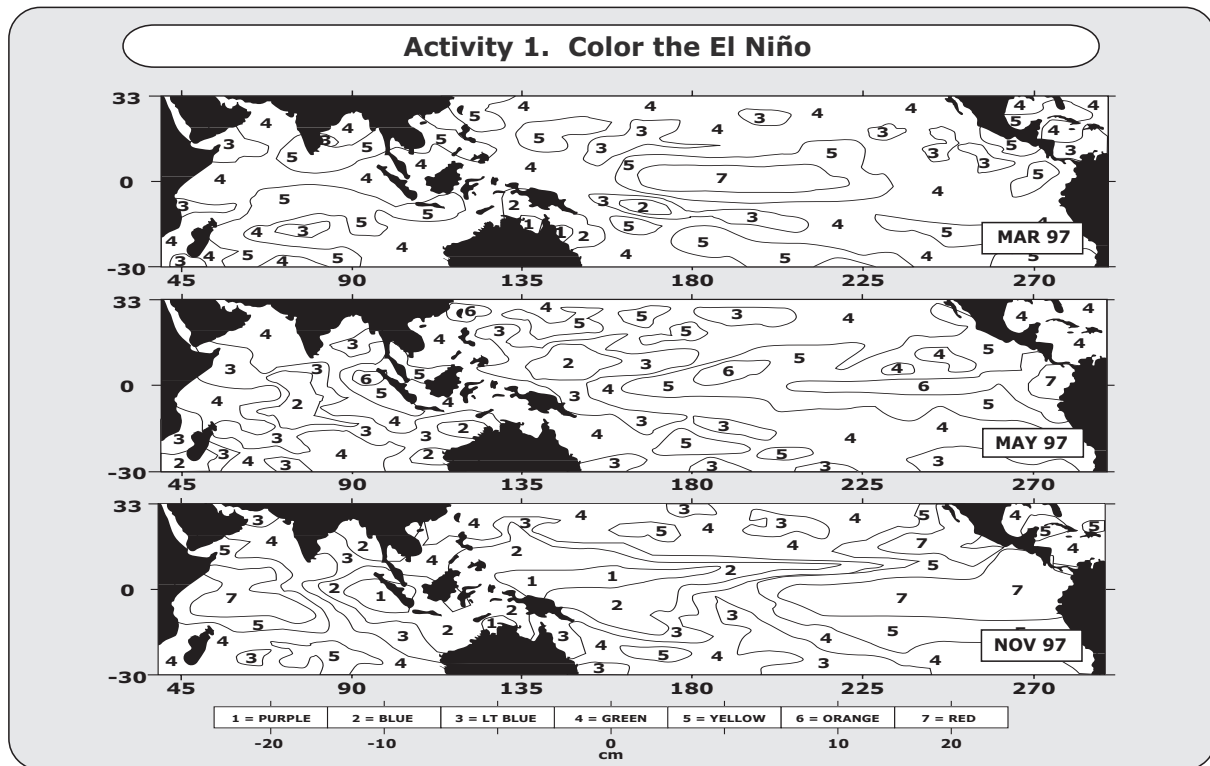


Figure 4.1 – Dessine-moi un El Niño ... Données d'altimétrie mesurées par le satellite TOPEX/POSEIDON lors de l'événement 1997-98 (issu de <http://topex-www.jpl.nasa.gov/education/>).

L'ENSO a fait l'objet de livres (par ex. Diaz et Markgraf, 2000), et d'articles très complets (par ex. Dijkstra, 2006). Concernant plus spécifiquement les téléconnexions de l'ENSO, on pourra consulter Diaz et al. (2001), Alexander et al. (2002), et Chang et al. (2006b).

Nous avons choisi de définir l'ENSO à partir de sa signature en SST. Hanley et al. (2003) comparent les indices les plus classiques. Pour des raisons qui seront détaillées dans la suite de ce chapitre, nous avons préféré utiliser l'ACP (comme Diaz et al., 2001), en filtrant au préalable les données (comme Fedorov et Philander, 2001).

4.1.2 En résumé...

La mousson d'Afrique de l'ouest est un phénomène caractéristique de l'été boréal. En revanche, les événements ENSO atteignent la plupart du temps leur apogée en hiver boréal. La rencontre de ces deux phénomènes est donc un moment singulier de la variabilité tropicale, que nous allons chercher à décrire à l'aide de plusieurs jeux de données.

Dans les réanalyses atmosphériques

Une étude détaillée de la période 1951–2002 révèle que le Pacifique équatorial influence la mousson soit au début d'événements El Niño ou La Niña précoces, soit au cours d'événements La Niña persistants. Il semble donc essentiel de tenir compte du déroulement temporel de

l'ENSO lorsque l'on souhaite étudier les mécanismes de son influence sur la mousson. Dans le cas des débuts d'événements ENSO, nous avons choisi de ne pas envisager les possibles non-linéarités. Les cartes composites représentent donc la différence des anomalies Niño-Niña, ce qui permet de moyennner un nombre suffisant d'années (neuf au total).

Les anomalies composites montrent que lors de l'onset des événements ENSO sélectionnés, deux mécanismes de grande-échelle permettent d'expliquer la téléconnexion avec l'Afrique de l'ouest. Ces mécanismes sont résumés par la figure 4.2. On observe, en moyenne sur JAS, une modulation de la circulation de Walker, et une anomalie de type onde de Kelvin en altitude. Ces anomalies permettent d'envisager différents mécanismes d'influence pour la convection en Afrique.

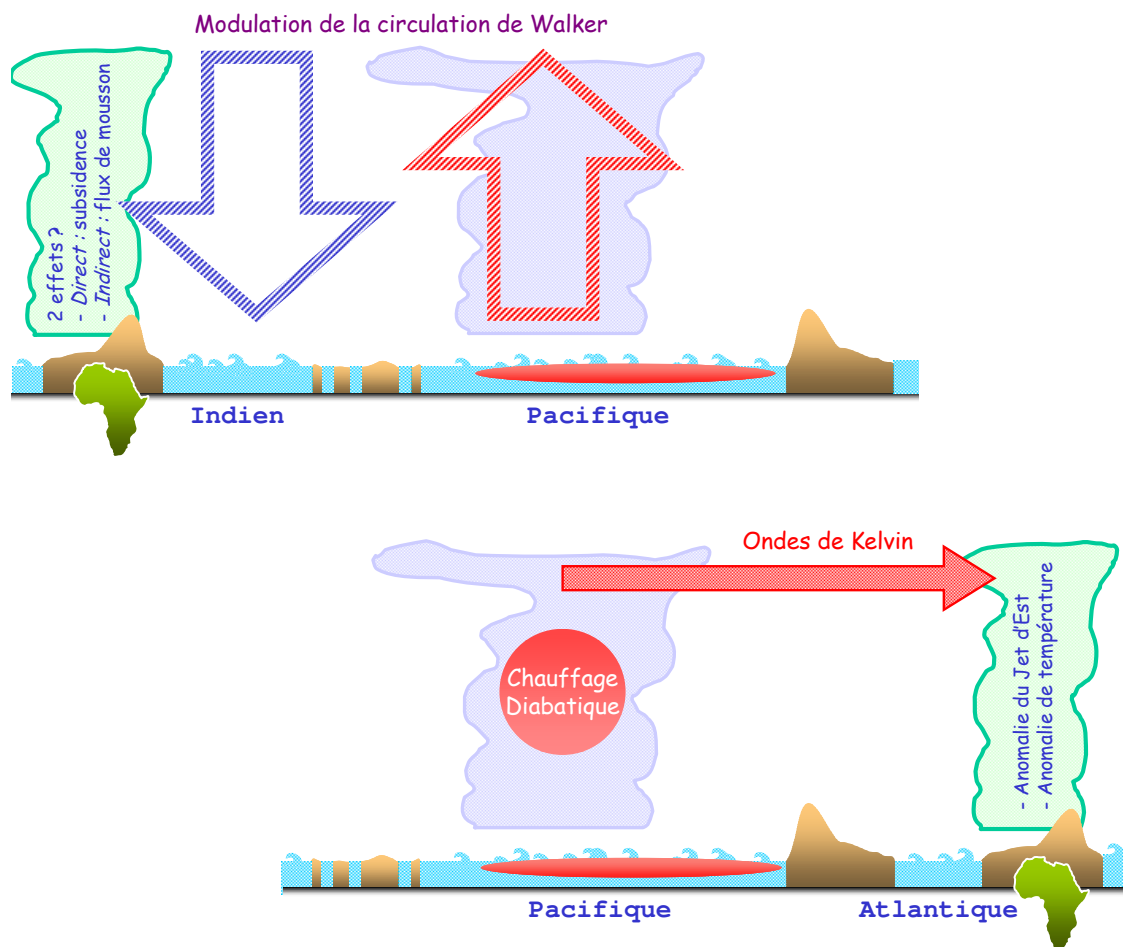


Figure 4.2 – Mécanismes de la téléconnexion ENSO (cas El Niño).

Dans le modèle du CNRM

Contrairement à ce qui est observé, dans CNRM-CM3 l'influence du Pacifique sur la mousson a lieu à la fin des événements ENSO. Une expérience de sensibilité est présentée, pour laquelle la composante océanique du modèle couplé est forcée sur le Pacifique tropical par les tensions de vent quotidiennes de la réanalyse ERA40. Sur tous les autres bassins, océan et atmosphère interagissent librement. Ce forçage régional suffit à stimuler la chronologie historique de l'ENSO sur la période 1960–2001 dans le modèle couplé². On peut donc comparer

²Dans une simulation couplée, océan et atmosphère sont libres de créer leur propre chronologie de l'ENSO.

année par année la téléconnexion ENSO observée à celle simulée. Or dans cette simulation, la téléconnexion avec la mousson a lieu en fin d'événement ENSO comme dans la simulation couplée de référence. Nous montrons que c'est en partie dû à un retard de l'onset des événements ENSO, auquel s'ajoute un retard dans la réponse atmosphérique sur l'Afrique.

Dans les simulations du GIEC

Les données observées, les réanalyses, et l'expérience de sensibilité réalisée avec le modèle du CNRM montrent que deux caractéristiques essentielles de la téléconnexion ENSO sont la date de l'onset des anomalies de SST et le délai de la réponse sur l'Afrique. Nous évaluons donc ces deux aspects temporels dans 16 simulations couplées CMIP3 produites pour le GIEC.

- ⇒ L'onset des événements ENSO est en retard d'en moyenne un mois dans la plupart des simulations.
- ⇒ La réponse au dessus de l'Afrique est en général plus lente dans les modèles que dans les réanalyses, avec une dispersion entre les modèles plus importante pour la réponse en basses-couches.

Les aspects temporels de la téléconnexion ENSO sont mal reproduits par les modèles couplés actuels. En conséquence, seuls quatre modèles simulent une influence au début des événements ENSO comme dans les observations. Dans trois modèles notre procédure ne détecte pas de lien ENSO-mousson, et dans six simulations (dont celle de CNRM-CM3) la téléconnexion a lieu à la fin des événements ENSO, probablement en raison du délai de la réponse sur l'Afrique dans les basses-couches.

4.1.3 Article *in extenso*

Influence of ENSO on the West African monsoon: temporal aspects and atmospheric processes

Mathieu Joly & Aurore Voldoire

CNRM/GAME, MÉTÉO-FRANCE/CNRS, Toulouse, France

Journal of Climate – Submitted: January 2008 – Accepted: December 2008

ABSTRACT

A significant part of the West African Monsoon (WAM) interannual variability can be explained by the remote influence of El Niño–Southern Oscillation (ENSO). Whereas the WAM occurs in the boreal summer, ENSO events generally peak in late autumn. Statistics show that in the observations, the WAM is influenced either during the developing phase of ENSO, or during the decay of some long-lasting La Niña events. The timing of ENSO seems thus essential to the teleconnection process. Composite maps for the developing ENSO illustrate the large-scale mechanisms of the teleconnection. The most robust features are a modulation of the Walker circulation and a Kelvin wave response in the high-troposphere.

In the CNRM-CM3 coupled model, the teleconnection occurs unrealistically at the end of ENSO events. An original sensitivity experiment is presented, in which the ocean component is forced with a reanalyzed wind-stress over the tropical Pacific. This allows the reproduction of the observed ENSO chronology in the coupled simulation. In CNRM-CM3, the atmospheric response to ENSO is slower than in reanalysis data, so that the influence on the WAM is delayed by a year.

The two principal features of the teleconnection are the timing of ENSO onsets and the time-lag of the atmospheric response. Both are assessed separately in sixteen of the CMIP3 20C3M coupled simulations. The temporal aspects of the ENSO teleconnection are reproduced with difficulty in state-of-the-art coupled models. Only four models simulate an impact of ENSO on the WAM during the developing phase.

1 Introduction

Over the Sahelian region, the livelihoods and even the lives of most people are directly tied to the amount of monsoon rainfall in the boreal summer. Any progress in the understanding and forecasting of the African climate is therefore of great importance. The causes of the interdecadal variability of Sahelian rainfall, and the possible impacts of global warming are still open questions. In addition to the interdecadal variability, Sahelian rainfall also presents a strong interannual variability, that can lead to extremely dry years or to floods, with dramatic impacts on agriculture (Tarhule and Lamb 2003). A key factor of this interannual variability is the influence of El Niño–Southern Oscillation (ENSO). The influence of ENSO on seasonal rainfall in the Tropics has been extensively examined since the pioneering studies by Walker in the 1920s, in which he tried to understand and predict the variations in the Indian monsoon. However, it is only in the 1990s that the influence of ENSO on Sahelian rainfall was firmly recognized (Semazzi et al. 1988; Rowell et al. 1992; Janicot et al. 1996). With the exception of Rowell (2001) and Janicot et al. (2001), very few authors document precisely the dynamical processes of the remote influence of ENSO on the West African Monsoon (WAM). A better understanding of this interannual teleconnection seems however essential to improve seasonal forecasts over this sensitive region.

Whereas an atmospheric General Circulation Models (GCM) forced with a given field of Sea Surface Temperature (SST) is quite useful to reproduce the observed variability and to perform various sensitivity experiments, using a coupled ocean–atmosphere GCM is essential to simulate and forecast

ocean–atmosphere feedbacks that play an important role in the teleconnections. Several studies show that the coupling improves the impact of SST on the simulated tropical variability (e.g., Peña et al. 2004; Krishna Kumar et al. 2005; Bracco et al. 2007). However, coupled models still have large regional biases and do not reproduce perfectly the observed modes of variability. It is therefore important to further improve them. From this point of view, the recent simulations achieved in the framework of the third phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3) for the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC-AR4) are a unique opportunity to better understand the variability of the WAM (and its biases) in state-of-the-art coupled models. Concerning the African climate, most papers based on the IPCC-AR4 CMIP3 database focus on the decadal and long-term evolution of Sahelian rainfall (Lau et al. 2006; Biasutti and Giannini 2006; Hoerling et al. 2006; Cook and Vizy 2006). Whereas these studies emphasize the relevance of SST–monsoon relationships in the detection of the anthropogenic climate change over West Africa, there are fewer studies addressing the issue of the interannual variability of the WAM. In their paper that addresses the influence of the oceans on the WAM, Joly et al. (2007) show that most IPCC-AR4 coupled models present a single SST–WAM teleconnection at the interannual time-scale. This teleconnection always involves ENSO, but SST patterns are often different from those observed.

In the observations, SST anomalies in the equatorial Pacific are associated with rainfall anomalies of the opposite sign over the Sahel (Fig. 1a). The Météo-France CNRM-CM3 model is an example of a coupled model with a strong ENSO–WAM teleconnection that differs from the observed one. The SST pattern in the model has its main loading in the western equatorial Pacific, but also involves significant SST anomalies both in the Atlantic and Indian oceans (Fig. 1b). The precipitation pattern is concentrated in the eastern Sahel, which is the region of strongest rainfall variability in the model. Note that the teleconnection explains 43% of precipitation interannual variance in the simulation, against 24% in the observations.

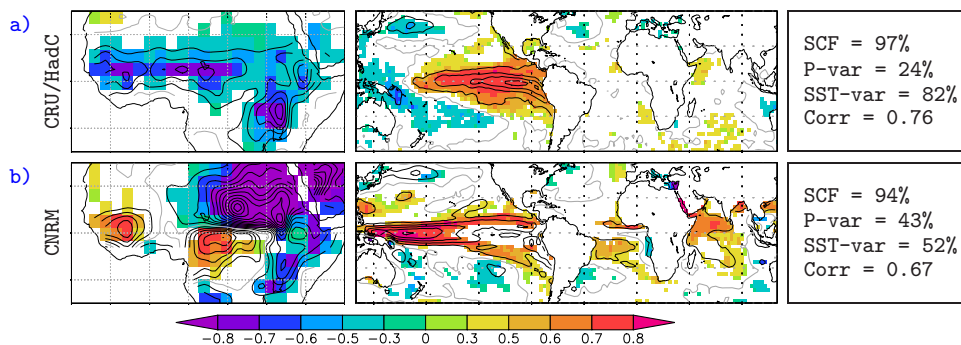


Figure 1: MCA of WAM rainfall (0° , 20°N ; 20°E , 35°W) and equatorial Pacific SST (10°S , 10°N ; 160°E , 80°W) in JAS; a) for the observations (CRU and HadC), and b) for the CNRM-CM3 simulation. The rainfall homogeneous maps and the SST heterogeneous maps display the regression (contours) and correlation (color shading) of the rainfall time-series with the given field. The contour spacing is 0.2mm/day for rainfall and 0.2°C for SST, and the thick gray contour is for the zero isoline. Only the correlations significant at the 95% level are color shaded (bootstrap procedure).

The present paper aims at understanding the processes that make the teleconnection simulated by state-of-the-art coupled models so different from the observed one. In a first part, the atmospheric processes of the ENSO–WAM teleconnection are reviewed in the atmospheric reanalyses. The importance of the timing of ENSO events is highlighted, and the main large-scale atmospheric processes are detailed. In a second part, to explain the behavior of the CNRM-CM3 coupled model, an original sensitivity experiment is conducted. The ocean component is forced with a reanalyzed wind-stress over the tropical Pacific and fully coupled with the atmospheric model over the rest of the globe. The aim is to improve the timing of the simulated ENSO, and to assess the consequences for the ENSO–WAM teleconnection. In the third part, the study is extended to a larger set of coupled simulations produced for the IPCC-AR4. This brings us to interesting concluding remarks on ENSO teleconnections in state-of-the-art coupled models.

2 Statistical tools

2.1 Data filtering

In this study, the focus is on the interannual variability. It is therefore necessary to filter any long-term change or interdecadal variability in both the observed and simulated time-series. The series are first detrended linearly, and then filtered using the Fast Fourier Transform (Press et al. 1992). A low-pass filter with a cut-off at 8.8 years is applied to the yearly seasonal means, while a band-pass filter is used for the monthly data to filter out both the annual cycle and the low-frequency.

2.2 Principal Components Analysis (PCA)

The PCA (Hannachi et al. 2007) is employed to define monthly-varying ENSO indices. In the observations, the obtained ENSO time-series is almost identical to the usual Niño-3.4 index. But in the models, as the shape and the evolution of the simulated ENSO differ sometimes significantly from the observed one (van Oldenborgh et al. 2005; Capotondi et al. 2006; Joseph and Nigam 2006; Leloup et al. 2007), the PCA is undoubtedly a more refined method than the rough average of SST anomalies in a fixed box.

2.3 Maximum Covariance Analysis (MCA)

The MCA (Bretherton et al. 1992) can be considered as a generalization of the PCA. In the present study, the MCA is employed to identify the regions in West Africa where rainfall co-vary with ENSO, and to extract the corresponding time-series. Each pair of spatial patterns describes a fraction of the Square Covariance (SCF), and the correlation between the time-series of the two variables (Corr) indicates how strongly related the coupled patterns are. Significance levels are estimated using a moving block bootstrap procedure (Wilks 1997).

2.4 Composite maps

In order to gain deeper insight into the processes of the ENSO–WAM teleconnection, composite maps are computed in section 3. The significance of the composites is assessed with a bootstrap technique, which is more appropriate than the ordinary Student *t*-test (Nicholls 2001). For further details, see the appendix 1 of Terray et al. (2003).

3 The ENSO-WAM teleconnection in two atmospheric reanalyses

3.1 Observation and reanalysis data

Two observation datasets are used in this study:

- The Climate Research Unit CRU2 precipitation climatology (CRU hereafter), provided at the 0.5° resolution for the 1901–2002 period, and based only on rain-gauge measurements (Mitchell and Jones 2005).
- The Hadley Centre HadISST1 SST climatology (HadC hereafter), provided at the 1° resolution for the 1870–2002 period (Rayner et al. 2003).

The quality of the data greatly increased over the 20th century. This study concentrates on the period 1958–2001, that is also covered by atmospheric reanalyses. Two reanalysis products are used in the following:

- The National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and the National Center for Atmospheric Research (NCAR) reanalysis-1, hereafter NCEP (Kalnay et al. 1996).
- The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis, hereafter ERA40 (Uppala et al. 2005).

The assimilation of satellite observations considerably improves the quality of reanalyses over the last three decades (Sturaro 2003), but does not guarantee their temporal homogeneity (dell'Aquila et al. 2005). Despite our prior filtering of the low-frequency in all datasets, the lack of reliability of reanalysis data before 1968 might have an impact on our results over Africa (Poccard et al. 2000). Both NCEP and ERA40 reanalyses are therefore used in parallel all along the study to try to assess the robustness of the results. Note that both observation and reanalysis data are interpolated onto a 128 by 64 horizontal grid (2.8° resolution).

3.2 Selecting the appropriate years

Fig. 1_a illustrates in the observations the well-established relationship between July to September (JAS) SST anomalies in the equatorial Pacific and JAS rainfall anomalies over Africa. Whereas the WAM takes place in the boreal summer, ENSO events generally peak in late autumn. Therefore, our first question is whether the SST pattern corresponds to the beginning, the end, or involves both stages of ENSO. No study has as yet addressed this issue precisely, despite the fact that it has been extensively documented for the Asian monsoons (WMO 2004). To find out which stage of ENSO events influences the WAM most, it is first necessary to characterize each year, both in terms of rainfall and ENSO. The use of the PCA and MCA instead of averaging variables in a fixed box is justified by the fact that the procedure is also intended for the model simulations, in which the main patterns of variability are sometimes displaced compared with the observations (Fig. 1).

- ENSO events: as mentioned in § 2.b, the ENSO index is defined as the first time-series of the PCA of filtered monthly SST anomalies in a large equatorial Pacific region (10°S, 10°N; 160°E, 80°W). Based on Trenberth (1997), ENSO events are defined as periods of at least six months during which the index exceeds half of its standard-deviation. Compared with Trenberth (1997), we get a good agreement. In two cases however (1967 and 1981), our procedure detects a long-lasting La Niña event, that is absent in Trenberth (1997). This is not due to the use of a PCA, but rather to the filtering of the data. Fedorov and Philander (2001) argue for low-frequency filtering, which emphasizes the cold phases in the last decades of the 20th century.
- Rainfall events: the index chosen here is the first rainfall time-series calculated with the same MCA as in Fig. 1. JAS seasons that outmatch two thirds of the standard-deviation are selected as positive or negative years. With the observations, an ordinary Sahel rainfall index gives similar results. However, a procedure based on the MCA is more versatile, as it can be applied to the simulations independently of the climatology of the model.

An important feature of the observed ENSO–WAM teleconnection is that Sahelian rainfall anomalies are correlated with SST anomalies *of the opposite sign* in the equatorial Pacific (Fig. 1_a). Therefore, let us select the years with co-occurrence of a rainfall event (in JAS) and an ENSO event *of the opposite sign* (during the year). Our procedure automatically discards the years with an ENSO onset that is too late (i.e., during or after JAS) to have a marked influence on the WAM. Fig. 2 shows the time-evolution of the ENSO index for the years selected over the period 1958–2001.

- El Niño teleconnection: except in 1987, the teleconnection always occurs at the beginning of an El Niño event (1963, 1965, 1972, 1976, 1997).
- La Niña teleconnection: if we discard the 1974 outlier season, the selected years can be divided into two groups:
 - In four cases (1964, 1970, 1975, 1988), the strong monsoon is associated with a La Niña that appears in April, May or June.
 - In four cases (1967, 1971, 1981, 1999), there is a long-lasting cold event in the Pacific, that begun the preceding year.

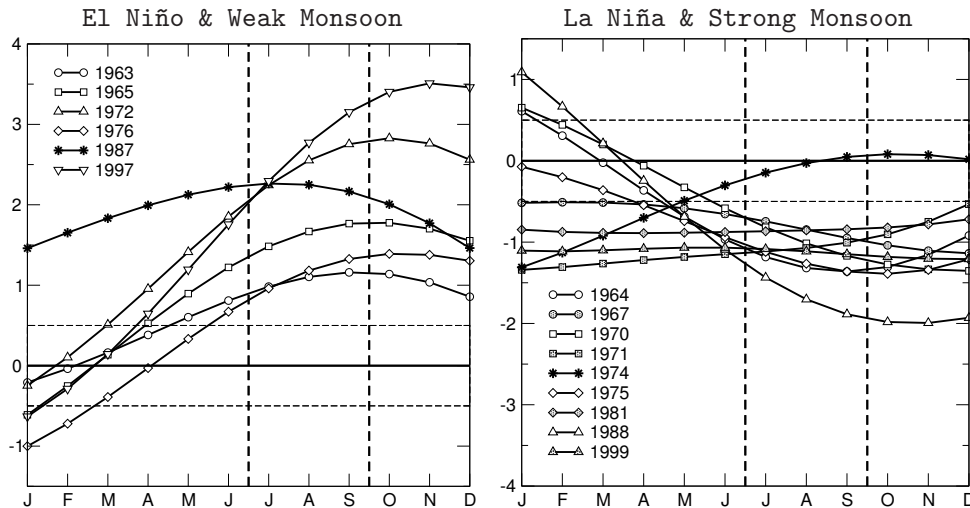


Figure 2: Time-evolution of the normalized ENSO index (HadC) for each of the years selected with the following criteria:

- On the left: co-occurrence of a weak monsoon in JAS and an El Niño event *during part of the year*.
- On the right: co-occurrence of a strong monsoon in JAS and a La Niña event *during part of the year*.

The horizontal dashed lines indicate the 0.5 level used to detect the onset months.

These results are the starting point of our study and show the relevance of taking into account the timing of ENSO events when studying the influence on the WAM. This will be further illustrated with the coupled simulations. The three groups of years highlighted in *italic* above are the three categories of ENSO teleconnections that will be considered hereafter. Based on this selection, it is possible to compute composite maps for each of the three cases. For most of the atmospheric variables that we studied, results turned out very symmetric in the *Developing El Niño* and *Developing La Niña* cases, with however weaker statistical significance in the cold case. This might be due to the weaker SST anomalies during La Niña events (and thus weaker atmospheric anomalies), and to the number of years for the significance testing (only four years). Because our purpose is not to assess in detail the non-linearities of the ENSO–WAM teleconnection, it has been decided to present in this paper only two kinds of maps: (i) the *Developing ENSO* 9-year composites (El Niño *minus* La Niña), and (ii) the *Mature La Niña* 4-year composites.

3.3 "Developing ENSO" teleconnection

The "Developing ENSO" composites are computed by averaging the five El Niño anomalies together with the four La Niña anomalies multiplied by -1 . This is different from calculating the difference between the average El Niño anomalies and the average La Niña anomalies, which would give the same weight to both sub-samples, and would approximately double the amplitude of the anomalies.

The SST composite (not shown) is identical to the heterogeneous map from the MCA (Fig. 1_a). Fig. 3_a and 3_b compare the rainfall composites with two observed datasets: CRU and GPCC (Global Precipitation Climatology Centre, <http://gpcc.dwd.de/>). In both datasets, the WAM anomaly is associated with significant anomalies over the north of South America, and over India. Over West Africa, the negative pattern extends further to the north with GPCC. Over East Africa, the anomaly is stronger with CRU.

Fig. 3 shows a selection of composites based on reanalysis data. The Outgoing Long-wave Radiation (OLR) is used here as an estimate of the convection in the ITCZ. Over the equatorial Pacific, the SST anomaly causes a convective anomaly in the ITCZ, which has a different shape in NCEP and ERA40 (Fig. 3_c and 3_d). Over Africa, the response of the OLR is weak in both reanalyses, and is part of a negative pattern which extends from India to Africa. The positive anomalies on both sides, especially over the Mediterranean, are coherent with observed rainfall (Fig. 3_a and 3_b). Some strong temperature and geopotential anomalies are also observed near the tropopause (Fig. 3_i and 3_j), which might indicate a modulation of the regional Hadley cell.

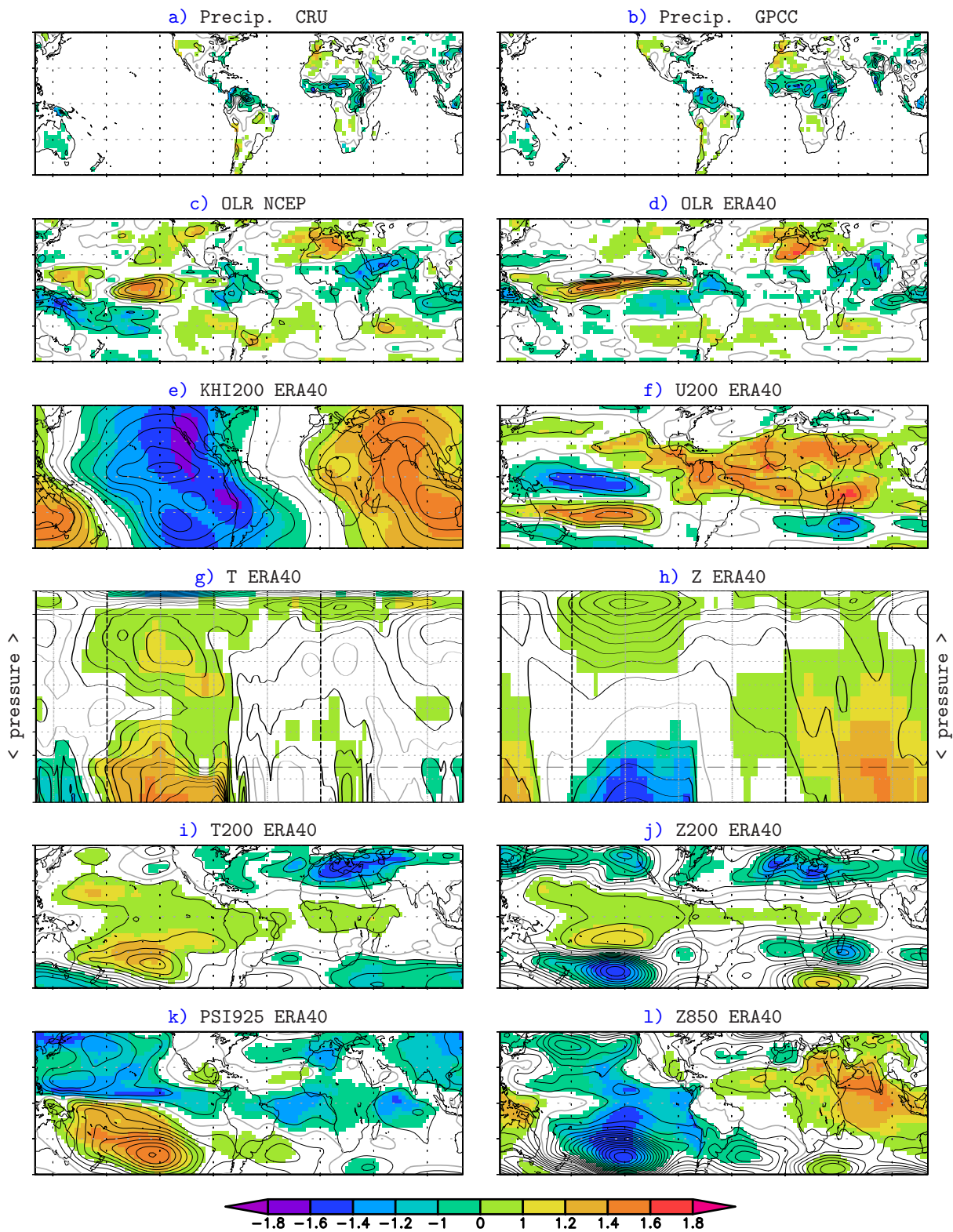


Figure 3: "Developing ENSO" JAS composites (mean of the El Niño and the *minus* La Niña anomalies). The contours correspond to the composite anomaly, and the color shading shows the anomaly normalized by the standard-deviation in each grid-point where it is significant at the 95% level (bootstrap procedure). The thick gray contour is for the zero isoline, and the contour spacing is: Precip. 0.3mm/d, OLR 5W/m², KHI200 0.5m²/s, U200 2m/s, T 0.1°C, T200 0.3°C, Z 2mgp, Z200 5mgp, Z850 2mgp, PSI925 1m²/s. OLR is taken so that positive anomalies indicate enhanced convection. The longitude-height cross-sections are along the equator (10°S–10°N average), and the dashed lines correspond to the Greenwich meridian, the date-line, the 850hPa, and the 200hPa pressure levels. Pressure levels range linearly from 1000hPa to 200hPa.

The main result here, is that both NCEP and ERA40 reanalyses have difficulties in simulating the observed influence of ENSO on the convection over the Sahel. With the reanalyses available for the period 1958–2001, it is thus not possible to study the *regional* details of the WAM convective response to ENSO. In the following, we concentrate therefore on the *large-scale* mechanisms that link ENSO with Africa. Only the boreal summer (JAS) maps computed with ERA40 are discussed, because on such a large scale the two reanalysis products are in good agreement. For the sake of simplicity, the Niño *minus* Niña maps will be discussed in terms of response to El Niño (which corresponds to the sign of the anomalies on the maps). It should be kept in mind that the signal is very linear, so that all the conclusions are valid for the La Niña case, but in the opposite sense.

3.3.1 The large-scale circulation

A common explanation for ENSO teleconnections is that during El Niño, there is an anomalous ascending motion over the equatorial Pacific, which results in the Walker circulation being displaced to the east. This is illustrated in Fig. 3_e by the composite of the velocity potential (KHI) at 200hPa: the strong seesaw anomaly reflects the shift in the equatorial Walker circulation. The negative anomaly over the central and eastern Pacific corresponds to the divergent response to the enhanced convection, and the positive anomaly over the Indian Ocean corresponds to the anomalous convergence, and thus anomalous subsidence. Note that this anomalous convergence extends over Africa. Therefore, the first possible mechanism for the teleconnection is that the anomalous subsidence favors droughts in the Sahel at the beginning of El Niño events. This basic description of the ENSO teleconnection is however insufficient. Velocity potential maps only bring out the very largest (i.e., planetary) scales in the divergence pattern. Sardeshmukh and Hoskins (1985) argue that the notion of the Walker cell as a simple divergent, thermally direct overturning in the vertical plane passing through the equator should be viewed with some suspicion.

Fig. 3_f shows the zonal wind anomaly at 200hPa. The large positive (i.e., westerly) pattern between 90°W and 90°E reveals a strong weakening of the Tropical Easterly Jet (TEJ), with a symmetric pattern about the equator, which suggests that this may be a Kelvin wave response (Rowell 2001). Nicholson and Grist (2003) suggest that east of 20°E, the location of the TEJ may promote convection, whereas west of 10°E it is rather the convection that contributes to the TEJ. Therefore, the influence of ENSO on the TEJ over eastern Africa is a second way of explaining the modulation of WAM rainfall at the beginning of ENSO events.

3.3.2 The temperature response

Another description of ENSO teleconnections has recently gained importance in the community. Because the tropical atmosphere cannot support large temperature gradients, the anomalous convective heating over the tropical Pacific spreads rapidly through the entire troposphere. Chiang et al. (2002) explain that such free-troposphere temperature anomalies can lead to a stabilization of the atmospheric column in the remote tropical regions climatologically affected by deep convection. According to Giannini et al. (2005), such a "stabilization mechanism" could explain the reduction of Sahelian rainfall during El Niño events. Fig. 3_g shows that at the beginning of El Niño events, the low layers of the troposphere get warmer over the equatorial Pacific (up to 2°C in our composite). The warmer and moister boundary layer enhances the local convection, which leads to a warm anomaly in the higher levels (around 1°C), due to the anomalous latent heat release. However, the most interesting feature in Fig. 3_g is that the anomaly in the high-troposphere extends eastwards right over Africa. The horizontal composite at 200hPa confirms this result (Fig. 3_i). Over the Pacific, there are two warm cores away from and straddling the equator, and the warm anomaly extends along the equator as predicted by the linear theory (Gill 1980). This is consistent with a Kelvin wave response: the convective heating anomaly over the tropical Pacific is communicated to the large-scale flow over Africa *via* planetary waves. As a consequence of this direct atmospheric influence of ENSO, the hypothesis is that rainfall may be reduced as a whole over Africa (Giannini et al. 2005). However, the temperature anomaly in Fig. 3_i is centered on the equator, and does not affect the Sahelian band. Is there really an impact on Sahelian rainfall? Neelin et al. (2003) discuss in detail the response of tropical convection to ENSO.

They claim that while the warming is indeed at the heart of the teleconnection, the moist feedbacks yielding the rainfall anomaly differ from region to region. A warm troposphere increases the value of surface boundary layer moisture required for the convection to occur. In regions of plentiful moisture supply, moisture simply rises to maintain precipitation, but this increases the moisture gradient relative to neighboring subsidence regions. Reductions in rainfall then result for those margins of convection zones that have a strong inflow of air from the subsidence regions, and less frequently meet the increased "ante" for convection. This is what is called the "upped-ante mechanism", and is actually a plausible mechanism for Sahel droughts.

3.3.3 The geopotential response

Fig. 3_h displays the same vertical cross-section as for the temperature, but for the geopotential. Over the Pacific, associated with the convective anomaly, there is a negative anomaly in the low-troposphere and – by "mirror effect" – the associated positive anomaly in the high-troposphere. As for the temperature, the anomaly extends eastwards at 200hPa (Fig. 3_j), which is reminiscent of the Kelvin wave response.

The vertical cross-section of the geopotential anomalies in Fig. 3_h holds another interesting feature. A strong geopotential anomaly over the Indian Ocean extends westwards over Africa in the low and mid-troposphere. This anomaly is certainly part of the large-scale shift of the Walker circulation (cf. the KHI200 dipolar anomaly). We would thus expect a negative anomaly aloft, which is actually neutralized by the counteracting positive anomaly due to the Kelvin wave response at these levels. The 850hPa composite (Fig. 3_i) shows that the compensating subsidence extends over Africa. According to Rowell (2001), the changes in low-level height over the Sahel change the circulation, so that this reduces the moisture flux into the Sahel. To test this hypothesis, Fig. 3_k shows the anomaly of the stream-function at 925hPa. Since the total moisture flux in the Tropics is dominated by its rotational, stationary component (Chen 1985; D'Abreton and Tyson 1995), low-level stream-function (PSI) anomalies should capture the main aspects of the moisture anomalous transport during El Niño (Lyon and Mason 2007). Over the Indian Ocean and the Gulf of Guinea, the PSI₉₂₅ climatologically displays a maximum centered on the equator (not shown), which corresponds to the anticyclonic circulation of the trans-equatorial trade winds in the Indian and African monsoons. Therefore, the significant negative anomalies in that region indicate that the rotational component of the trade winds is weakened, which leads to a reduced moisture transport towards the monsoon system. This confirms the results from Janicot et al. (2001), that show that the extension of the moisture advection over West Africa is modified during ENSO events.

In conclusion, the vertical cross-section of geopotential anomalies along the equator is quite interesting, as it provides a signature of the two main mechanisms of the ENSO teleconnection: the first one (baroclinic) in the high-troposphere (the Kelvin wave response), and the other one (barotropic) in the low-troposphere (that originates from the Indian Ocean). Jury et al (2002) show that at a six months lead, surface pressure in the north Indian Ocean is a key factor in determining the West African climate. Interestingly, surface pressure over the Indian Ocean is also crucial for the Indian monsoon (Huang and Shukla 2007). This explains the large pattern in the OLR composites, that extends from India to Africa: there may be a link between the Indian and West African monsoons at the interannual timescale.

3.3.4 Summary

There can be no simplistic explanation for the ENSO–WAM teleconnection. In particular, the attracting "stabilization mechanism" with the sole action of planetary waves seems insufficient. The 200hPa temperature anomaly over equatorial Africa might impact the convection over the Sahel, either *via* the "upped-ante mechanism" (Neelin et al 2003), or *via* the wind anomaly that modulates the TEJ. However, the main mechanism of the teleconnection after the onset of ENSO events seems to be the anomalous large-scale subsidence, with different pathways: either directly *via* a modulation of the convection, or indirectly *via* a modification of the low-layer moisture flux.

3.4 "Mature La Niña" teleconnection

For the four selected years, the averaged SST anomaly hardly reaches 0.5°C in the equatorial Pacific (Fig. 4a), which is not significant in regard to the high variability of SST in that region. The rainfall anomaly is strong (Fig. 4b), however the significance level is hardly reached, probably because of the small size of the sample and the strong dispersion in it. The *Mature La Niña* case is therefore a difficult issue. For such long-lasting events, all the dynamical fields indicate a lack of convective response over the Pacific (not shown). There is no significant modulation of the Walker circulation. Nevertheless, there are significant temperature and geopotential anomalies in the free-troposphere (Fig. 4c and 4d). Therefore, the likeliest mechanism for this teleconnection is that WAM rainfall is enhanced because of a de-stabilization of the vertical column over Africa. In a sense, this corresponds to the "equilibrium" described in Giannini et al. (2007), that might be reached *after* La Niña mature phases. These results confirm the necessity to separate the *Developing La Niña* from the *Mature La Niña*. The response of the atmosphere is indeed not the same.

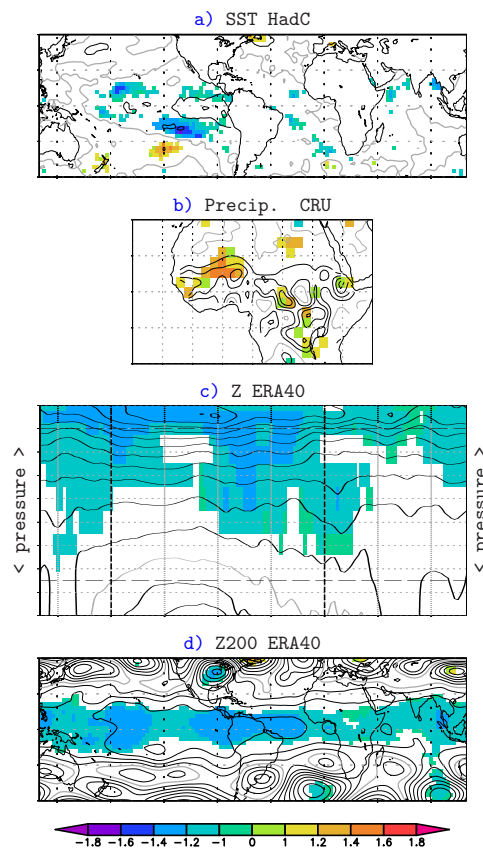


Figure 4: "Mature La Niña" JAS composites. The contours correspond to the composite anomaly, and the color shading shows the anomaly normalized by the standard-deviation in each grid-point where it is significant at the 95% level (bootstrap procedure). The thick gray contour is for the zero isoline, and the contour spacing is: SST 0.5°K , Precip. 0.3mm/d , Z 2mgp , and Z200 5mgp . The longitude-height cross-section is along the equator (10°S – 10°N average), and the dashed lines correspond to the Greenwich meridian, the date-line, the 850hPa, and the 200hPa pressure levels. Pressure levels range linearly from 1000hPa to 200hPa.

4 The ENSO-WAM teleconnection in CNRM-CM3

It is shown above that in the observations the ENSO–WAM teleconnection generally happens just after the onset of ENSO events in the boreal summer, when SST anomalies are still rather weak and concentrated to the east of the date-line. Therefore, we can wonder if the observed and simulated SST patterns in Fig. 1 correspond to the same stage of ENSO development. Fig. 5 clearly answers this question:

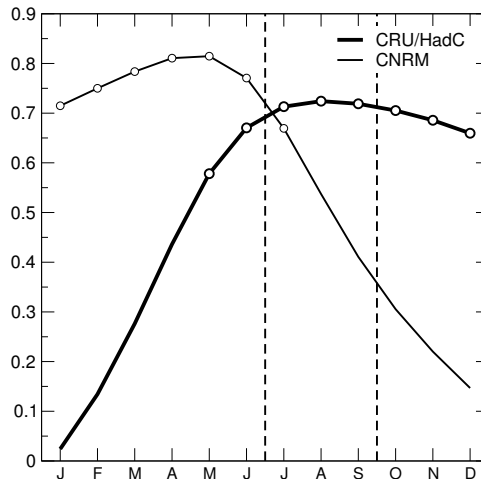


Figure 5: Correlations between the JAS yearly rainfall time-series from the MCA (Fig. 1) and each of the 12 yearly SST time-series extracted from the monthly ENSO index by taking successively the January values, February, and so on. Small bullets highlight the correlations that are significant at the 95% level (bootstrap procedure).

- In the observations, JAS rainfall anomalies are significantly correlated with ENSO from May to December, with the highest values in JAS. Correlations are not significant from January to April before the monsoon. This confirms that Sahelian rainfall is statistically influenced during the developing phase of ENSO (before the autumn peak).
- In the coupled simulation, correlations are highest from January to June, which means that in the model the teleconnection happens during the decay of ENSO events. This explains the SST pattern in Fig. 1_b: at the end of ENSO events, the SST anomaly first erodes in the eastern equatorial Pacific in the model, and the links with the Atlantic and Indian tropical basins are maximum.

Fig. 5 reveals that in CNRM-CM₃ an important part of the interannual variability of the WAM (43% of the variance) is strongly predictable from the knowledge of SST anomalies in the Pacific during the preceding winter. The teleconnection does not happen at the same stage of ENSO life-cycle, so the atmospheric processes may be different from the reanalyses. The ENSO simulated in CNRM-CM₃ has several faults (Achutarao and Sperber 2006; Capotondi et al. 2006; Guilyardi 2006; van Oldenborgh et al. 2005; Leloup et al. 2007). Therefore, we can wonder if improving the simulated ENSO would improve the realism of the teleconnection. To test this hypothesis, the sensitivity experiment described hereafter is conducted.

4.1 Experimental design and validation

We use the same version of the Météo-France CNRM coupled model as for the IPCC-AR4. All the information on CNRM-CM₃ can be found on the PCMDI website: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php. In the sensitivity experiment, the sole modification concerns the tropical Pacific (Fig. 6): over that region, the ocean model uses ERA40 reanalyzed daily wind-stress instead of the wind calculated by the atmospheric model. The geographical area for this forcing is shown in Fig. 6, with two tapering zones at 30°S–40°S and 30°N–40°N. After a 10-year spin-up using the wind-stress of the year 1960 (neutral from the point of view of ENSO), the simulation spans the period 1960–2001.

Globally, the SST mean-state is unchanged in that experiment. The widespread cold bias – characteristic of CNRM-CM₃ – is only slightly weakened in the equatorial Pacific (not shown). Concerning the interannual variability, SST standard-deviations become more realistic in the equatorial Pacific (not shown), but the ENSO pattern still extends too far in the west of the basin, which is a common bias of state-of-the-art coupled models (e.g., Leloup et al. 2007).

Fig. 7 compares the simulated ENSO index with the observed one. Strikingly, the simulation catches all the ENSO events of the 1960–2001 period, which is of course not the case for the "free" simulation.

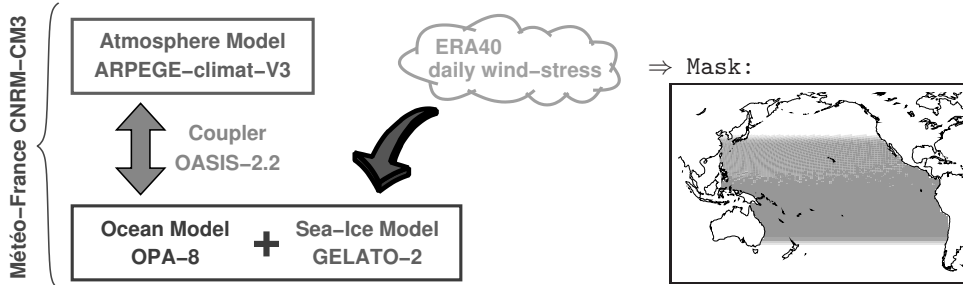


Figure 6: Design of the CNRM+ws sensitivity experiment.

Therefore, the main interest of this experiment is that using reanalyzed wind-stress over the Pacific reproduces accurately the observed ENSO chronology in the coupled model. Such a protocol allows the year-by-year comparison of the observed and simulated ENSO teleconnections, which will provide further insight into the CNRM-CM3 coupled system. However, note the weak but systematic delay of the ENSO index in CNRM+ws (Fig. 7). This slight shift in the ENSO life-cycle is not specifically due to the wind-stress forcing: it is actually characteristic of the ENSO simulated in CNRM-CM3 (see section 5).

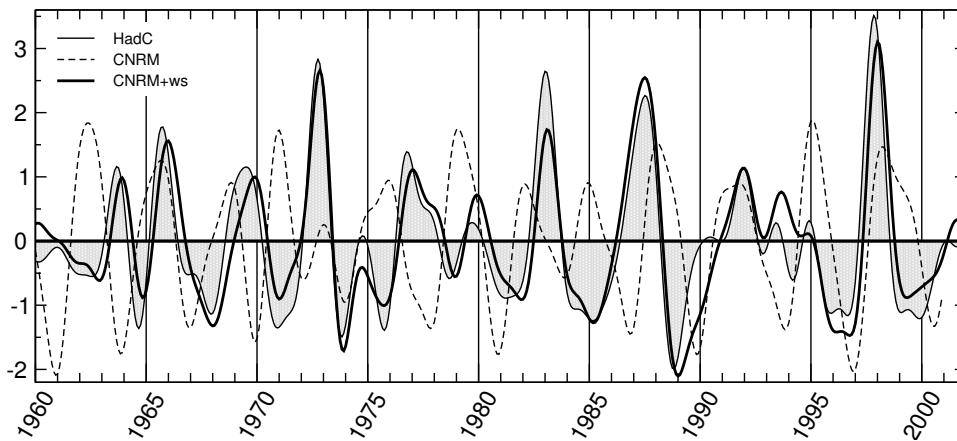


Figure 7: ENSO normalized index in the observations, in the standard CNRM-CM3 simulation (CNRM), and in the wind-stress driven CNRM-CM3 simulation (CNRM+ws).

4.2 The simulated ENSO-WAM teleconnection

To make a basic assessment of the teleconnection in CNRM+ws experiment, Fig. 8 displays the same MCA as in Fig. 1_b. The sensitivity experiment yields the same patterns as in the fully coupled simulation, but with weaker loadings for the SST heterogeneous map. The explained precipitation variance is two times weaker in the new simulation, and the correlation between the time-series is only 0.53. The teleconnection is thus statistically weaker, but remains physically the same.

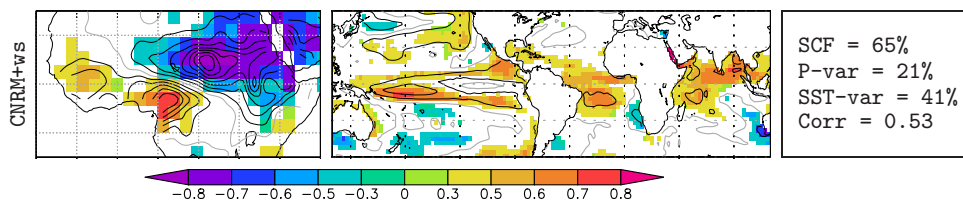


Figure 8: Same MCA as in Fig. 1, but with CNRM+ws sensitivity experiment.

As the experiment captures the observed chronology of ENSO, Fig. 9 shows the averaged annual evolution of ENSO events for the years selected in section 3. There is good agreement between the observed and simulated ENSO events, except that SST anomalies are (on average) delayed in the model (by about 2 months). In addition, Table 1 clearly demonstrates that the model produces a rainfall anomaly one year later than in the observations. For the *Mature La Niña*, there is no clear result.

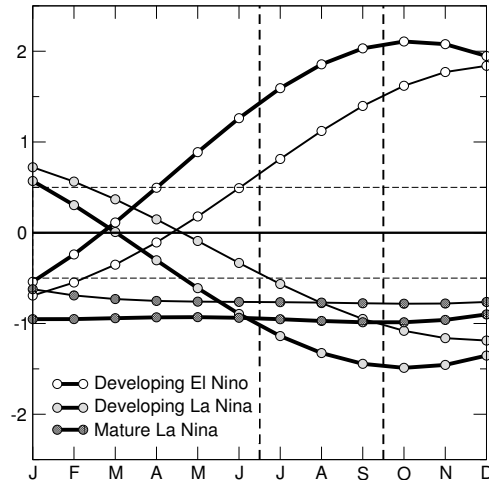


Figure 9: Composite evolution of the ENSO normalized index for the observations (thick) and the CNRM+ws simulation (thin)

	<i>Developing El Niño</i>	<i>Developing La Niña</i>	<i>Mature La Niña</i>
$Yr(0)$	1/5	1/4	2/4
$Yr(1)$	5/5	3/4	0/4

Table 1: Success of the CNRM+ws experiment in simulating a precipitation anomaly of the expected sign over West Africa for each category of ENSO teleconnection. $Yr(0)$ are the years selected in the observations, and $Yr(1)$ the following years.

Why such a delay in the simulated response to *Developing ENSO events*? Fig. 10 shows the time-evolution of the teleconnection in ERA40 and CNRM+ws. This figure is based on the vertical cross-section of the geopotential anomalies. Such maps indeed illustrate the main features of the teleconnection (see section 3). Warm *minus* cold composites are computed for the same years as in Fig. 3.

In the observations, there is a strong and widespread geopotential positive anomaly along the equator in JFM. Later on, in JAS, SST and geopotential anomalies are very weak, and there is no impact on WAM rainfall (not shown). In the CNRM+ws experiment, the ENSO SST pattern is narrow and confined to the equator in JAS of year(0), and there is no cold anomaly in the western Pacific contrary to the observations. Interestingly, the geopotential shows no response of the tropical troposphere to the onsetting ENSO. This explains why there is no teleconnection with the WAM in JAS of year(0). In JFM of year(1), the ENSO pattern is thicker, with a weak influence on the other basins, and the geopotential response is the same as in ERA40. Finally, in JAS of year(1) the SST anomalies correspond to the pattern diagnosed by the MCA (Fig. 9), and there remains a positive geopotential anomaly in the whole equatorial free-troposphere. These SST and geopotential anomalies, as well as the associated temperature anomalies (not shown) are responsible for the postponed teleconnection, that occurs at the end of ENSO events in the model.

The physical reasons for the delayed atmospheric response in the simulation require further examination. It is mentioned above that ENSO onsets are late in the model. How long does it take for the geopotential anomalies to be set up over Africa? Fig. 11 answers this question. Based on the first yearly time-series from the PCA of October-to-December (OND) SST anomalies in the equatorial Pacific, correlations are calculated with the time-series extracted from different monthly indices (in the same way as in Fig. 5). It is shown in section 3 that geopotential anomalies in the high- and in the low-troposphere characterize the main large-scale processes of the ENSO–WAM teleconnection. Therefore, in the following the atmospheric response over Africa is assessed at the 850hPa and 200hPa levels.

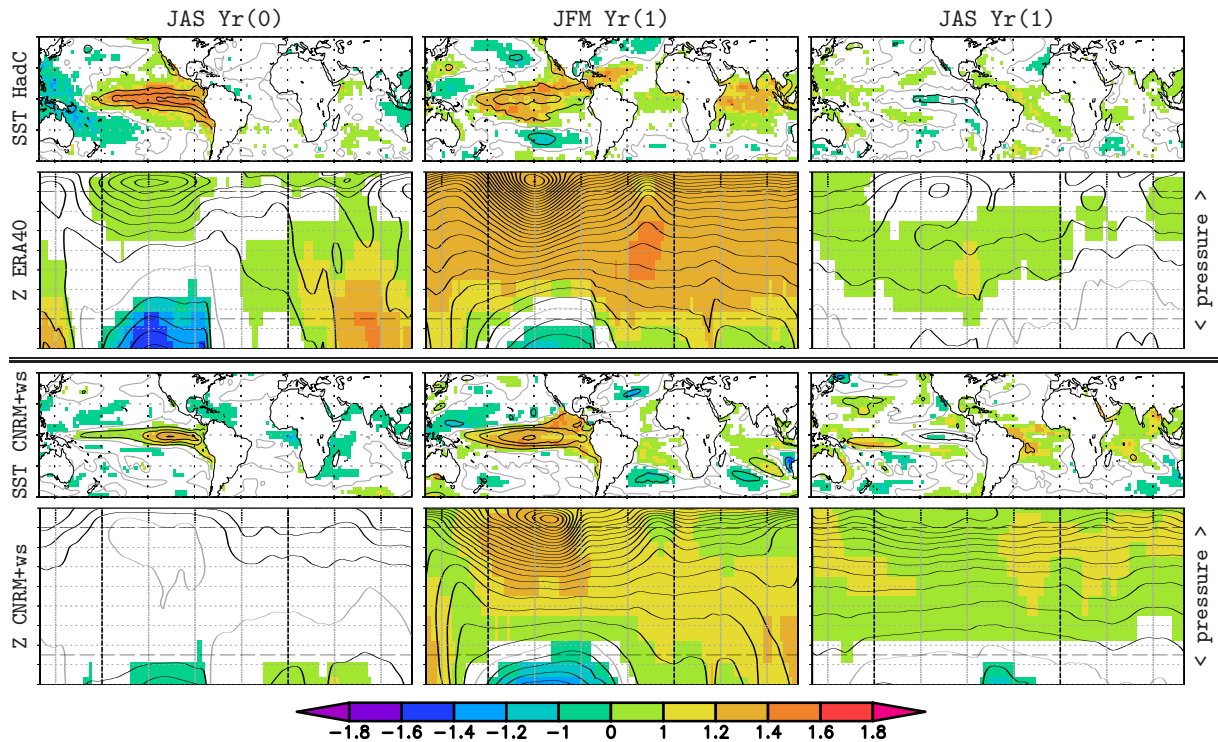


Figure 10: "Developing ENSO" composites (mean of the El Niño and the *minus* La Niña anomalies). Yr(0) corresponds to the selected year and Yr(1) to the following year. The contours correspond to the composite anomaly, and the color shading shows the anomaly normalized by the standard-deviation in each grid-point where it is significant at the 95% level (bootstrap procedure). The thick gray contour is for the zero isoline, and the contour spacing is 0.5°C for the SST and 2mmp for the geopotential. The longitude-height cross-sections are along the equator (10°S – 10°N average), and the dashed lines correspond to the Greenwich meridian, the date-line, the 850hPa, and the 200hPa pressure levels. Pressure levels range linearly from 1000hPa to 200hPa.

Fig. 11a shows that in ERA40 the lag between ENSO SST anomalies and the response over Africa is about 2.5 months in the low-troposphere and 4 months in the high-troposphere. In CNRM+ws experiment (Fig. 11b), these lags are respectively 4 and 5 months. The delay in the simulated response adds to the delay in ENSO onsets, so that the total delay (2-3 months) is sufficient to postpone the teleconnection to the following year, when correlations are still significant in the model, both in the low- and in the high-troposphere.

Section 3 emphasized the importance of the timing of ENSO events for the observed teleconnection. Section 4 shows that these temporal aspects are poorly reproduced in CNRM-CM3, which leads to a different ENSO–WAM relationship. Hence the following questions: is it the case only for the Météo-France model? Can such temporal aspects explain the diversity of the teleconnection patterns in state-of-the-art coupled models (Joly et al. 2007)? Both issues are addressed in the following section.

5 The ENSO-WAM teleconnection in IPCC-AR4 simulations

In light of the above results, it seems that in order to carefully study the processes of the ENSO teleconnection in IPCC-AR4 simulations, it is essential to take into account both the time-evolution of ENSO events and the time-lag of the atmospheric response over Africa. This will provide an original insight into the tropical interannual variability as simulated by state-of-the-art coupled models.

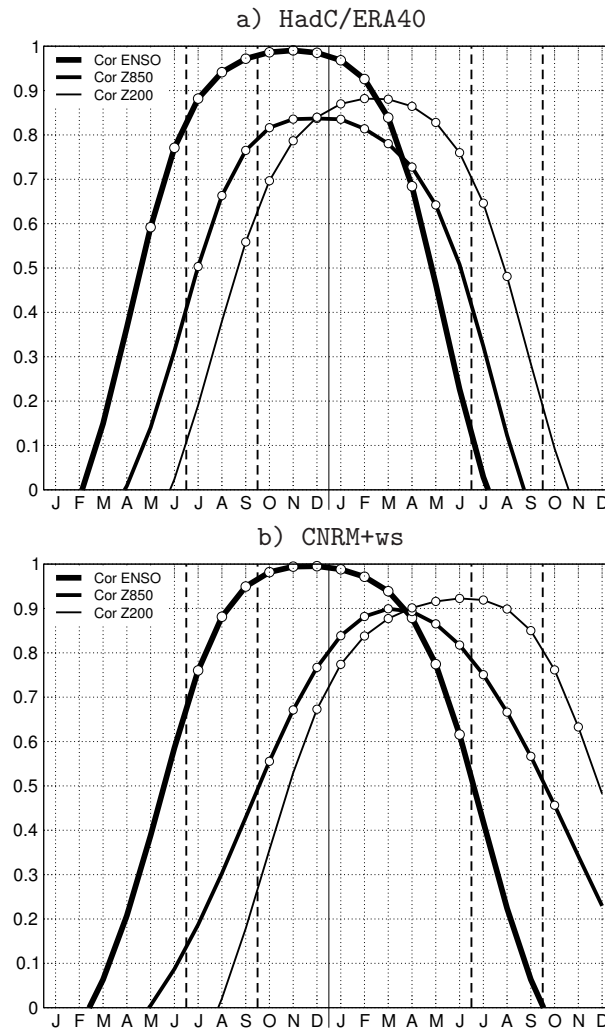


Figure 11: Correlations of the OND yearly SST time-series yielded by the PCA of SST anomalies in the equatorial Pacific (0° , 20°N ; 20°E , 35°W) with each of the 12 yearly time-series extracted from the following monthly indices. Small bullets highlight the correlations that are significant at the 95% level (bootstrap procedure).

- Correlation with the ENSO index;
- Correlation with the monthly geopotential anomalies averaged at 850hPa over Africa (5°N , 20°N ; 15°E , 35°W);
- Correlation with the monthly geopotential anomalies averaged at 200hPa over Africa (10°S , 10°N ; 15°E , 35°W).

5.1 IPCC-AR4 coupled models

The purpose here is not to document the ENSO–WAM teleconnection in *all* the simulations available in the IPCC-AR4 CMIP3 database, but rather to illustrate the importance of the time-sequence of this teleconnection in *some* simulations of the coupled climate system. Our set of simulations is thus neither comprehensive, nor based on any type of *a priori* consideration. The fifteen 20C3M (20th century) simulations presented in Table 2 include runs performed with one model at different resolutions (which might have an impact on the teleconnection), and also runs from two models from the same research group. With this selection (15 simulations from 13 research groups in 10 different countries), we expect to have a representative sample of the performance of state-of-the-art coupled models, both in terms of ENSO and WAM variability. All the information about the IPCC-AR4 can be found on the website <http://www.ipcc.ch/>, and the coupled models are described in Chapter 8 of the fourth Assessment Report (Randall et al. 2007). For further information, see the CMIP3 website at PCMDI http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php.

Acronym	Model ID, Country
BCCR	BCCR-BCM2.0, Norway
CCCMA_t63	CGCM3.1(T63), Canada
CNRM	CNRM-CM3, France
CSIRO	CSIRO-MK3.0, Australia
GFDL	GFDL-CM2.0, USA
HADCM3	UKMO-HadCM3, UK
HADGEM1	UKMO-HadGEM1, UK
INGV	INGV-SXG, Italy
INM	INM-CM3.0, Russia
IPSL	IPSL-CM4, France
MIROChi	MIROC3.2(hires), Japan
MIROCmed	MIROC3.2(medres), Japan
MPI	ECHAM5/MPI-OM, Germany
MRI	MRI-CGCM2.3.2, Japan
NCAR	CCSM3, USA

Table 2: Acronym given to the 20C3M simulations selected from the IPCC-AR4 CMIP3 database. Corresponding model identifier (ID) and country of the laboratory.

5.2 Onset of ENSO events

To make the analysis simple, a linear approach is adopted. The same correlations as in Fig. 11 are calculated for each simulation, taking the hundred years of the 20th century. Correlations do not account for the amplitude of the anomalies as regressions would do. However, this ensures a more refined insight into the temporal aspects and the strength of the relationships. Fig. 12_a shows that the timing of ENSO is fairly well represented in state-of-the-art coupled models. However, regarding the onset, in most simulations (all except INM, MIROChi, and MIROCmed) the 0.5 arbitrary threshold is reached one month later than in the observations. Though weak, such a delay at the onset may have an impact on the teleconnection.

Regression values (not shown) indicate that in some models ENSO SST anomalies are weak (e.g., CCCMA_t63, HADGEM1, MIROChi, and MIROCmed). Besides, some models (CNRM, HADCM3, MIROCmed, and MPI) exhibit strongly different time-evolutions for the El Niño *versus* La Niña events (not shown), with possibly completely different impacts on the WAM. However, the purpose here is not to scrutinize the ENSO simulated in each model, but rather to highlight some shared behaviors in the coupled simulations.

5.3 Time-lag of the atmospheric response over Africa

To characterize the large-scale response over Africa, we use the same procedure as in Fig. 11. The 850hPa and 200hPa geopotential indices provide an excellent benchmark to test the response of IPCC-AR4 models to ENSO over Africa.

5.3.1 Response in the low-troposphere

Fig. 12_b reveals that the response at 850hPa can be very different from one model to another. Even between the ERA40 and NCEP reanalyses, there is a noticeable difference in terms of correlation values, with nevertheless a similar time-sequence. Simulations can be classified as follows. In CCCMA_t63 and MIROChi the weakness of the correlations indicates that the expected mechanism is missing in the low-troposphere. In seven simulations (BCCR, CNRM, CSIRO, GFDL, HADGEM1, INGV, and MPI) the 0.5 (arbitrary) threshold is reached at least two months after ERA40 and NCEP, i.e., *after* the monsoon. Note that the correlations remain sometimes significant until the following monsoon season.

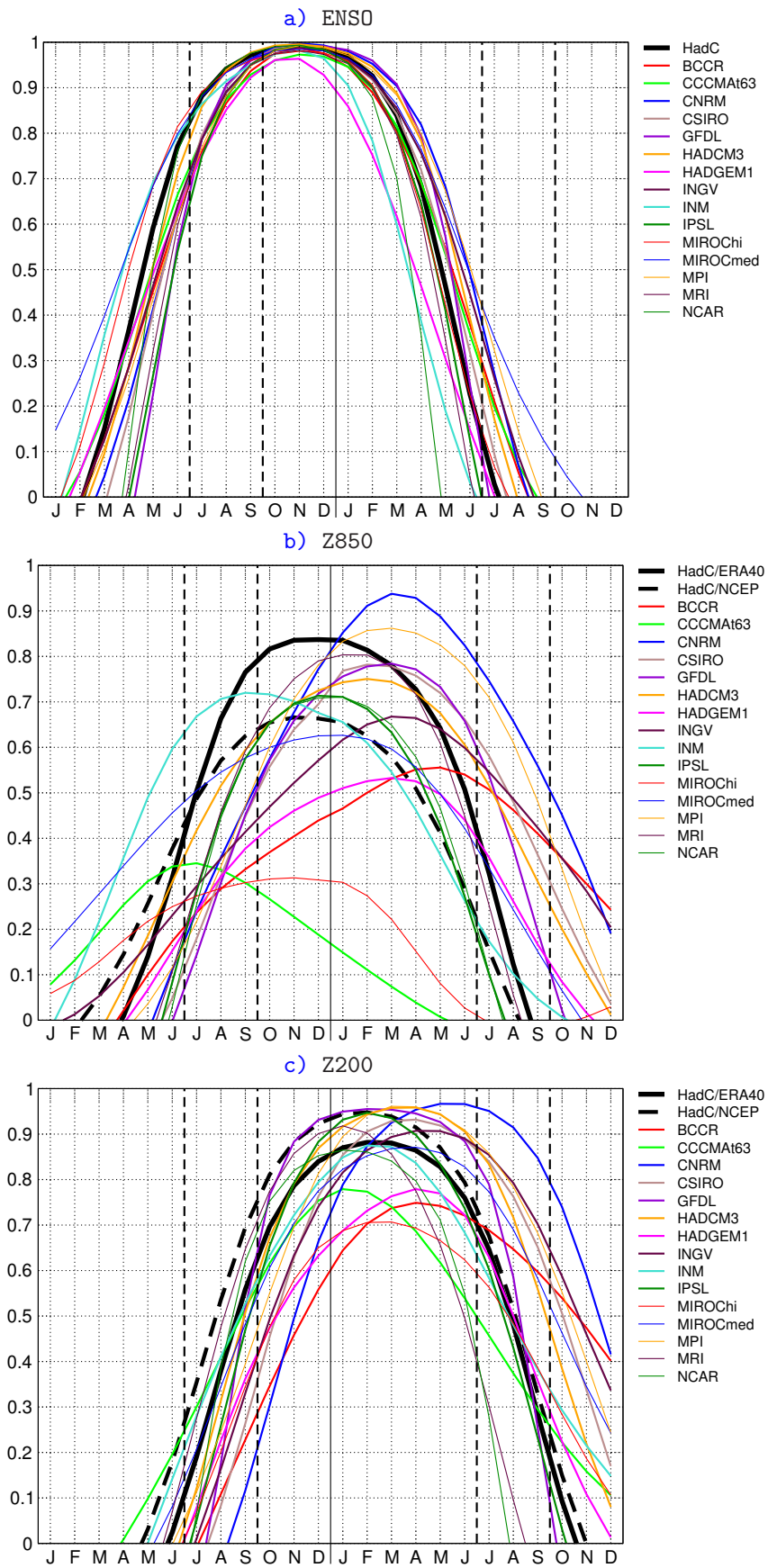


Figure 12: Similar to Fig. 11, for the IPCC-AR4 simulations. Correlations with the ENSO index (a), the geopotential anomalies at 850hPa (b), and the geopotential anomalies at 200hPa (c).

5.3.2 Response in the high-troposphere

In comparison, the response at 200hPa (Fig. 12c) shows less spread than at 850hPa. Note that in NCEP the response is faster than in ERA40 (about one month). In seven simulations (BCCR, CNRM, CSIRO, HADGEM1, INGV, MIROCmed, and MPI) the 0.5 threshold is reached at least one month after ERA40 (two months after NCEP). As already mentioned, in some simulations the response remains important during the following JAS season.

5.4 Resulting ENSO teleconnection

To assess cautiously the ENSO–WAM teleconnection in IPCC-AR4 simulations, we use the same approach as in Fig. 5, but adapted as follows. Four MCA are computed between JAS rainfall anomalies over Africa and equatorial Pacific SST anomalies for each season: JFM, AMJ, JAS, and OND. The MCA that explains the maximum squared covariance (SCF) is selected. In three simulations (CCCMA63, HADGEM1, and MIROChi), this procedure finds no significant teleconnection (based on the SCF significance). This is probably due to the weak ENSO anomalies in these simulations, and to the lack of response at 850hPa over Africa (see above). The other simulations are classified as follows:

- Group-A: four simulations have the strongest link between WAM and OND SST, as in the observations. Fig. 13a shows that in these simulations the WAM is apparently influenced at the beginning of ENSO events. Unsurprisingly, these four simulations are actually characterized by a fast response over Africa both in the low- and in the high-troposphere (Fig. 12b and 12c).
- Group-B: in INM and MIROCmed, the procedure selects the JAS season. According to Fig. 12a, both models are characterized by ENSO events that are set up – on average – earlier than in the observations. ENSO–WAM correlations peak therefore at the beginning of the monsoon season (Fig. 13b).
- Group-C: in six simulations (among which CNRM-CM3), the strongest link is obtained with JFM SST. Fig. 13c shows that the WAM is indeed influenced at the end of ENSO events. In these simulations, the response in the low-troposphere is late (Fig. 12b) and prevents any influence on the WAM during the developing phase of ENSO. However, the response over Africa remains important during the following monsoon season, so that the teleconnection is postponed to the end of ENSO events.

It should be kept in mind that our procedure detects the *main* ENSO–WAM link and provides an averaged view of the teleconnection. In some models, the WAM might be influenced either at the beginning, at the end, or even at both stages of the ENSO life-cycle without distinction. Moreover, in some models the teleconnection might be non-linear, with different behaviors in the El Niño and La Niña cases.

5.5 Discussion

This study shows that temporal considerations explain in part the diversity of the simulated SST–WAM teleconnections. Depending on the phase of ENSO (onset, peak or decay), the SST patterns (Fig. 13) and the involved atmospheric processes can be completely different in coupled models. A factor that is not discussed in this paper is the precipitation response to ENSO-related atmospheric anomalies. Joly et al. (2007) conclude that the pattern, and even the sign, of the precipitation anomalies over Africa are highly model dependent. Among the four models that reproduce the observed time-evolution of the teleconnection (Fig. 13a), HADCM3 and MRI yield a quite realistic precipitation pattern (not shown), whereas IPSL and NCAR do not simulate the expected negative response over the WAM region.

Some interesting remarks can be further inferred. In the MIROC model, the two different resolutions yield different responses over Africa (Fig. 12b and 12c). Surprisingly, the low resolution performs much better (on this specific issue). The SST patterns in Fig. 13 confirm that the resolution of the atmospheric model does not seem to condition the quality of the response. Besides, note that some models have the

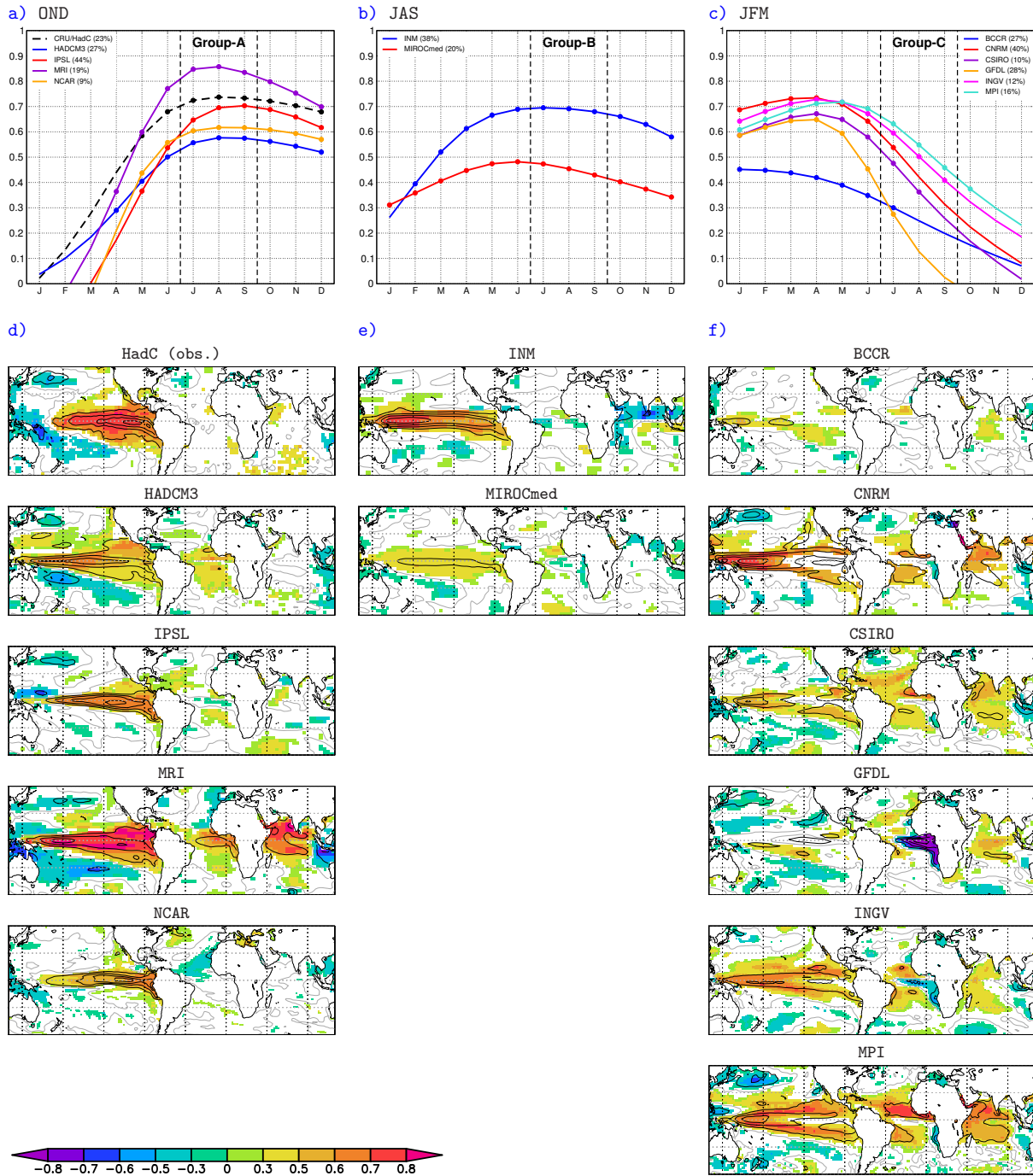


Figure 13: Same MCA as in Fig.1, but after selecting the SST season that maximizes the covariance: JFM (Group-C), AMJ (no simulation), JAS (Group-B), or OND (Group-A).

- a) b) and c) Same procedure as in Fig. 5.
- d) e) and f) JAS heterogeneous maps for the SST (see Fig. 1 for the specification).

same atmospheric component. For example, BCCR and CNRM use ARPEGE-climat-v3, while INGV and MPI use respectively ECHAM4.6 and ECHAM5. In these simulations, the atmospheric response is slower than in reanalyses. Furthermore, some models have the same oceanic component. For example, while INGV uses OPA8.2, CNRM and IPSL use OPA8.1. IPSL exhibits however a behavior that differs from that of the other two. It is indeed the whole coupled system that creates the teleconnection, not a single component.

Beside the wide variety of simulated ENSO – an issue discussed in many recent papers (see references herein) – it seems essential to understand why in half of the models the atmospheric response to ENSO SST anomalies is slower than in reanalyses. We will limit ourselves to a few suggestions. First, the correlations with the ENSO index (Fig. 12_a) are insufficient to account for the variety of SST patterns. Depending on the shape of the pattern, the convective response is different (Su et al. 2003). Fig. 14 displays the same correlations as in Fig. 12_a, but with the Niño-4 index. The onset of Niño-4 anomalies exhibits a much larger spread than with the ENSO index (Fig. 12_a). Eight simulations out of 15 have a delay greater than one month in their Niño-4 response, which may be critical for the timing of convective anomalies in the central-western Pacific. Interestingly, the six models that have the slowest Niño-4 response (BCCR, CSIRO, CNRM, HADGEM1, INGV, and MIROChi) are among those that have a strongly delayed response over Africa (Fig. 12_b and 12_c).

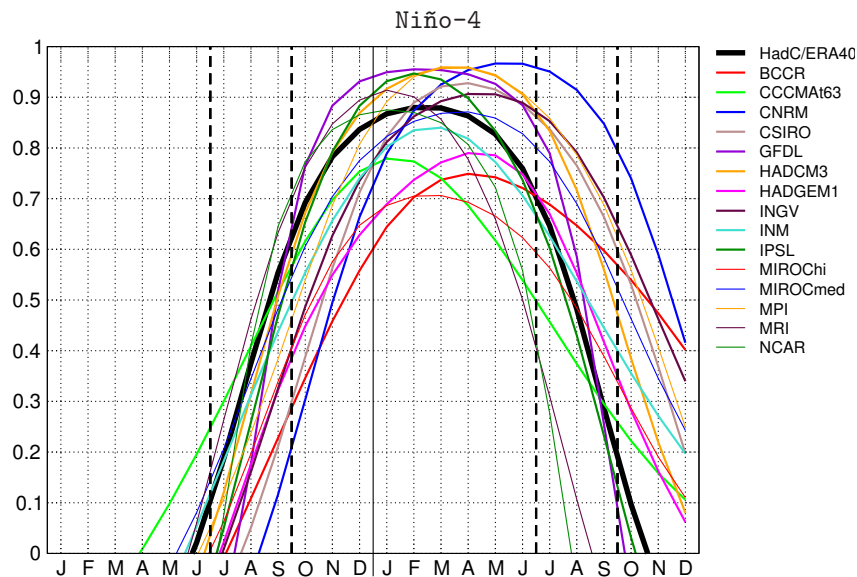


Figure 14: Similar to Fig. 12_a, for the Niño-4 index.

To pursue the investigation it would be interesting to distinguish between the time-lag of the convective response over the Pacific, and the time-lag of the propagation towards Africa. Some studies (Lin 2007; Wu et al. 2006) indicate that the coupling between the ocean surface and the overlying troposphere is actually too strong in current coupled models. Therefore, it is the horizontal propagation that may be deficient. Focusing on the tropical intraseasonal variability, Lin et al. (2006) state indeed that the variance of rainfall Kelvin modes along the equator in IPCC-AR4 simulations is half the magnitude of the observed. According to the authors, models do not have enough wave-heating feedback, and have an excessively strong persistence of tropical (daily) precipitation. This may be an interesting piece of information to understand the slow response in some models.

6 Conclusion

Numerous studies demonstrate the statistical significance of the relationship between ENSO and the interannual variability of Sahelian rainfall. However, not all ENSO events lead to a Sahelian rainfall anomalies and conversely, all droughts over the Sahel are not necessarily associated with a SST anomaly

in the equatorial Pacific. Each ENSO event has actually a different "flavor", and in each case the large-scale background state is different. Therefore, assessing the dynamical processes of the ENSO–WAM teleconnection is a difficult task. The present study shows that over the second half of the 20th century, the main influence of ENSO on Sahelian rainfall occurs during the developing phase of ENSO, or marginally during the decay of some long-lasting La Niña. This classification of teleconnection years enables us to investigate more thoroughly the atmospheric processes involved. The teleconnection that takes place during the developing phase of ENSO events is fast and *direct* (through the atmosphere). The surface Atlantic and Indian oceans are not involved (e.g. Fig. 1a), despite significant anomalies in the mean flow in the low troposphere (Fig. 3). In the Indian Ocean, SST anomalies due to ENSO are set up in autumn on average (not shown), i.e. *after* the monsoon season.

The intercomparison of the teleconnection processes in IPCC-AR4 simulations is particularly useful. In most models, ENSO onsets are slightly late on average. More worrying is the strong delay of the atmospheric response over Africa in half of the studied simulations. Diagnosing the time-sequence of the ENSO teleconnection helps to understand the processes of the simulated teleconnections. Because of the temporal biases, the influence of ENSO on the WAM occurs at the beginning of ENSO events in only four simulations out of 15. In six models (among which is the CNRM-CM3) the teleconnection happens at the end of ENSO events. These results support the idea that because the WAM occurs during the boreal summer, the influence of ENSO strongly depends on the timing of ENSO onsets and on the time-lag of the atmospheric response.

Several important issues are not addressed in this paper. Especially, the issue of the climate shift in the 1970s and the low-frequency modulation of the ENSO teleconnection. The onset of ENSO events is thought to have changed (Wang 1995; Wang and An 2002), which means possibly different processes and a different time-evolution for the teleconnection. The available reanalyses are however too short to study that low-frequency modulation. Their inhomogeneity, due to the use of satellite data for the last decades, might blur the results (Poccard et al. 2000).

Realistically simulating the processes of such a complex phenomenon as the ENSO–WAM teleconnection appears particularly challenging for state-of-the-art coupled models. Nevertheless, Douville et al. (2006) suggest that model deficiencies in simulating ENSO teleconnections with tropical rainfall could be partly responsible for the spread in the future projections of global land precipitation. Besides, we believe that diagnosing precisely the time-sequence of boreal summer ENSO teleconnections may help to improve the seasonal forecasting of Sahelian rainfall.

Acknowledgements This work was supported by the AMMA program (<http://www.amma-international.org>), and by the ENSEMBLES European project (contract GOCE-CT-2003-505539). We acknowledge the modeling groups for making their simulations available, and the PCMDI for the build up of the CMIP3 database. Thanks are also due to Serge Janicot and Pascal Terray for their helpful comments, and to the three anonymous reviewers who helped improving the original manuscript. Note that the figures have been prepared using the GrADS software.

References: see page 179.

4.1.4 Perspectives

Un certain nombre de questions n'ont pu être abordées dans l'article-2 : la suite de ce chapitre s'attache donc à combler au mieux ces lacunes.

Dans les réanalyses atmosphériques

Pour moyenniser plus d'années, et obtenir ainsi un signal robuste, les composites de l'article-2 font la différence des anomalies Niño-Niña, ce qui gomme inmanquablement toute dissymétrie dans la réponse. C'est la méthode employée dans de nombreuses études des téléconnexions de l'ENSO, car cela permet une compréhension « au premier ordre » des mécanismes atmosphériques, sans s'encombrer de l'éventuelle non-linéarité des phénomènes. Nous allons tenter d'aller un peu plus loin, en nous appuyant sur les réanalyses ERA40 et NCEP (§ 4.2.2).

Dans le modèle du CNRM

L'article-2 montre qu'en forçant une tension de vent quotidienne réanalysée sur le Pacifique, le modèle couplé reproduit la chronologie historique de l'ENSO. Cependant, l'ENSO simulée présente un retard à l'onset, et sa structure spatiale conserve les biais caractéristiques de CNRM-CM3, en particulier à la fin des événements. Quel est donc l'intérêt de cette simulation couplée par rapport à une simulation du modèle d'atmosphère forcé par les SST observées ? Le paragraphe 4.2.3 va nous permettre d'avancer quelques éléments de réponse.

Prescrire une variable dynamique comme la tension de vent est peu « traumatisant » pour l'océan (cf. § 2.2.2). Qu'obtient-on si l'on force le vent sur d'autres bassins que le Pacifique tropical ? L'article-2 ne présente en réalité qu'une seule des trois expériences de sensibilité que nous avons réalisées avec le modèle couplé CNRM-CM3. Le paragraphe 4.4 détaille les résultats d'une autre expérience, pour laquelle le vent est forcé sur toute la surface des océans, ce qui n'est pas sans conséquences pour la téléconnexion ENSO...

Dans les simulations du GIEC

Plusieurs questions restent en suspens si l'on veut comprendre les comportements très variés des modèles couplés actuels du point de vue de la téléconnexion ENSO. Pour y répondre, on peut distinguer trois aspects :

- ☞ *Simulation de l'ENSO* : les diagnostics mis en place pour l'article-2 sont nécessairement synthétiques. Le paragraphe 4.3.1 propose une étude plus fine de l'onset des événements El Niño et La Niña, et discute sommairement des liens possibles entre les biais du cycle saisonnier et le timing de l'ENSO simulée.
- ☞ *Réponse sur le Pacifique et propagation vers l'Afrique* : il semble essentiel de comprendre le retard de la réponse atmosphérique dans les modèles : est-ce dû à la structure des anomalies de SST et à la réponse de la convection localement au dessus du Pacifique équatorial ? Ou bien est-ce la propagation horizontale du signal qui fait défaut ? Une réponse atmosphérique trop lente est-elle le fait de modèles biaisés, trop froids ? Ou trop chauds ? Le paragraphe 4.3.2 tente de répondre à ces questions à l'aide de trois cartes (seulement) pour chaque modèle.

☞ *Réponse des précipitations de mousson* : l'article-1 montre que les anomalies de précipitations liées à l'ENSO sur l'Afrique sont souvent très différentes des observations dans les simulations du GIEC. Dans l'article-2, cet aspect régional de la réponse à l'ENSO est volontairement mis de côté. Nous verrons au paragraphe 4.3.3, que les quatre modèles qui ont un déroulement temporel réaliste de la téléconnexion n'ont pas nécessairement une réponse réaliste des pluies sur l'Afrique. Toujours dans le but de comprendre la variabilité simulée de la mousson, une dernière question va être abordée au paragraphe 4.3.3 : la diversité des réponses de la mousson à l'ENSO dans les modèles couplés peut-elle être mise en regard de la diversité des réponses de la mousson au changement climatique ?

4.2 Réanalyses et forçage des SST

4.2.1 De l'art de détecter la téléconnexion ENSO...

La procédure utilisée pour la figure 13 de l'article-2 s'est avérée pertinente pour détecter différents types de téléconnexion ENSO dans les simulations couplées du GIEC. Nous allons ici l'appliquer à quelques jeux de données supplémentaires.

Dans les données observées

La pluie est un paramètre essentiel pour décrire la variabilité du climat africain. Mais c'est aussi un paramètre difficile à évaluer à l'échelle régionale, et les données historiques sont entachées d'un certain nombre d'incertitudes. Nous avons donc choisi d'utiliser en parallèle les données CRU et GPCC (cf. § 2.1.1) tout au long de ce mémoire.

La figure 4.3 compare les téléconnexions ENSO détectées avec ces deux jeux de données observées. Contrairement au chapitre 3, dont le but était de détecter et comparer les modes de SST susceptibles d'influencer la mousson ; ici c'est la CP des précipitations qui est utilisée à l'issue de la MCA. Avec les données GPCC, on obtient un lien SST-mousson légèrement plus faible, avec une structure de précipitations qui s'étend plus au nord qu'avec les observations du CRU. Le choix des données n'est donc pas anodin : sur le Sahel, le mode de variabilité détecté avec les données GPCC est nettement plus puissant.

L'ENSO affecte les précipitations d'Amérique tropicale de deux façons : directement *via* un pont atmosphérique ; et indirectement *via* les SST de l'Atlantique, au printemps, après la phase mature de l'ENSO (Giannini et al., 2001). Pour l'Afrique de l'ouest, la situation est différente, puisque la mousson a lieu pendant l'été boréal. Quelques études (Enfield et Mayer, 1997 ; Nicholson, 1997) ont trouvé des corrélations entre le Pacifique et l'Atlantique équatorial en été. Une telle influence est même reproduite par des modèles océaniques forcés (Latif et Grötzner, 2000 ; Lohmann et Latif, 2007). Pour Nicholson (1997), l'influence de l'ENSO sur les pluies africaines passe donc par son impact sur les SST de l'Atlantique tropical et de l'océan Indien, qui à leur tour influencent la mousson. Plusieurs études ont cependant montré que les corrélations trouvées par Enfield et Mayer (1997) et Nicholson (1997) ne sont pas forcément significatives (Alexander et al., 2002 ; Xie et Carton, 2004 ; Chang et al., 2006a), malgré la présence d'anomalies significatives du vent, qui est bel et bien l'un des ingrédients de l'Atlantic Niño. Nous n'allons pas entrer dans ce débat ; toutefois, quelle que soit la méthode statistique employée, la téléconnexion ENSO n'est jamais pour nous associée à des anomalies de SST de l'Atlantique équatorial (fig. 4.3 et 4.4a). Cela ne veut pas dire que certains événements

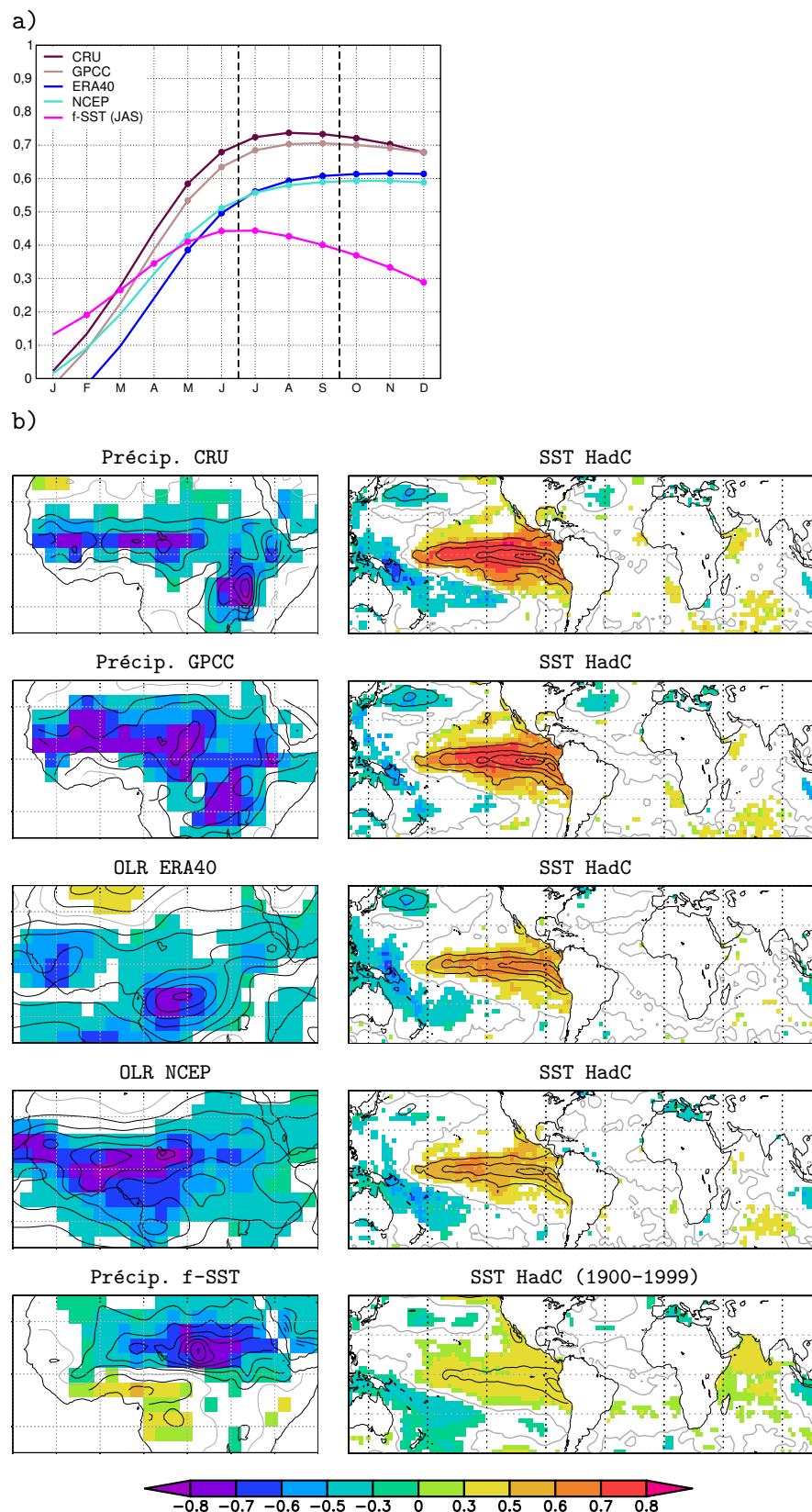


Figure 4.3 – Complément de la figure 13 de l'article-2 pour les observations, les réanalyses, et la simulation forcée f-SST. Pour les données observées et les réanalyses, c'est la saison OND des SST qui maximise la covariance. Pour la simulation f-SST, c'est la saison JAS synchrone. a) Corrélations de la CP des précipitations (ou de l'OLR) avec l'indice mensuel ENSO (fig. 5 de l'article-2). b) Carte homogène des précipitations et carte hétérogène des SST (JAS). Les isolignes représentent les valeurs de régression, et les couleurs indiquent les corrélations là où elles sont significatives (par *bootstrap*). L'espacement des isolignes est de 0.2 mm/j pour les précipitations, 2 W/m² pour l'OLR, et 0.2°C pour les SST (l'isoligne grise vaut zéro).

ENSO n'ont pas coïncidé avec des événements de type Atlantic Niño au cours du xx^e siècle, combinant ainsi leurs effets sur la mousson africaine. On rejoint ici le débat ouvert au paragraphe 3.2.1 sur l'influence de l'Atlantic Niño sur les pluies sahéliennes, et sur le signal dipolaire opposant les pluies de la côte guinéenne et du Sahel dans certaines études.

Dans les réanalyses atmosphériques

Nous avons montré au paragraphe 2.1.2 qu'à l'échelle interannuelle les précipitations issues des réanalyses ERA40 et NCEP sont très peu corrélées aux précipitations observées en Afrique de l'ouest. Les composites de l'article-2 montrent que le champ d'Output Long-wave Radiation (OLR) réanalysé contient cependant une réponse à l'ENSO faible, mais significative. Quel est la téléconnexion ENSO intrinsèque à chacune des réanalyses ?

La figure 4.3 confirme qu'il existe un lien ENSO–mousson significatif dans les réanalyses, plus faible que dans les données observées (0.6 contre 0.7 de corrélation), et dont le déroulement temporel est très réaliste. Par contre, les structures d'OLR sont nettement différentes dans ERA40 et dans NCEP. Régionalement, l'influence de l'ENSO ne s'exprime donc pas de la même façon.

Les réanalyses ont manifestement quelques difficultés à reproduire le signal observé sur le Sahel. Il faut cependant garder à l'esprit que la réponse de la convection sur l'Afrique de l'ouest n'est que le bout d'une chaîne de mécanismes. Plusieurs études (Janicot et al., 2001 ; Moron et al., 2004) ont montré par exemple l'utilité d'un indice dynamique comme le WAMI³ pour caractériser la variabilité interannuelle de la mousson dans les réanalyses. Toutefois, un tel indice n'est pas adapté pour notre étude d'inter-comparaison, car chaque modèle couplé nécessiterait la mise au point d'un indice adapté à son état moyen sur l'Afrique. Dans ce mémoire, nous avons donc fait le choix de n'étudier les téléconnexions qu'en présence d'un signal cohérent des précipitations (ou de l'OLR) sur l'Afrique.

Dans une simulation forcée

Le paragraphe 2.2.2 propose différents protocoles envisageables pour étudier la variabilité de la mousson. Malgré les biais des précipitations simulées sans interaction océan–atmosphère (fig. 2.4), prescrire des SST observées à un modèle d'atmosphère est un protocole particulièrement séduisant pour qui cherche à comprendre les influences de l'ENSO. Comment se comporte la composante atmosphérique de CNRM-CM3 lorsque l'on prescrit les SST du xx^e siècle comme condition aux limites ?

La figure 4.3 montre que dans l'expérience forcée la corrélation avec les SST du Pacifique équatorial est maximale au début de la saison de mousson et s'affaiblit ensuite. Le lien est faible, et son déroulement temporel est apparemment différent des observations et des réanalyses. Nous expliquerons ce comportement au paragraphe 4.2.3.

³West African Monsoon Index, mis au point par Fontaine et al. (1995).

4.2.2 Non-linéarité de la téléconnexion ENSO dans les réanalyses

« Le froid n'est pas l'inverse du chaud » (Cassou, 2001). La non-linéarité des influences à distance de l'ENSO a été envisagée dès les premiers travaux de Halpert et Ropelewski (1992). Pour expliquer les non-linéarités qu'ils observent, Hoerling et al. (1997 ; 2001) mettent en avant la relation intrinsèquement non-linéaire entre les anomalies de SST tropicales et la convection profonde. Leurs résultats sont en partie contredits par Deweaver et Nigam (2002), qui montrent que malgré un net déplacement du chauffage diabatique, la réponse en géopotential au dessus du Pacifique est insensible à la polarité de l'ENSO. Le débat n'est pas clos pour autant, puisque Lin et al. (2007) montrent que sous les tropiques la forme de l'onde de Rossby et l'extension zonale de l'onde de Kelvin ne sont pas symétriques dans les cas Niño et Niña : selon eux les propriétés de l'onde dépendent du flux zonal moyen modifié. Ces études se concentrent sur la phase maximale de l'ENSO en hiver boréal. Qu'en est-il en été, au moment de la mousson africaine ?

L'éventuelle non-linéarité du lien entre l'ENSO et la mousson africaine n'a encore jamais été étudiée. Dans l'article-2, les composites de « début d'événement ENSO » font la différence entre quatre événements El Niño et cinq événements La Niña. Nous allons maintenant distinguer ces deux types d'événements : la figure 4.4 est donc en quelque sorte une « dissection » de la figure 3 de l'article-2. De plus, pour tenter de saisir toute les subtilités non-linéaires de la téléconnexion, les deux réanalyses ERA40 et NCEP sont ici confrontées.

- Du point de vue des SST et des précipitations observées (fig. 4.4a et 4.4b), les structures des anomalies sont relativement symétriques. On notera cependant que dans le cas Niña, l'anomalie de SST est deux fois plus faible dans l'est du bassin, et la réponse des précipitations de mousson est un peu plus forte que dans le cas Niño.
- Sur le Pacifique, les anomalies d'OLR des deux réanalyses ont des formes différentes (fig. 4.4c). Par contre, on ne trouve pas de non-linéarité flagrante Niño *versus* Niña, contrairement à ce qui est observé en hiver quand l'ENSO est maximale (par ex. Hoerling et al., 1997). Dans NCEP, l'anomalie convective s'étend juste un peu plus à l'est dans le cas Niño. On remarquera par contre, qu'autour du Pacifique équatorial certaines anomalies convectives disparaissent dans le cas Niña. Sur l'Indonésie en particulier, mais aussi sur le nord de l'Amérique du sud. Or ces régions environnantes sont susceptibles de jouer un rôle dans la génération des téléconnexions ENSO (Deweaver et Nigam, 2004). Sur l'Afrique, le signal est faible dans les deux cas. Par ailleurs, l'anomalie d'OLR sur l'Afrique du nord et la Méditerranée, déjà remarquée dans l'article-2, est très robuste.
- La réponse du géopotential est plus contrastée. Dans le cas Niña, la structure d'onde de Kelvin est présente, mais n'est plus significative à 200 hPa (fig. 4.4d). On conserve par contre les anomalies de signe opposé de part et d'autre. À 850 hPa, la réponse dans le cas Niña est plus robuste, en particulier sur l'océan Indien (fig. 4.4e). C'est cohérent avec l'article-2, qui montre qu'en moyenne, le signal du géopotential en basses-couches précède les anomalies en altitude, d'où des anomalies plus robustes.

Dans l'ensemble, la téléconnexion ENSO–mousson africaine semble assez linéaire en été boréal. Le signal de SST plus faible dans le cas Niña entraîne des anomalies atmosphériques plus faibles, voire non significatives (par effet de seuil), mais de structure symétrique au cas Niño. Il faut bien voir que notre étude touche ici aux limites de la significativité statistique. En effet, les composites de la figure 4.4 sont la moyenne de quatre ou cinq années seulement : c'est peu, pour étudier un phénomène complexe comme le lien ENSO–mousson.

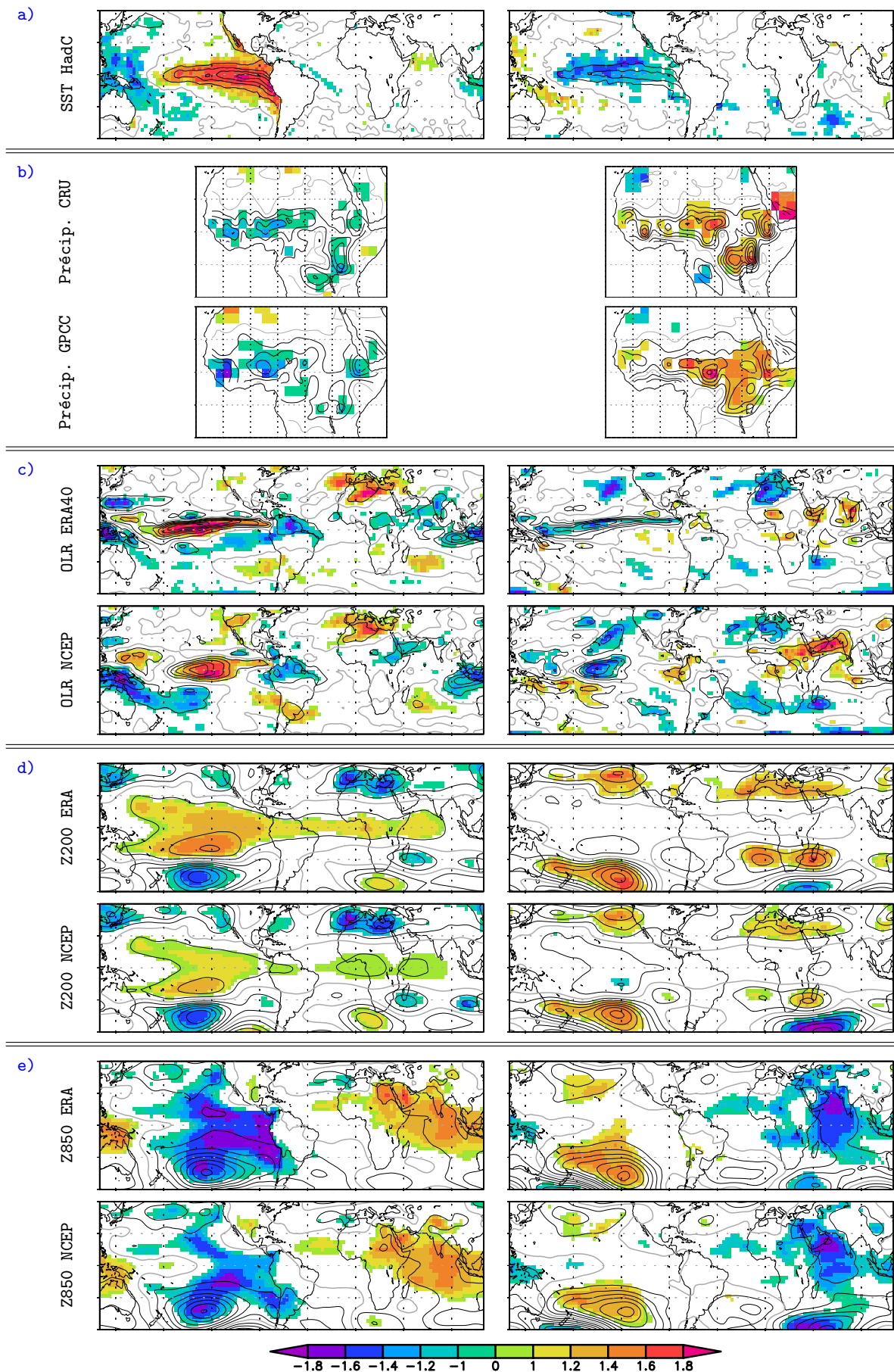


Figure 4.4 – Composites JAS pour les cinq événements Niño (à gauche) et les quatre événements Niña (à droite) détectés au § 3.b de l'article-2. Mêmes conventions que pour les figures 3 et 4 de l'article-2.

4.2.3 La téléconnexion ENSO quand les SST sont prescrites

Dans la simulation f-SST, la composante atmosphérique de CNRM-CM3 est forcée par les SST observées (HadC). L'ENSO est donc imposée, avec la même structure spatiale, et le même déroulement temporel que dans les réanalyses. Quelle est alors la réponse de l'atmosphère ?

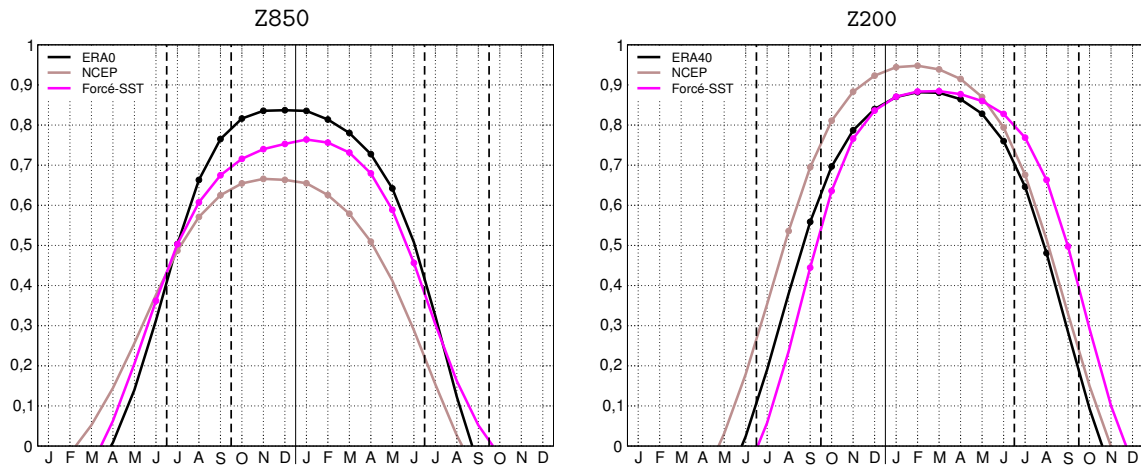


Figure 4.5 – Réponse du géopotentiel au-dessus de l'Afrique à 850 hPa et 200 hPa. Mêmes calculs que pour la figure 12 de l'article-2. Les pastilles correspondent aux corrélations significatives à 95%.

La figure 4.5 montre qu'en début d'événement ENSO, la réponse en géopotentiel au-dessus de l'Afrique présente un déroulement temporel très réaliste en basses-couches dans f-SST. En altitude, la simulation forcée est légèrement en retard sur les réanalyses (0.5 mois en moyenne); mais dans l'ensemble, le temps de réponse de l'atmosphère sur l'Afrique est très correct au début des événements ENSO, ce qui ne permet pas d'expliquer pourquoi la téléconnexion détectée par la MCA est si faible (cf. fig. 4.3).

Nous avons cherché à savoir à quel type d'événements ENSO le modèle d'atmosphère réagit, et à quel stade de leur développement. La figure 4.6 – qui est à mettre en regard de la figure 2 de l'article-2 – montre que dans la simulation forcée f-SST, la mousson peut être influencée par l'ENSO au début, pendant, ou à la fin des événements ENSO (couleur des courbes). Les trois cas sont *quasi* équiprobables, et ne dépendent pas de la polarité de l'ENSO. Il existe donc trois types de téléconnexion dans cette simulation, avec peut-être des mécanismes atmosphériques différents. On voit ici les limites de l'analyse linéaire : les faibles corrélations de la figure 4.3 pour la simulation f-SST laissent à penser que le lien est faible; mais en réalité le lien est multiple !

La simulation forcée peut-elle nous aider à comprendre la téléconnexion ENSO observée ? En effet, dans les données du xx^e siècle, tout événement ENSO ne donne pas lieu à une anomalie des pluies sahéliennes, et réciproquement, toute anomalie des pluies n'est pas nécessairement liée à un événement ENSO. À l'aide des réanalyses, nous avons donc cherché à comprendre ce qui différencie les débuts d'événement ENSO qui coïncident, ou ne coïncident pas, avec une anomalie des précipitations observées au Sahel. Nous n'avons pas trouvé de signal significatif, peut-être en raison du faible nombre d'événements sélectionnés. Or la simulation forcée double le nombre d'années par rapport aux réanalyses. Si l'on utilise, comme dans l'article-2, la CP des précipitations issue de la MCA (fig. 4.3) pour détecter les anomalies sahéliennes, on trouve, dans f-SST, huit événements Niño et six événements Niña qui coïncident avec une anomalie de précipitations; et cinq événements Niño et huit événements

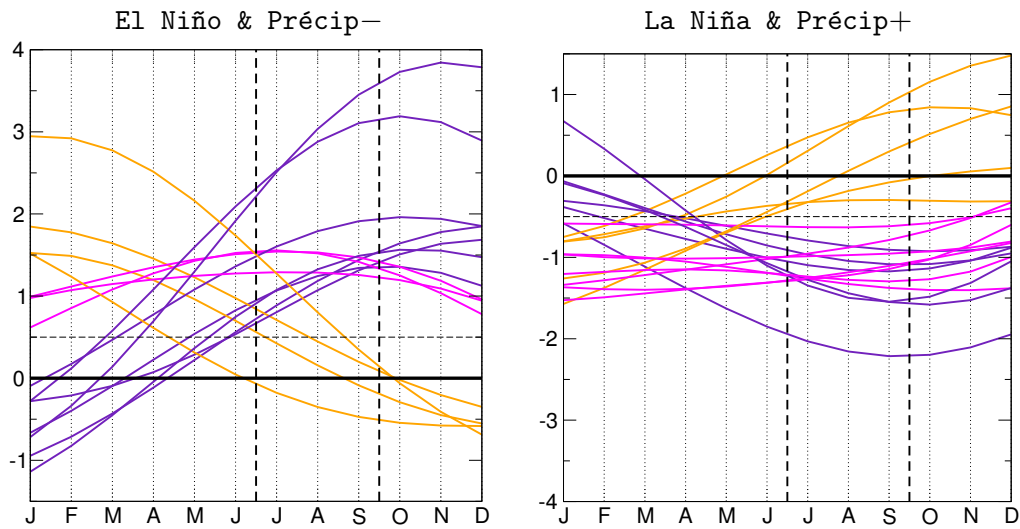


Figure 4.6 – Évolution de l'indice ENSO pour les années caractérisées par la co-occurrence d'un événement des précipitations et d'un événement ENSO de signe opposé (cf. fig. 2 article-2). Les couleurs signalent le début (violet), la maturité (magenta), ou la fin (orange) d'un événement ENSO.

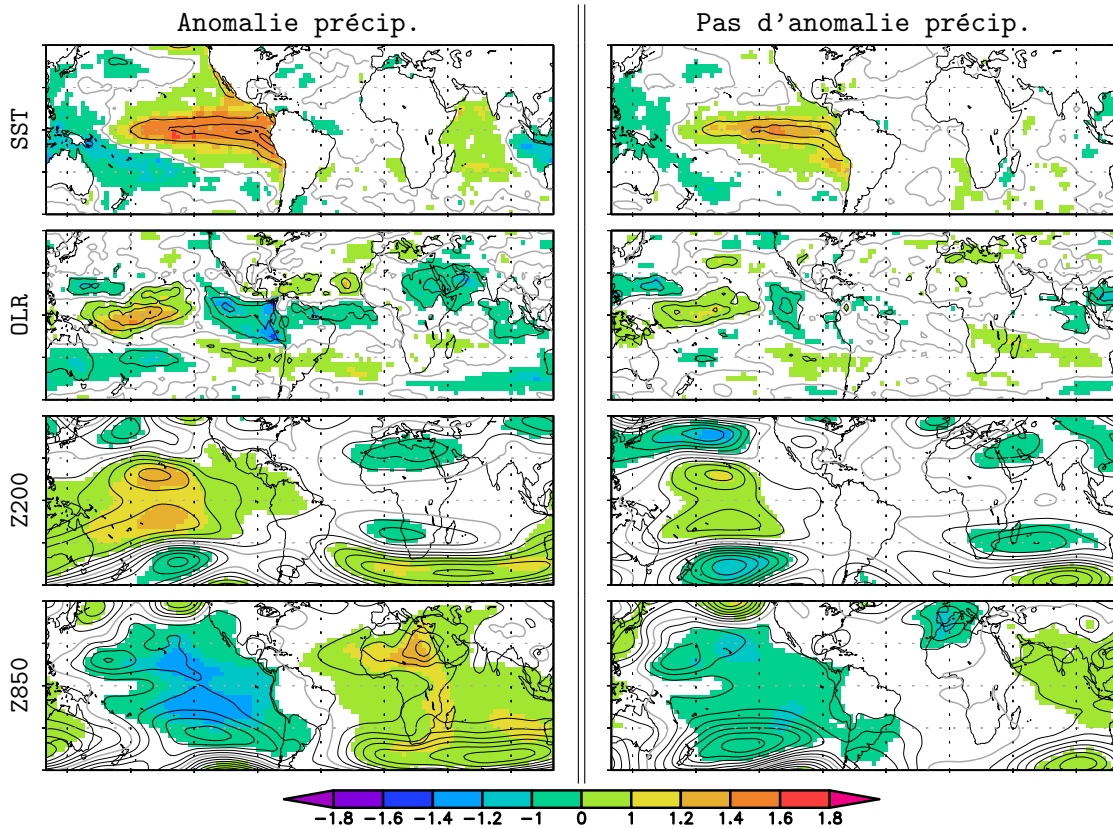


Figure 4.7 – Composites JAS des débuts d'événements ENSO dans la simulation f-SST. Même conventions que pour les figures 3 et 4 de l'article-2.

Niña qui ne coïncident pas avec une anomalie de précipitations. La figure 4.7 illustre ces deux classes de début d'événement ENSO à l'aide de quelques composites Niño-Niña.

- Dans la simulation forcée, les événements ENSO qui *stimulent* une téléconnexion avec la mousson présentent déjà un signal dans l'Indien : ce sont donc des événements précoces. Si l'on compare avec la figure 3 de l'article-2, la réponse de l'OLR, décalée vers l'ouest par rapport aux réanalyses, est assez faible, ce qui est surprenant, puisque nous avons vu au paragraphe 2.2.2 que la variabilité des pluies est surestimée sur l'ouest du Pacifique dans cette simulation sans couplage océan-atmosphère. La réponse à 200 hPa est bien développée au dessus du Pacifique, mais ne s'étend pas vers l'est comme dans les réanalyses, ce qui est cohérent avec le léger – mais suffisant – retard décelé par la figure 4.5.
- Si l'on compare avec les débuts d'événements ENSO qui *ne stimulent pas* de téléconnexion, l'anomalie de SST est un peu plus faible, et la réponse en OLR devient ténue. On obtient malgré tout une réponse significative du géopotential sur le Pacifique ; par contre, l'anomalie en basses-couches n'atteint pas l'Afrique.

Le signal en SST dans l'océan Indien est-il nécessaire au développement d'une téléconnexion ENSO dans Arpège-Climat ? Ce signal n'apparaît pas lorsque l'on étudie la téléconnexion dans les observations ou les réanalyses, que ce soit à l'aide de la MCA (fig. 4.3) ou des composites (fig. 4.4). Rowell (2001) et Trzaska et Janicot (2003) ont eux aussi mis en avant le rôle de l'océan Indien dans leurs simulations forcées. Serait-ce justement une spécificité des simulations forcées ? Nous avons vu dans l'article-2 que dans le modèle couplé CNRM-CM3 la téléconnexion ENSO a lieu en fin d'événement, quand des anomalies de SST sont présentes dans l'Atlantique et l'Indien tropical. Nous reviendrons sur le rôle des autres bassins pour la téléconnexion ENSO au paragraphe 4.4.2.

4.3 La téléconnexion ENSO dans les simulations du GIEC

Les simulations CMIP3 réalisées pour le quatrième rapport du GIEC (§ 2.3) sont une formidable base de données pour qui cherche à évaluer ce dont les modèles couplés actuels sont capables. L'article-1 met en évidence la diversité des liens ENSO-mousson simulés. L'article-2 montre qu'une telle hétérogénéité est en partie attribuable au déroulement temporel de la téléconnexion ENSO. Toutefois, l'article-2 n'explique pas *pourquoi* les modèles présentent souvent un retard au démarrage des événements ENSO, ainsi qu'un retard dans leur réponse sur l'Afrique. La suite de cette section tente donc de donner quelques éléments de réponse.

4.3.1 Simulation de l'ENSO

Un certain nombre d'études ont scruté l'ENSO sous toutes ses coutures dans les simulations du GIEC (van Oldenborgh et al., 2005 ; Guilyardi, 2006 ; AchutaRao et Sperber, 2006 ; Capotondi et al., 2006 ; Joseph et Nigam, 2006 ; Leloup et al., 2008). Notre démarche est ici assez différente, puisque nous nous intéressons à un seul aspect de l'ENSO : la date de *onset*. De ce point de vue, la figure 12 de l'article-2 est très synthétique, mais insuffisante. Un retard d'un mois est clairement diagnostiqué pour une majorité de modèles. Toutefois, ce diagnostic repose sur la sélection d'événements qui ont une signature à l'automne, comme dans les observations. Cette vision très « intégrée » ne rend compte ni de la dispersion entre événements au sein de chaque simulation, ni de ce qui différencie les événements Niño des événements Niña.

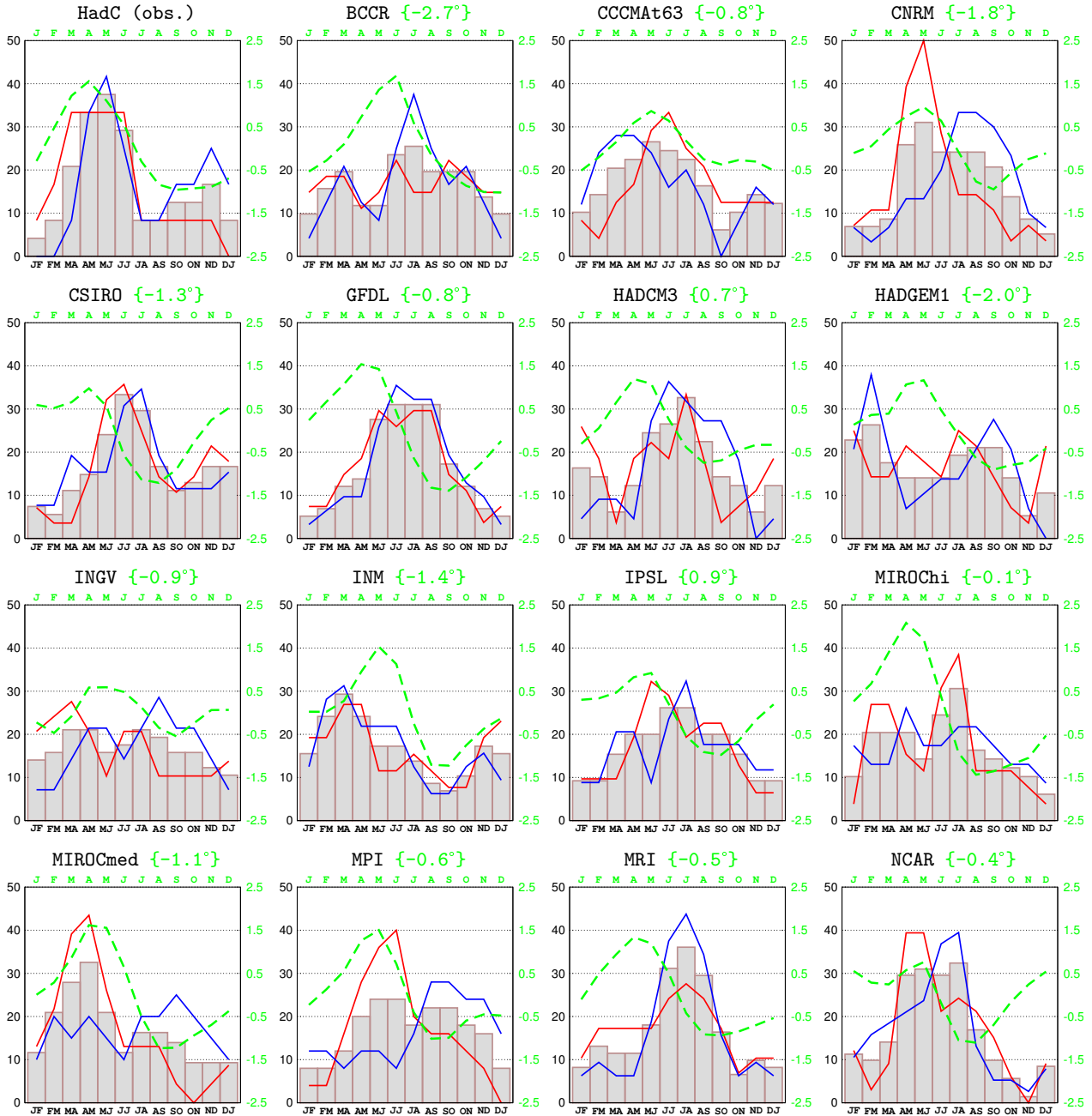


Figure 4.8 – Mois de l'onset : fréquence en pourcentage du nombre d'événements total, par fenêtres de deux mois. Événements Niño (courbe rouge), Niña (courbe bleue), et tous événements confondus (histogramme). Les événements ENSO sont définis comme au § 3.b de l'article-2. La courbe verte balise le cycle annuel des SST dans la région Niño-3 (en anomalie par rapport à la moyenne annuelle de la simulation). Entre accolades est mentionné le biais du modèle par rapport aux observations dans la région Niño-3.

La figure 4.8 présente au cours de l'année la fréquence d'occurrence des *onsets*, tels que définis dans l'article-2 ⁴. Dans les observations, la plupart des événements démarrent entre mars et juillet (histogramme), au moment où, à l'est du Pacifique équatorial, les SST sont climatologiquement les plus chaudes et commencent à se refroidir (courbe verte) sous l'influence des alizés. On notera cependant qu'un certain nombre d'événements La Niña démarrent entre octobre et décembre (courbe bleue), et consistent donc en la persistance de SST plus froides pendant l'hiver, jusqu'au printemps suivant. Dans les modèles, les résultats peuvent être parfois très différents :

- Lorsque l'on prend en compte l'ensemble des événements (histogramme), le seuil arbitraire de 30% n'est franchi que par huit simulations, dont trois seulement présentent un pic de largeur comparable aux observations (GFDL, MRI, et NCAR). Le pic d'occurrence est en retard d'au moins un mois dans six des huit simulations sélectionnées, ce qui corrobore le résultat de l'article-2. Ce retard ne semble pas lié au cycle annuel des SST de la région Niño-3, qui est plutôt réaliste dans ces simulations.
- Pour les sept simulations qui n'atteignent pas le seuil de 30% – soit près de la moitié des simulations étudiées – les événements ENSO sont susceptibles de survenir à tout moment de l'année. C'est particulièrement net pour les simulations BCCR et INGV, et cela ne semble pas directement lié aux biais du cycle annuel des SST de la région Niño-3.

On pourra remarquer que certaines simulations présentent des comportements temporels différents dans les cas Niño *versus* Niña (courbes rouges et bleues). C'est le cas, par exemple, de CCCMA63, CNRM, MIROCmed, MPI, et NCAR. Pour ces modèles, les mécanismes physiques ne sont manifestement pas comparables pour les phases chaudes et pour les phases froides. Il faudrait à présent essayer de comprendre, dans chaque simulation, le phasage de l'*onset* des événements ENSO par rapport au cycle annuel (vents, thermocline, etc.). C'est un travail conséquent, que nous n'avons pas pu entreprendre.

Nos résultats sont peut-être dépendants de la méthode utilisée pour détecter les dates de début d'événements ENSO. Le filtrage temporel, l'utilisation de l'ACP, le seuil utilisé, sont autant de paramètres qui peuvent être remis en question. Pourtant, même si l'on utilise un diagnostic plus simple, comme le cycle annuel des écarts-type mensuels de SST, la diversité des phasages de l'ENSO dans les simulations ne fait aucun doute. C'était déjà le constat d'AchutaRao et Sperber (2002) avec les modèles CMIP2.

En définitive, la figure 4.8 met le doigt sur un point critique de la simulation des téléconnexions ENSO. Si, dans près d'un modèle sur deux, les événements ENSO sont susceptibles de se mettre en place à tout moment de l'année, alors les influences sur la mousson africaine peuvent prendre des formes différentes au sein d'une même simulation. Or le phasage de l'ENSO est difficile à comprendre, et ne semble pas lié directement aux biais du cycle annuel, qui a été étudié en détail dans les simulations du GIEC par Guilyardi (2006). Même si la simulation de l'ENSO a été nettement améliorée dans les modèles couplés (AchutaRao et Sperber, 2006), certains aspects cruciaux restent manifestement à perfectionner si l'on veut mieux représenter la variabilité tropicale.

⁴Début d'une séquence d'au moins six mois au cours de laquelle l'indice ENSO est – en valeur absolue – supérieur à la moitié de son écart-type.

4.3.2 Détail de la réponse atmosphérique

La diversité des déroulements temporels dans les simulations couplées est-elle à l'origine de mécanismes physiques différents ? Pour répondre à cette question, nous allons étudier les anomalies de grande-échelle qui expliquent le lien ENSO–mousson dans les simulations couplées. La figure 13 de l'article-2 illustre la téléconnexion en corrélant la CP des précipitations aux anomalies de SST JAS. On peut calculer le même type de corrélations (et régressions) en utilisant d'autres champs simulés ; toutefois, le nombre de cartes augmente rapidement. Pour comparer aux réanalyses, nous avons donc choisi trois paramètres : l'OLR, qui rend compte des anomalies de convection sur le Pacifique et sur l'Afrique ; et le géopotentiel à 200 hPa et 850 hPa, qui illustre les principaux mécanismes de la téléconnexion ENSO. Les modèles sont regroupés comme dans l'article-2, selon que leur téléconnexion intervient plutôt au début (groupe-A), au milieu (groupe-B), ou à la fin (groupe-C) des événements ENSO.

Groupe-A

Les quatre modèles du groupe-A sont ceux qui présentent un déroulement temporel semblable aux observations. La figure 4.9 permet d'emblée de mettre de côté la simulation du NCAR, dont la réponse en géopotentiel est faible, et le signal en OLR du mauvais signe sur l'Afrique de l'ouest. Les trois simulations HADCM3, IPSL, et MRI ont par contre des réponses de grande-échelle très proches des réanalyses, avec quelques particularités :

- La simulation du MRI présente une réponse rapide, forte, et systématique (corrélations supérieures à 0.8). Nous avons déjà noté (fig. 13 de l'article-2) que dans cette simulation, des anomalies de SST se mettent en place dans l'Atlantique et dans l'Indien dès l'onset des événements ENSO. Cette réponse atypique n'est peut-être pas sans lien avec le fait que ce modèle utilise une correction de flux.
- S'il fallait ne retenir qu'une simulation, ce serait – selon nos critères très spécifiques – la simulation HADCM3. La simulation de l'IPSL est, elle aussi, proche des réanalyses, sauf sur l'Afrique de l'ouest, où la réponse aux phases chaudes de l'ENSO consiste en un décalage vers le sud de la ZCIT, d'où une anomalie positive sur le continent, contrairement à ce qui est observé.

Groupe-B

Pour les simulations INM et MIROCmed, le déroulement temporel de la téléconnexion est difficile à catégoriser :

- Dans la simulation INM, les événements ENSO démarrent tôt, en fin d'hiver (fig. 4.8). En JAS, au moment de la mousson, l'anomalie de SST est maximale dans l'ouest du bassin (fig. 13 de l'article-2), d'où un décalage vers l'ouest de la réponse en OLR et en géopotentiel (fig. 4.10).
- Dans la simulation MIROCmed, le lien SST–mousson est faible (fig. 13 de l'article-2), mais la structure des anomalies d'OLR et de géopotentiel ressemble aux réanalyses.

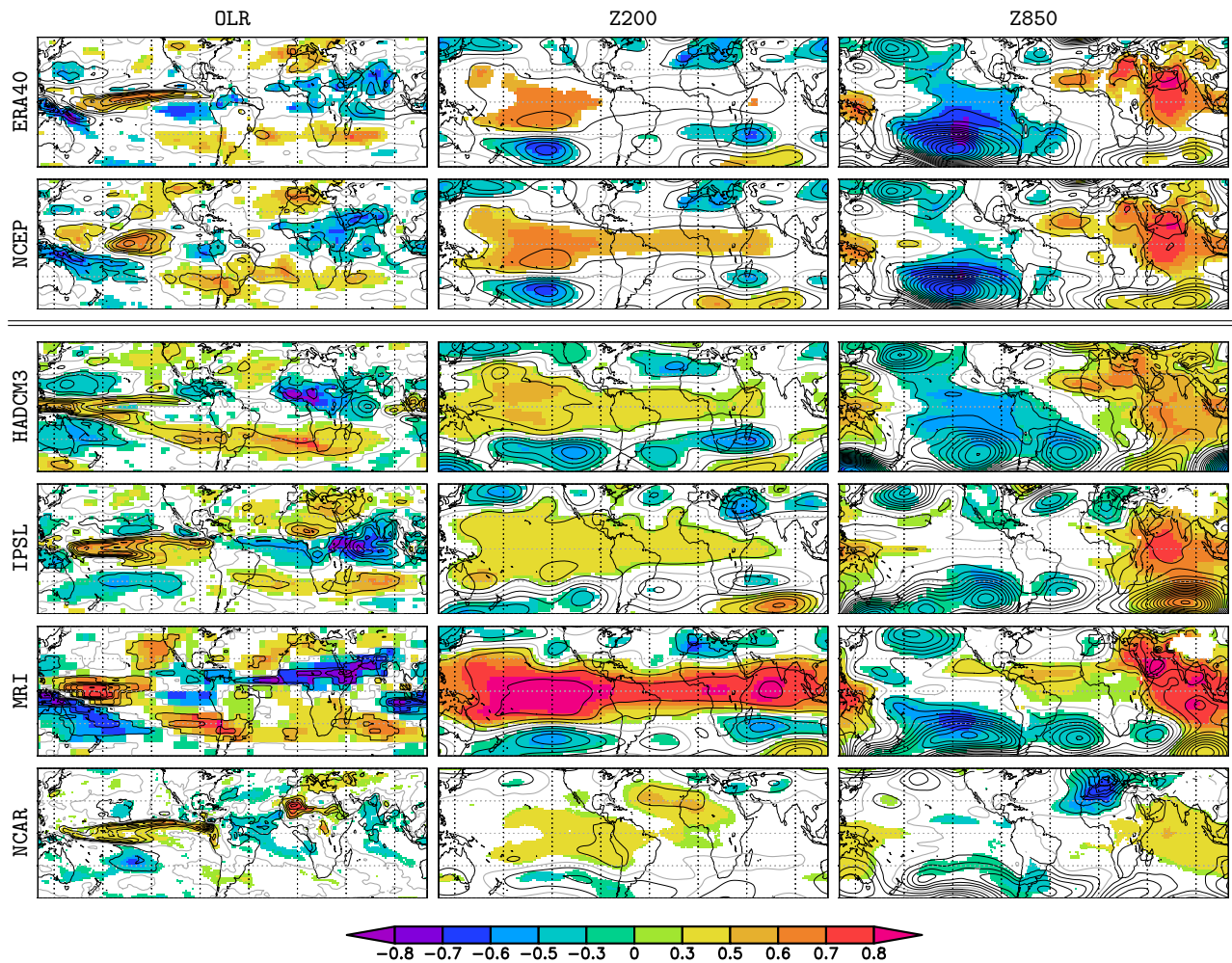


Figure 4.9 – Groupe-A : corrélations (couleurs) et régressions (isolignes) de la CP des précipitations (fig. 13 de l'article-2) avec les anomalies de différents champs. Pour ERA40 et NCEP, c'est la CP détectée pour les observations qui est utilisée. L'écartement des isolignes est de 2 W/m^2 pour l'OLR, 5 mgp pour le Z200, et 1 mgp pour le Z850.

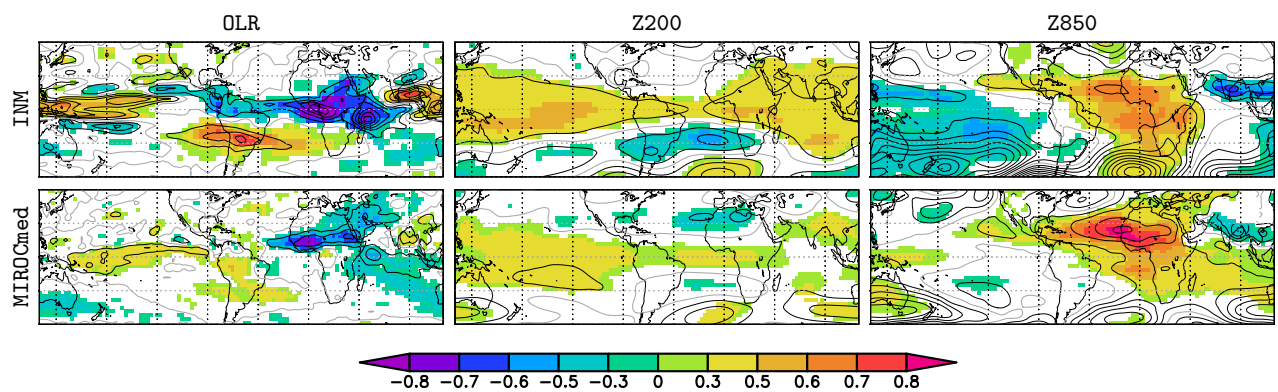


Figure 4.10 – Groupe-B : mêmes conventions que pour la figure 4.9.

Groupe-C

Pour six simulations, la téléconnexion a plutôt lieu à la fin des événements ENSO. En fonction de la persistance des anomalies de SST (fig. 13 de l'article-2), on peut distinguer deux types de réponses atmosphériques :

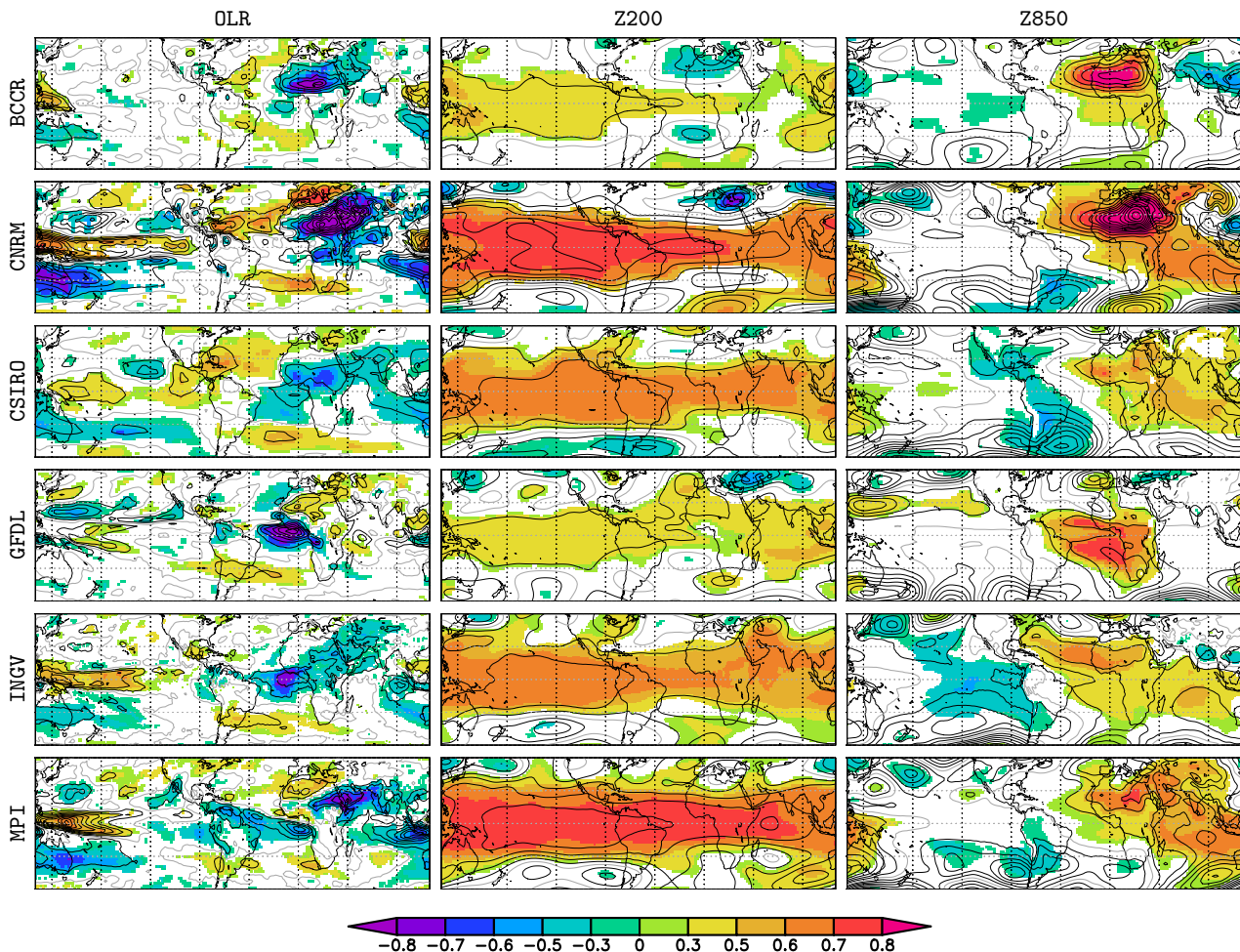


Figure 4.11 – Groupe-C : mêmes conventions que pour la figure 4.9.

- Les quatre simulations CNRM, CSIRO, INGV, et MPI, présentent un défaut caractéristique de certains modèles couplés (Leloup et al., 2008) : les événements ENSO se terminent à l'ouest du bassin. L'été qui suit la phase mature de l'ENSO, on a donc un signal en OLR qui persiste à l'ouest du Pacifique, de manière très marquée pour les simulations CNRM et MPI (fig. 4.11). À 200 hPa, les quatre simulations sont caractérisées par une anomalie de géopotential généralisée à toute la bande tropicale. Des coupes verticales (non montrées) montrent que c'est l'ensemble de la troposphère libre qui est plus chaude (froide) en JAS à la fin des événements El Niño (La Niña). À 850 hPa, ces simulations sont caractérisées par une anomalie de géopotential qui s'étend de l'océan Indien à l'Afrique de l'ouest, comme dans les réanalyses, mais un an plus tard.
- Dans les simulations BCCR et GFDL, le signal s'est nettement affaibli sur l'océan Pacifique en JAS. Pour BCCR, la réponse est proche de celle de MIROCmed (fig. 4.10). Le cas du GFDL est particulier : dans cette simulation les pics de l'ENSO sont suivis, six mois plus tard, par des événements de type Atlantic Niño très forts, et de signe opposé. C'est

d'ailleurs le seul modèle à présenter une telle variabilité des SST dans le golfe de Guinée. Le signal sur l'Afrique est donc une réponse régionale aux anomalies de SST.

En conclusion...

La classification mise en place dans l'article-2 à partir des caractéristiques temporelles de la téléconnexion s'avère très pertinente pour décrire les mécanismes de grande-échelle. Ces résultats dépassent largement le cadre de la variabilité de la mousson africaine, et rejoignent les conclusions d'autres études de la variabilité tropicale dans les simulations CMIP3. Saji et al. (2006) ont en effet montré que pour quelques modèles, dont CNRM-CM3, le réchauffement de l'océan Indien en réponse à l'ENSO est en retard de plusieurs mois. S'intéressant à la mousson de l'Asie du sud, Annamalai et al. (2007) montrent que les modèles qui reproduisent le mieux l'influence de l'ENSO sont ceux qui simulent correctement l'évolution temporelle et la localisation des anomalies de SST dans le Pacifique équatorial.

4.3.3 Réponse des précipitations

À grande-échelle, la réponse à l'ENSO dans les simulations du GIEC met en jeu des anomalies de géopotential assez cohérentes (fig. 4.9, 4.10, et 4.11), mais avec des déroulements temporels différents. Par contre, nous avons montré dans l'article-1 qu'en termes de précipitations sur l'Afrique de l'ouest on obtient une grande diversité de réponses. Nous n'allons pas entrer dans le détail de la dynamique de mousson propre à chaque modèle. Par contre, une telle diversité des réponses à l'ENSO n'est pas sans faire écho à la diversité des réponses au changement climatique (4^e rapport du GIEC). Les deux réponses auraient-elles des points communs ?

En utilisant un modèle de complexité intermédiaire, Neelin et al. (2003) proposent un mécanisme – qu'ils appellent « upped ante mechanism » (cf. article-2) – susceptible d'expliquer à la fois la réponse de la convection tropicale au changement climatique, mais aussi la réponse à l'ENSO dans certaines régions. Douville et al. (2006) montrent que dans les simulations du GIEC les relations entre précipitations et températures globales à l'échelle interannuelle ont un lien apparent avec la sensibilité hydrologique des modèles au renforcement de l'effet de serre. Selon eux, l'ENSO pourrait représenter un substitut intéressant au réchauffement global pour tester les modèles. Ces dernières années, plusieurs auteurs se sont intéressés aux possibles liens entre les réponses à l'ENSO et au changement climatique (Vecchi et Soden, 2007 ; Chou et Tu, 2008 ; Lu et al., 2008). Bien que le réchauffement en surface prévu par les modèles prenne l'aspect d'un événement El Niño sur le Pacifique, ces études montrent que l'impact du réchauffement sur l'atmosphère et sur les précipitations tropicales ne fait pas intervenir les mêmes mécanismes que l'ENSO. Qu'en est-il à l'échelle régionale ?

La figure 4.12 compare les anomalies de précipitations obtenues sur l'Afrique tropicale en réponse à l'ENSO et en réponse au changement climatique, pour les trois groupes de simulations CMIP3 distingués dans ce chapitre. On remarquera d'emblée la diversité des réponses au changement climatique. Par contre, il n'y a aucun lien apparent entre les réponses à l'ENSO et au changement climatique. On aurait pu s'attendre, par exemple, à trouver des points communs dans les réponses des simulations du groupe-C, pour lesquelles la mousson est influencée à la fin des événements El Niño, au moment où l'ensemble de la troposphère tropicale est plus chaude que la normale. Mais cela n'est pas le cas...

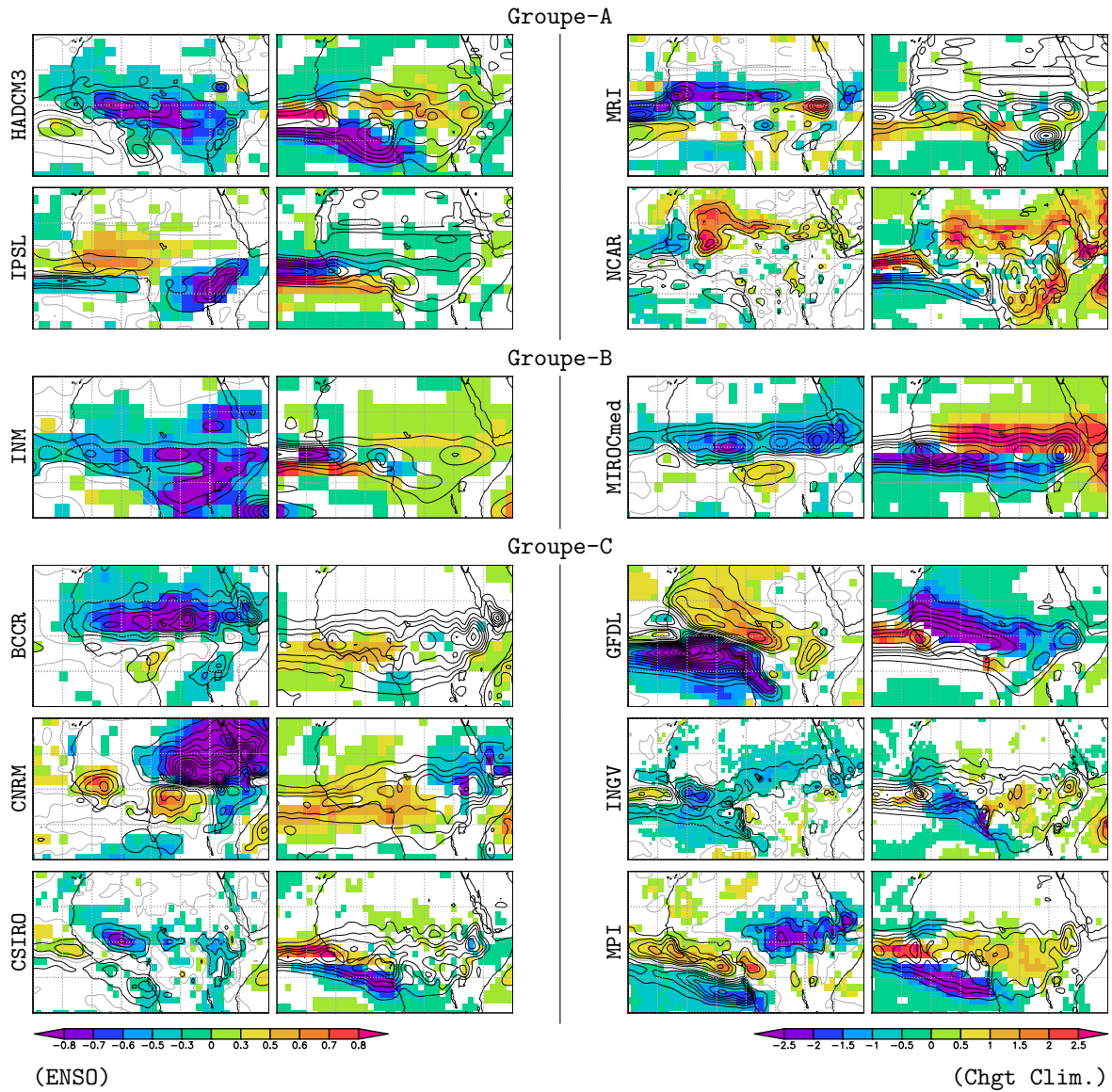


Figure 4.12 – Réponse des précipitations dans les simulations couplées : ENSO vs changement climatique. Carte de gauche : carte homogène des précipitations JAS. Mêmes conventions que pour la fig. 4.9 avec un espacement des isolignes de 0.2 mm/j. Carte de droite : différence des précipitations moyennes JAS entre la seconde moitié du xx^e siècle (scénario SRES-A2) et la deuxième moitié du xx^e siècle. Anomalies en mm/j et en couleur lorsqu'elles sont significatives au seuil 95% d'après le test de Student ; et moyenne 1951–2000 en isolignes avec un espacement de 2 mm/j.

Pour l'Afrique de l'ouest, la réponse des pluies de mousson à l'augmentation des concentrations en GES est tout aussi incertaine que la réponse à l'ENSO dans les modèles couplés. Dans les deux cas, les mécanismes mis en jeu sont manifestement différents. À partir des simulations du GIEC, Vecchi et Soden (2007) montrent que les circulations moyennes s'affaiblissent avec le réchauffement climatique, en particulier la circulation de Walker. Lu et al. (2008) confirment l'affaiblissement de la cellule de Hadley, et montrent que son extension latitudinale s'accompagne d'un déplacement des *jets* vers les pôles. Tan et al. (2008) et Chou et al. (2008) pointent du doigt l'augmentation de la vapeur d'eau dans la basse-troposphère, qui entraîne une convergence d'humidité accrue au niveau de la branche ascendante de la circulation de Hadley, d'où une augmentation des précipitations dans les régions de forte convection, et une réduction dans les régions de subsidence.

Ce court aparté sur la question du changement climatique laisse la porte ouverte à d'autres hypothèses et d'autres études. D'éventuelles similitudes entre les deux réponses nous auraient amenés à pronostiquer un assèchement du Sahel au cours du XXI^e siècle, comme lors d'un événement El Niño. L'absence de conclusion laisse donc l'espoir d'un avenir climatique moins pessimiste pour la fragile bande sahélienne ; mais l'incertitude reste entière.

4.4 Simulations avec tension de vent ERA40

L'article-2 décrit une expérience de sensibilité réalisée à l'aide du modèle couplé CNRM-CM3, pour laquelle la tension de vent quotidienne ERA40 est prescrite au modèle d'océan sur le Pacifique tropical⁵. Un tel protocole permet de stimuler la chronologie historique de l'ENSO dans le modèle couplé (fig. 7 de l'article-2). Par contre, la téléconnexion avec la mousson, bien que nettement plus faible (fig. 8 de l'article-2), a toujours lieu à la fin des événements ENSO. Que se passe-t-il si l'on perturbe plus encore le système ? Dans ce qui suit, nous présentons les résultats de l'expérience GLOBE, pour laquelle la tension de vent est prescrite sur *toute* la surface des océans.

4.4.1 État moyen et variabilité

Forçage de la tension de vent

La tension de vent ERA40, choisie pour contraindre le modèle d'océan, est-elle très différente de celle simulée par CNRM-CM3 ? Le choix du forçage et les détails du protocole sont présentés au paragraphe 2.2. La figure 4.13 compare sommairement la tension de vent moyenne des saisons JFM et JAS. Il y a globalement un bon accord entre les vents réanalysés et ceux simulés, excepté dans quelques régions. À l'est du Pacifique, les alizés sont bien trop zonaux dans la simulation couplée. L'Atlantique équatorial présente aussi des biais importants. Quel est l'impact de ces biais pour les SST simulées par le modèle d'océan ?

État moyen des SST

La figure 4.14 compare les biais de SST dans la simulation couplée de référence et dans la simulation GLOBE. Globalement, le forçage de la tension de vent ne modifie pas beaucoup les biais du modèle couplé. Le biais froid de l'hémisphère nord est même nettement amplifié.

⁵Cette simulation – nommée CNRM+ws dans l'article-2 – est surnommée PACIF dans ce qui suit...

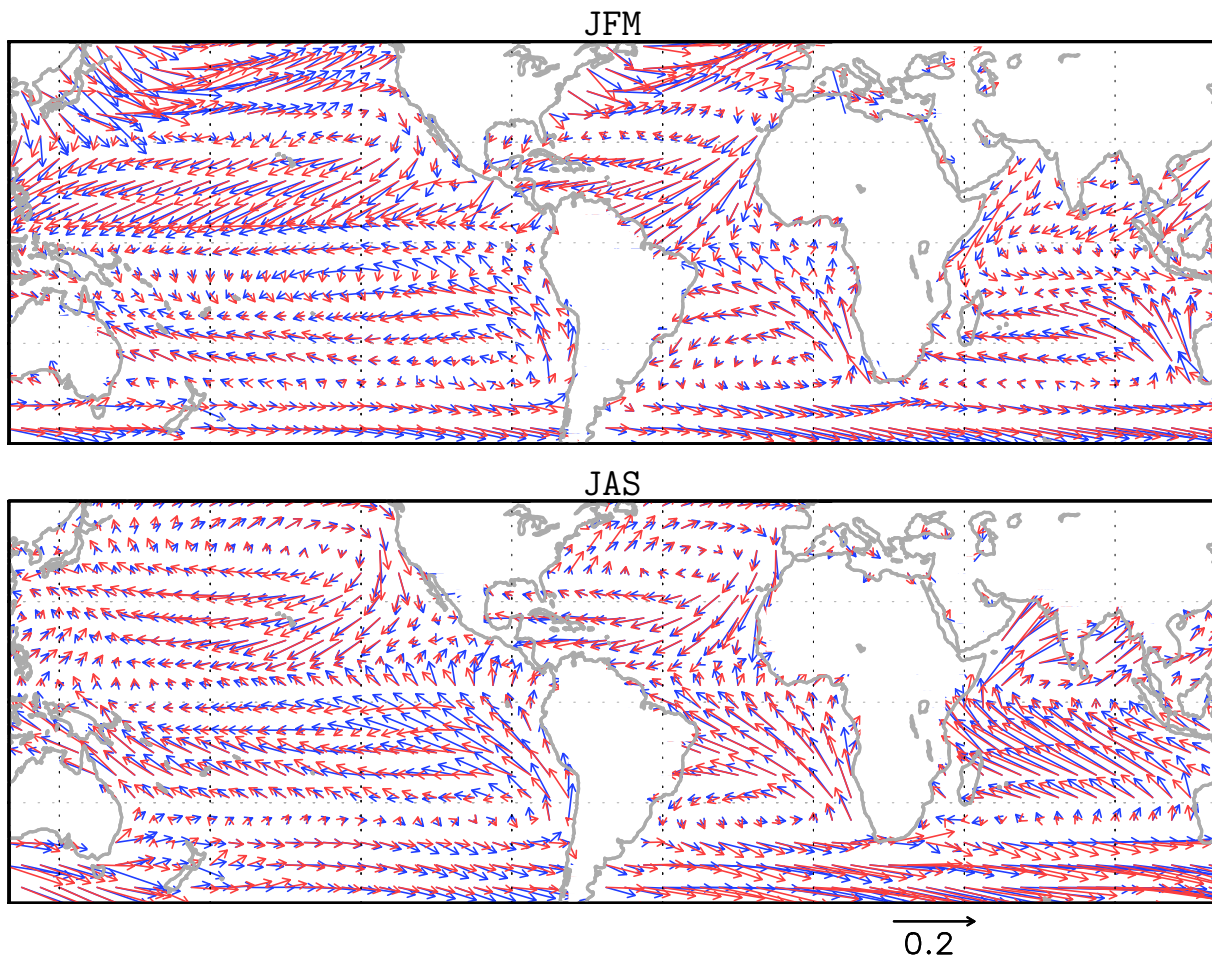


Figure 4.13 – Tension de vent réanalysée ERA40 (en bleu) et simulée par CNRM-CM3 (en rouge).

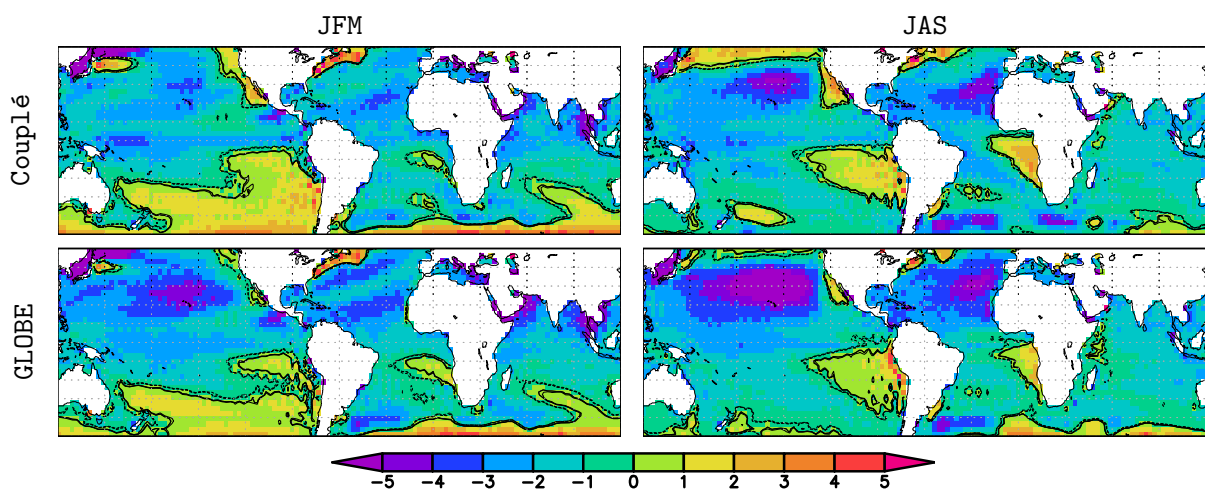


Figure 4.14 – Biais des SST simulées relativement aux observations HadC pour la période 1960–2001. Les isolignes correspondent aux seuils de significativité 90%, 95%, et 99% (test de Student).

Sous les tropiques par contre, le vent ERA40 améliore la climatologie du modèle : le biais froid est un peu réduit à l'ouest des différents bassins, et le biais chaud diminue dans les zones d'*upwelling* à l'est du Pacifique et de l'Atlantique.

La figure 4.15 montre que le forçage de la tension de vent améliore le cycle annuel des SST du Pacifique équatorial et du golfe de Guinée. L'amplitude et le phasage temporel sont désormais très proches des observations dans la simulation. Nous avons cependant choisi de ne pas étudier en détail les processus océaniques par lesquels le forçage en tension de vent modifie les SST.

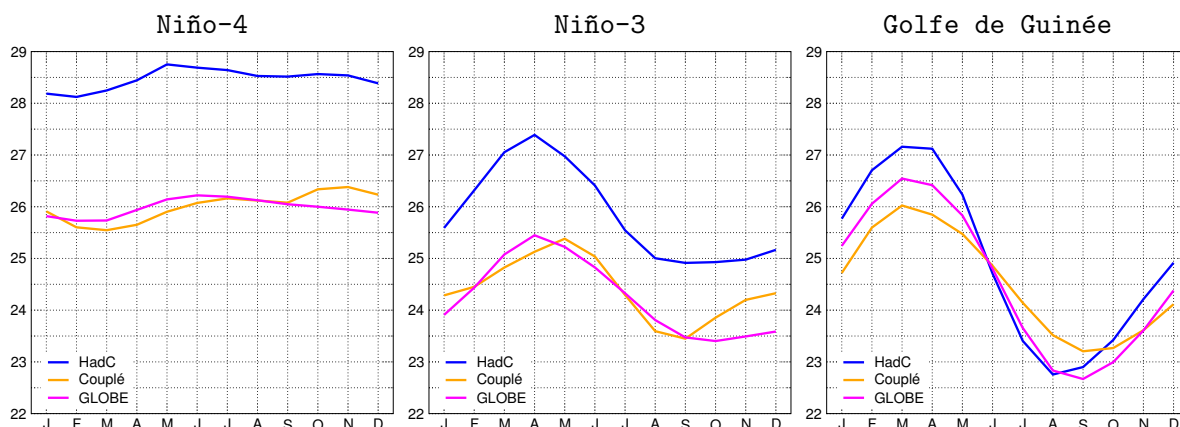


Figure 4.15 – Cycle annuel des SST simulées.

Variabilité des SST

L'article-2 montre que sur le Pacifique, contraindre la tension de vent suffit à stimuler la chronologie historique des événements ENSO. Est-ce qu'un forçage sur tout le globe permet d'exciter d'autres modes de variabilité que l'ENSO ?

Le tableau 4.1 reprend le découpage géographique de la figure 3.1. Pour chaque bassin, une MCA est calculée entre les anomalies mensuelles des SST observées (HadC) et simulées (expériences PACIF et GLOBE). Seuls les modes qui présentent une SCF et une corrélation des CP significatives au seuil 95% sont retenus. Il est à noter que l'on n'obtient pas de deuxième mode significatif.

	PACIF		GLOBE	
	SCF	Corr.	SCF	Corr.
Pacifique tropical (PT)	99%	0.90	99%	0.91
Atlantique tropical (AT)	96%	0.56	92%	0.60
Golfe de Guinée (GG)			96%	0.48
Indien tropical (IT)	93%	0.66	92%	0.65
Pacifique nord (PN)				
Atlantique nord (AN)				
Méditerranée (M)				
Pacifique sud (PS)	60%	0.79	75%	0.86
Atlantique sud (AS)				
Indien sud (IS)				

Tableau 4.1 – Modes significatifs obtenus lors de la MCA entre les anomalies mensuelles de SST observées (HadC) et simulées (PACIF et GLOBE). Le *moving block bootstrap* utilise ici des blocs de six mois.

- Dans l'expérience PACIF, le forçage a un impact sur la variabilité des SST à la fois localement (la corrélation entre l'ENSO observée et simulée est de 0.90), mais aussi à distance, du fait des « ponts atmosphériques » entre les bassins. L'influence de l'ENSO sur les autres bassins n'est pas instantanée. La figure 4.16 présente les corrélations décalées entre la CP obtenue pour le Pacifique tropical (*i.e.* l'ENSO) et la CP des modes obtenus pour les autres bassins. Dans la simulation PACIF (en haut à gauche), l'Atlantique tropical, l'Indien tropical, et le Pacifique sud sont liés à l'ENSO (corrélations supérieures à 0.8). Ces influences à distance de l'ENSO requièrent toutefois un à deux mois de plus que dans les observations (en bas à gauche), et le lien avec l'Atlantique tropical est plus fort que dans les observations.
- Par comparaison des deux expériences, le tableau 4.1 montre que le forçage du vent sur tout le globe a un effet dans deux régions : le golfe de Guinée (où un mode significatif apparaît) et le Pacifique sud (où la corrélation avec les observations est accrue). La figure 4.16 révèle que dans la simulation GLOBE (en haut à droite) le mode qui apparaît dans le golfe de Guinée est lié à l'ENSO, contrairement au mode observé (en bas à droite). La figure 4.16 montre aussi que le lien avec l'Atlantique tropical est modifié par le forçage de la tension de vent : le signal est plus précoce, et désormais synchronisé avec l'Indien tropical.

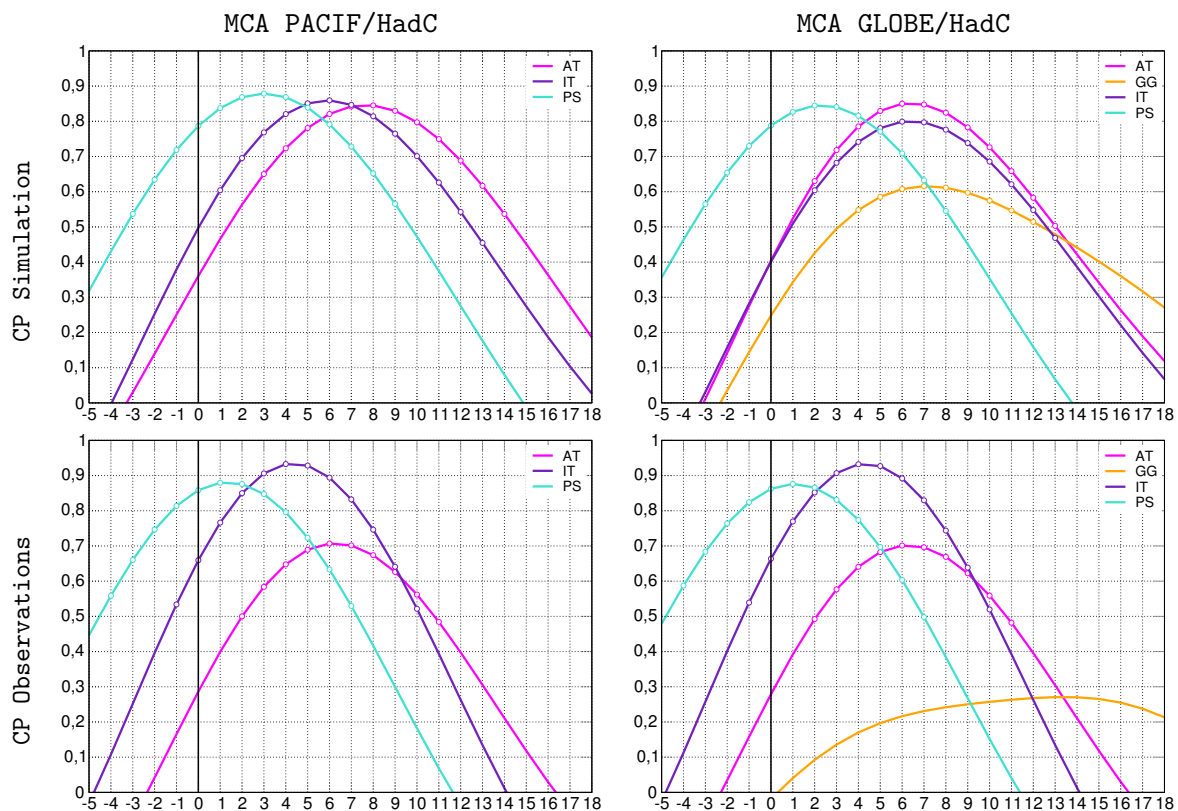


Figure 4.16 – À l'issue des MCA du tableau 4.1, la CP obtenue pour le Pacifique tropical est corrélée, de façon décalée, aux CP obtenues pour les autres bassins (AT, GG, IT, PS, cf. tab. 4.1). Le calcul est effectué en utilisant séparément les CP des modes simulés (en haut), et les CP des modes observés (en bas). Les pastilles blanches indiquent les valeurs significatives au seuil 95%.

D'après le tableau 4.1 et la figure 4.16, le forçage de la tension de vent sur l'ensemble des bassins dans l'expérience GLOBE module la réponse à l'ENSO dans l'Atlantique, et stimule un mode de variabilité dans le golfe de Guinée, qui est en partie lié aux fins d'événements

ENSO (fig. 4.16). Quelles sont les anomalies du vent ERA40 à l'origine de cette variabilité dans le Pacifique tropical et le golfe de Guinée ?

La figure 4.17 montre que ce sont des anomalies de vent d'ouest dans l'ouest du Pacifique qui stimulent l'ENSO dans l'expérience GLOBE. Dans le golfe de Guinée, ce sont des anomalies de vent d'ouest entre 10°S et 20°S qui sont à l'origine d'un mode qui ressemble beaucoup à l'Atlantic Niño observé. Les anomalies du vent ont probablement un effet sur la thermocline et l'*upwelling*, mais il faudrait des talents d'océanographe pour en expliquer les mécanismes. En définitive, le Pacifique équatorial et l'Atlantique équatorial semblent être les deux seules régions pour lesquelles le forçage du vent ERA40 permet de stimuler un mode de variabilité propre au bassin dans CNRM-CM3.

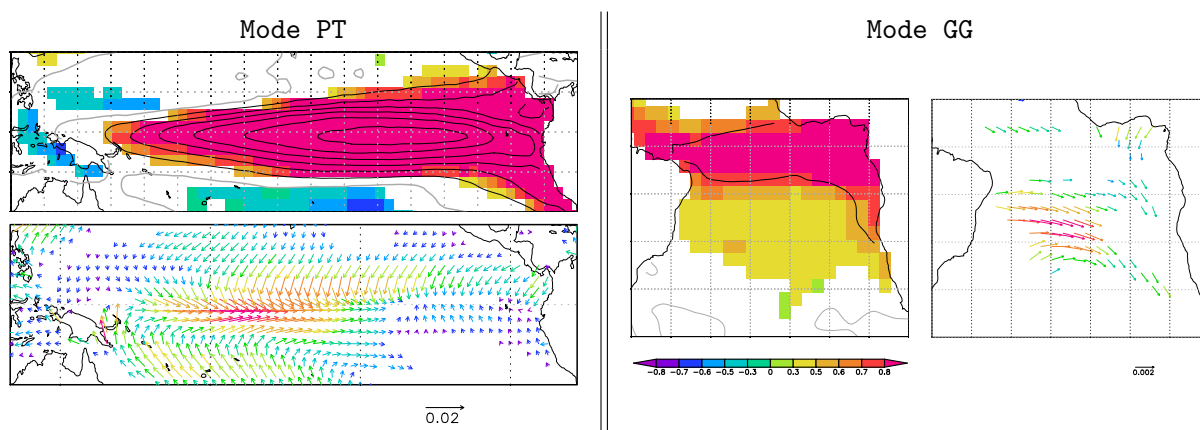


Figure 4.17 – Expérience GLOBE : les CP des modes PT et GG du tableau 4.1 sont utilisées pour calculer les corrélations (couleurs) et régressions (isolignes avec un espacement de 0.2°C) avec les anomalies de SST simulées (carte homogène), ainsi que les régressions avec les deux composantes des anomalies de la tension de vent ERA40 (vecteurs dont la couleur représente la norme).

4.4.2 Rôle des autres bassins pour la téléconnexion ENSO

Expérience PACIF

L'article-2 n'explique pas pourquoi dans l'expérience PACIF le lien ENSO–mousson est plus faible que dans la simulation couplée de référence. Est-ce dû aux caractéristiques temporelles de l'ENSO, ou à l'amplitude des événements, qui ont pu être modifiées par le forçage ? Pour répondre à cette question, nous allons comparer quatre points névralgiques de la téléconnexion simulée. La figure 4.18 s'inspire de la figure 11 de l'article-2 et propose des régressions décalées entre la CP des précipitations, et les indices de SST (dans le Pacifique) et de géopotential (au dessus de l'Afrique) définis dans l'article-2.

La figure 4.18 montre que les anomalies de SST sont diminuées d'environ un tiers dans l'expérience PACIF. On notera aussi que dans la région Niño-4 le cycle de vie des anomalies de SST est un peu en avance sur la simulation de référence, d'où une érosion plus rapide (un ou deux mois plus tôt). En termes de géopotential au dessus de l'Afrique, les anomalies sont aussi plus faibles (d'un quart à un tiers), mais leur *timing* est inchangé. Il semble donc que ce soit surtout l'amplitude des anomalies qui explique l'affaiblissement du lien ENSO–mousson dans l'expérience PACIF.

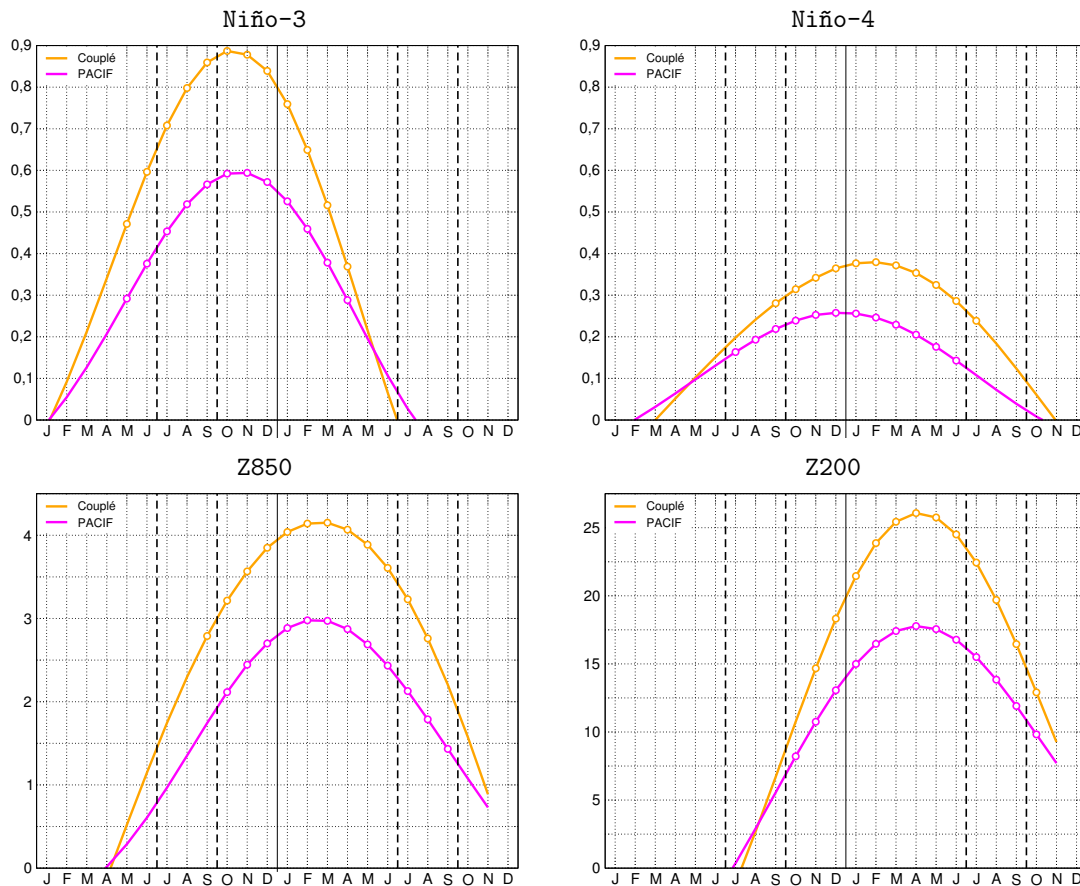


Figure 4.18 – Simulation CNRM-CM3 vs expérience PACIF : régressions entre la CP des précipitations et les indices de SST (sur le Pacifique équatorial) et de géopotentiel (au dessus de l'Afrique) définis pour la fig. 11 de l'article-2. Les pastilles blanches indiquent les valeurs significatives au seuil 95%.

Expérience GLOBE

L'expérience GLOBE peut-elle nous en apprendre d'avantage sur le comportement du modèle CNRM-CM₃? En effet, lorsque l'on applique la même méthode que dans l'article-2 (MCA avec des saisons de SST décalées), on ne trouve pas de téléconnexion significative entre l'ENSO et la mousson simulée. Pourtant, sur le Pacifique tropical le forçage est le même que pour l'expérience PACIF. Qu'est-ce qui a changé? La figure 4.16 montre que d'une part la réponse à l'ENSO dans l'Atlantique tropical est avancée d'un ou deux mois et devient ainsi synchronisée avec les observations; et d'autre part, il y a apparition dans le golfe de Guinée d'un mode de type Atlantic Niño, en partie corrélé à l'ENSO. Ces modifications de la réponse à l'ENSO dans l'Atlantique peuvent-elles expliquer la disparition de la téléconnexion avec la mousson africaine?

La figure 4.19 propose de comparer la réponse de l'atmosphère à la fin des événements ENSO dans les deux expériences. Pour cela, on calcule d'abord une MCA des SST simulées dans le Pacifique en JFM. On obtient un premier mode qui explique 99,8% de la SCF, avec une corrélation de 0,99 entre les CP. Les deux simulations ont donc en JFM le même signal ENSO. Les deux CP de cette simulation sont ensuite corrélées à divers champs de la saison JAS qui suit, à la fin des événements ENSO. La figure 4.19 montre que les anomalies de SST sont assez semblables dans les deux expériences, mais nettement plus faibles sur l'Atlantique dans l'expérience GLOBE, ce qui est cohérent avec leur érosion plus précoce (fig. 4.16). Pour ce qui

est des précipitations, la disparition du signal sur l’Afrique est la principale différence à noter. Cette absence de réponse dans l’expérience GLOBE est d’autant plus surprenante qu’à 200 hPa l’ensemble de la troposphère tropicale est plus chaude (froide) lors des événements Niño (Niña). Pourquoi la téléconnexion n’a-t-elle pas lieu ? Le mécanisme dit de « stabilisation » (cf. article-2) est-il insuffisant ?

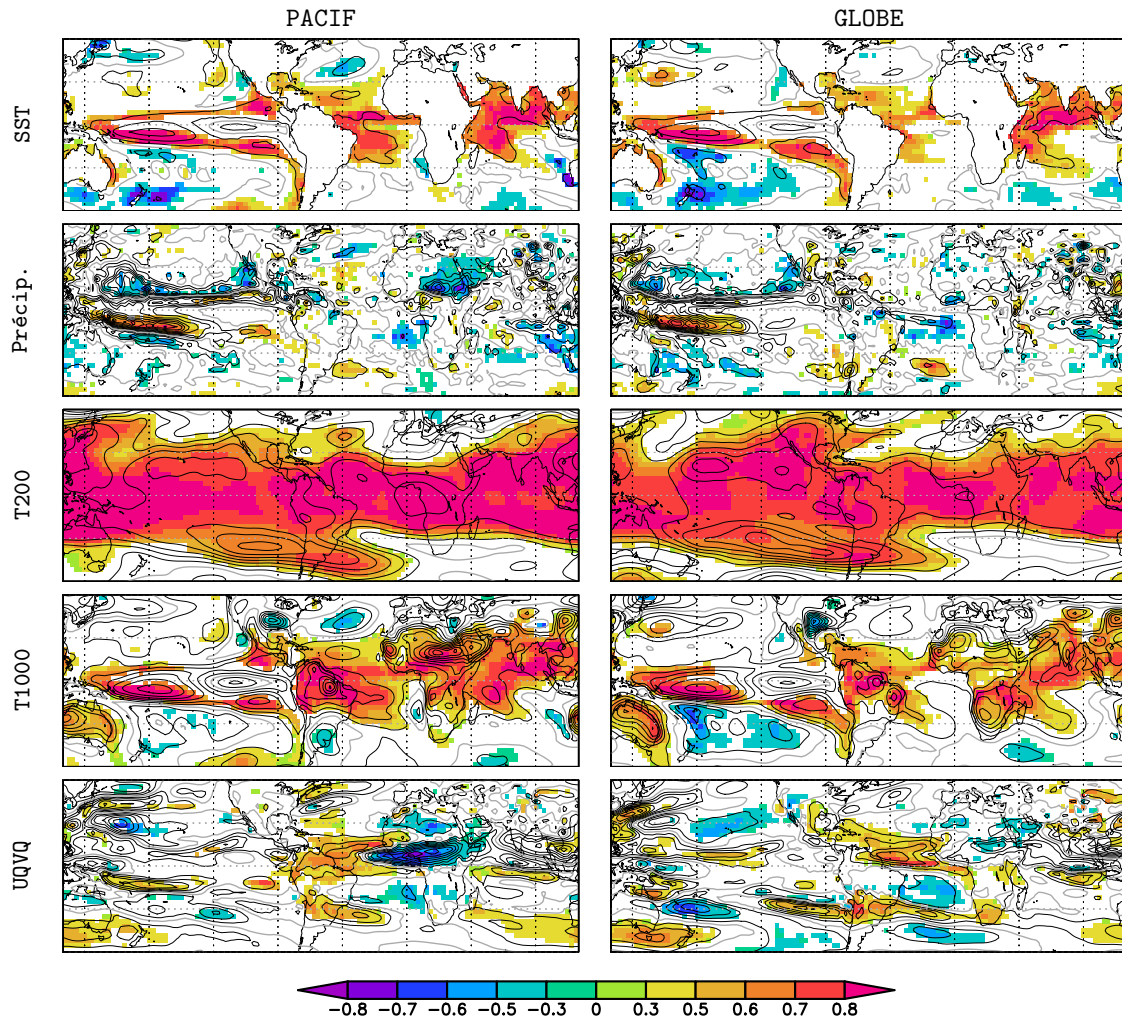


Figure 4.19 – Fin des événements ENSO dans les expériences PACIF et GLOBE : corrélations (en couleur si significatives) et régressions (isolignes) entre la CP issue de la MCA des SST JFM des deux expériences, et différents champs JAS. L’espacement des isolignes est le suivant : SST 0.2°C, Précip. 0.2 mm/j, T1000 et T200 0.1°C, UQVQ 5 kg·s·m⁻¹.

Dans la simulation GLOBE, les SST de l’Atlantique tropical répondent à la fois à l’ENSO et au forçage de la tension de vent, qui accélère l’érosion des anomalies (fig. 4.18). Juste au dessus de l’interface océan-atmosphère, à 1000 hPa, la figure 4.19 montre que l’anomalie de température présente une structure similaire à celle des SST : dans le golfe de Guinée on n’a plus aucun signal significatif. Or cette région est une source d’humidité importante pour le système de mousson. Alors que dans l’expérience PACIF on observe, du pourtour guinéen au Soudan, une anomalie forte de l’advection d’humidité intégrée sur la verticale (UQ VQ) ; dans l’expérience GLOBE, cette anomalie négative est *quasi* inexistante.

Cette étude suggère que dans le modèle CNRM-CM3 la forte réponse à l'ENSO en altitude (fig. 4.19), qui concerne en réalité toute la troposphère libre (non montré), ne suffit pas à susciter une anomalie de la mousson. À la fin des événements ENSO, la forte réponse de l'Atlantique tropical dans le modèle couplé est peut-être une *condition nécessaire* de la téléconnexion. Or nous avons mentionné au paragraphe 4.2.3 le rôle possible de l'Indien tropical dans les simulations forcées. Les anomalies de SST ne jouent peut-être pas le même rôle dans les simulations couplées et forcées, peut-être du fait de l'absence de rétroaction (§ 2.2.2), mais peut-être aussi parce qu'elles ne se projettent pas sur le même état moyen. . .

L'article-2 montre que la téléconnexion ENSO est rapide et purement atmosphérique dans les réanalyses. Par contre, dans certains modèles couplés, en particulier ceux pour lesquels la téléconnexion a lieu préférentiellement en fin d'ENSO, des anomalies de SST ont le temps de se développer dans les autres bassins (fig. 13 de l'article-2), et peuvent avoir une influence sur la mousson. Il semble donc essentiel, au delà de l'influence de l'ENSO, d'étudier le rôle des autres bassins pour la mousson africaine, dans les réanalyses, mais aussi dans les modèles couplés ; c'est l'objet du chapitre 5.

Synthèse

Questions posées

Quels sont les mécanismes de l'influence de l'ENSO sur la mousson africaine ?

- ① Dans les observations et les réanalyses :
 - ☞ Quels événements ENSO influencent la mousson dans les observations ?
 - ☞ Comment détecter le lien ENSO–mousson dans les réanalyses ?
 - ☞ Quels sont les principaux mécanismes de grande-échelle ?
 - ☞ La téléconnexion présente-t-elle des aspects non-linéaires ?
- ② Dans le modèle de climat du CNRM :
 - ☞ Comment expliquer la réponse du modèle couplé CNRM-CM3 ?
 - ☞ Quel est l'impact du forçage de la tension de vent sur le Pacifique ? Sur tout le globe ?
 - ☞ Comment réagit le modèle d'atmosphère lorsqu'il est forcé par les SST observées ?
- ③ Dans les simulations couplées du GIEC :
 - ☞ À quoi est dûe la diversité des téléconnexions simulées ?
 - ☞ Quels sont les principaux ingrédients d'une bonne simulation de la téléconnexion ?
 - ☞ La réponse à l'ENSO peut-elle être comparée à la réponse au changement climatique ?

Résultats obtenus

□ DANS LES OBSERVATIONS ET LES RÉANALYSES :

La plupart des événements ENSO naissent entre mars et juillet. Certains événements La Niña apparaissent cependant entre octobre et décembre. Nous montrons que l'influence de l'ENSO sur la mousson africaine a lieu soit au début d'événements El Niño ou La Niña précoces, soit au cours d'événements La Niña tardifs ou persistants. Au début des événements ENSO, on observe à la fois une modulation de la circulation de Walker, et une anomalie de type onde de Kelvin en altitude. Ces anomalies de grande-échelle permettent d'envisager plusieurs mécanismes d'influence pour la convection en Afrique.

Dans les réanalyses, le champ d'OLR permet de détecter un lien plus faible que dans les observations, mais dont le déroulement temporel est réaliste. La réponse de la convection sur l'Afrique est par contre assez différente dans ERA40 et dans NCEP. À grande-échelle, la téléconnexion semble assez linéaire : le signal de SST plus faible dans le cas Niña entraîne des anomalies atmosphériques plus faibles, mais symétriques au cas Niño.

□ DANS LE MODÈLE DE CLIMAT DU CNRM :

- ✓ Simulation forcée : la mousson est influencée à la fois au début, pendant, et à la fin de certains événements ENSO. Dans le cas des débuts d'événements, le modèle répond préférentiellement à des événements précoces, qui présentent déjà une anomalie dans l'océan Indien. La réponse montre alors un déroulement temporel assez réaliste.
- ✓ Simulation couplée : dans CNRM-CM3, l'influence du Pacifique sur la mousson a lieu à la fin des événements ENSO. Nous montrons que c'est en partie dû à un retard de l'onset, auquel s'ajoute un retard dans la réponse atmosphérique sur l'Afrique.

- ✓ Expérience PACIF : prescrire la tension de vent sur le Pacifique tropical permet de stimuler la chronologie historique de l'ENSO dans le modèle couplé. Les anomalies de SST, excitées par des anomalies de vent d'ouest, sont plus faibles que dans la simulation de référence, et s'érodent plus vite à l'ouest du Pacifique. En conséquence, les anomalies de géopotential sont plus faibles au dessus de l'Afrique, mais leur *timing* est inchangé. On obtient donc une téléconnexion plus faible, mais qui a toujours lieu en fin d'événement ENSO.
- ✓ Expérience GLOBE : le vent ERA40 modifie la réponse de l'Atlantique tropical à l'ENSO. Or dans CNRM-CM3, les fortes anomalies de SST au niveau de la ZCIT Atlantique – du fait de leur impact sur l'advection d'humidité – semblent être une *condition nécessaire* de la téléconnexion avec la mousson africaine. Outre l'ENSO, le forçage du vent fait aussi apparaître un mode de type Atlantic Niño dans le golfe de Guinée, manifestement excité par des anomalies de vent d'ouest.

□ DANS LES SIMULATIONS COUPLÉES DU GIEC :

- *Simulation de l'ENSO* : le printemps est rarement la période privilégiée pour la mise en place des événements ENSO. Dans près de la moitié des simulations étudiées, les événements sont susceptibles de démarrer à tout moment de l'année. Les autres simulations présentent un pic d'occurrences souvent tardif par rapport aux observations (au moins un mois). Par ailleurs, certaines simulations exhibent des comportements très différents dans les cas Niño *versus* Niña.
- *Réponse sur le Pacifique et propagation vers l'Afrique* : la réponse au dessus de l'Afrique nécessite en général plus de temps dans les modèles que dans les réanalyses. En conséquence, seuls quatre modèles simulent une téléconnexion au début des événements ENSO. Pour six simulations, des anomalies persistantes à la surface de l'océan et dans toute la troposphère tropicale influencent la mousson en fin d'événement. En altitude, la réponse du géopotential est assez cohérente dans les simulations ; par contre, les comportements sont plus variés en basses-couches.
- *Réponse des précipitations de mousson* : un déroulement temporel réaliste de la téléconnexion n'implique pas nécessairement une réponse réaliste des précipitations. La réponse du système de mousson peut être très différente selon les modèles. D'autre part, il n'y a pas de lien évident entre la réponse à l'ENSO et au changement climatique : certains des mécanismes mis en jeu sont manifestement différents.

Perspectives

Ce chapitre nous a permis de découvrir une téléconnexion ENSO de l'été boréal. La plupart des modèles couplés simulent l'ENSO, ainsi que son influence sur les autres bassins, mais la téléconnexion avec la mousson africaine peut prendre des formes variées. Existe-t-il d'autres modes de variabilité océanique qui influencent la mousson africaine ? Nous avons vu au chapitre 3 qu'au xx^e siècle d'autres bassins ont en effet joué un rôle. Ces interactions – en particulier avec le golfe de Guinée et la Méditerranée – sont-elles reproduites par les modèles couplés ?

Chapitre 5

Rôle des autres bassins à l'échelle interannuelle

NOUS AVONS TROUVÉ au chapitre 3 des liens statistiques robustes entre la variabilité interannuelle de la mousson africaine, et celle des SST du golfe de Guinée et de la Méditerranée. Ces liens observés au xx^e siècle sont-ils reproduits par les modèles de climat ? Quels en sont les mécanismes ? Dans ce chapitre, nous allons dans un premier temps confronter les interactions observées à celles simulées par le modèle du CNRM ; puis nous examinerons « bassin par bassin » les liens statistiques à l'échelle interannuelle dans les simulations CMIP3 du 4^e rapport du GIEC.

5.1 Dans le modèle de climat du CNRM

Le modèle du CNRM est caractérisé par une très forte influence de l'ENSO sur la mousson africaine (chap. 4). Pour étudier l'influence des autres bassins, il serait donc intéressant de s'affranchir du signal de l'ENSO. Or, Fischer et al. (2005) ont montré qu'en forçant une tension de vent climatologique sur le Pacifique tropical, on supprime l'ENSO sans altérer l'état moyen du modèle couplé. Nous avons donc réalisé une troisième expérience de sensibilité, appelée No-ENSO, qui va compléter utilement notre validation du modèle CNRM-CM3.

Nous allons dans un premier temps comparer nos différentes simulations, pour ensuite les confronter aux observations et réanalyses du point de vue des interactions avec le golfe de Guinée et la Méditerranée.

5.1.1 Expérience couplée No-ENSO

Contrairement à Fischer et al. (2005), qui utilisent la tension de vent climatologique issue de leur modèle couplé, nous avons construit nos champs de forçage à partir du vent quotidien de la réanalyse ERA40. Pour chaque jour de l'année, nous avons calculé la moyenne des 44 années de la réanalyse, puis nous avons lissé cette climatologie quotidienne à l'aide d'une moyenne glissante de 15 jours. Les détails du protocole, en particulier la zone de transition, sont les mêmes que pour l'expérience PACIF (fig. 2.5).

La figure 5.1 montre que du point de vue des SST, l'expérience No-ENSO remplit parfaitement sa mission : la variabilité ENSO – pourtant forte dans CNRM-CM3 – est complètement

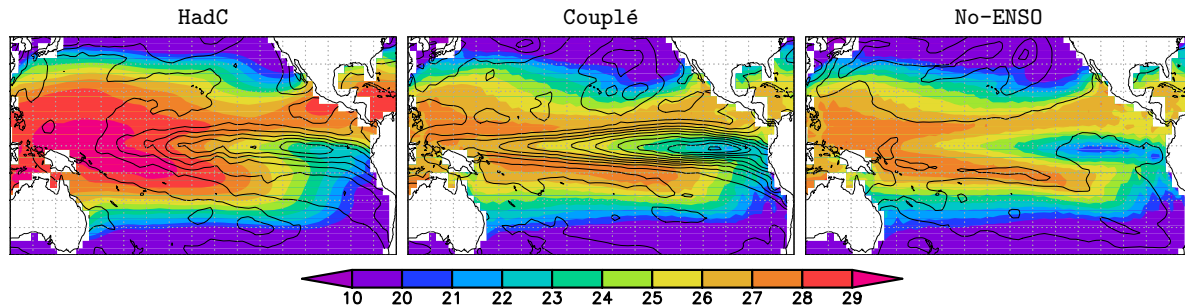


Figure 5.1 – Moyenne (couleurs) et écart-type (isolignes) des SST de la saison OND (période 1960–2000). L'écartement des isolignes est de 0.2°C.

inhibée. Par contre, comme nous l'avons déjà constaté au paragraphe 4.4.1, le forçage d'une tension de vent plus réaliste n'améliore pas grandement les biais des SST du Pacifique tropical. La simulation No-ENSO est en fait très proche de ses grandes sœurs (simulation de référence et expérience PACIF) ; elle en diffère uniquement par l'absence de signal ENSO sur le Pacifique, mais aussi à distance sur les autres bassins.

5.1.2 Étude statistique des liens

Pour tenter d'avoir une vue d'ensemble des interactions SST–mousson dans les différentes expériences de sensibilité, nous allons procéder « bassin par bassin », en appliquant la même méthode qu'au chapitre 3, qui permet de détecter pour chacun des 10 domaines géographiques de la figure 3.1 les saisons qui maximisent la covariance entre les SST et les précipitations de mousson. Comme au chapitre 3, nous avons cherché à distinguer des modes « principaux », en corrélant les CP SST entre elles (cf. § 3.2.1). Nous avons aussi essayé de séparer les modes liés aux débuts d'événements ENSO, des modes liés aux fins d'événements ENSO. Pour cela nous avons corrélé la CP SST issue de la MCA, aux CP de l'ACP des SST JFM et OND du Pacifique équatorial. Les résultats sont résumés par le tableau 5.1. Il est à noter que nous n'avons pas trouvé de deuxième mode qui soit significatif.

- Simulation couplée : nous vérifions ici que dans CNRM-CM3 la variabilité de la mousson africaine est très liée aux fins d'événements ENSO, dont l'influence se fait sentir sur presque tout le globe. La saison qui est sélectionnée pour les SST dépend pour chaque bassin du maximum de variabilité en réponse à l'ENSO. Au final, seule la Méditerranée présente un lien qui n'est pas corrélé significativement à l'ENSO.
- Expérience PACIF : lorsque l'on force la tension de vent sur le Pacifique tropical, l'influence des fins d'ENSO reste prépondérante, mais la contribution des différents bassins diminue nettement. Nous avons expliqué au chapitre 4 que la téléconnexion ENSO est atténuée dans cette simulation, en raison d'anomalies de SST plus faibles, et dont l'érosion est plus rapide dans l'ouest du Pacifique (§ 4.4.2). C'est peut-être pour cette même raison que notre procédure détecte dans cette simulation des liens significatifs avec l'Indien tropical, le Pacifique nord, et la Méditerranée, qui sont indépendants de l'ENSO, et indépendants entre eux.
- Expérience GLOBE : au chapitre 4 nous n'avons pas trouvé de téléconnexion ENSO dans cette simulation. Le tableau 5.1 montre qu'il existe en réalité un lien faible (0.54 de corrélation) avec le Pacifique tropical au début des événements ENSO. Mais il existe aussi des liens significatifs en fin d'événement ENSO avec plusieurs bassins. La téléconnexion

	Couplé			PACIF			GLOBE			No-ENSO			f-SST		
	SST	Préc.	Corr.	SST	Préc.	Corr.	SST	Préc.	Corr.	SST	Préc.	Corr.	SST	Préc.	Corr.
Pacifique tropical (PT)	JFM	JAS	0.70	JFM	JAS	0.70	OND	JJAS	0.54	OND	JAS	0.42	JAS	JAS	0.42
Atlantique tropical (AT)	OND	JAS	0.66	JAS	JAS	0.66	OND	MJJ	0.62		JAS	MJJ	JAS	MJJ	0.42
Golfe de Guinée (GG)	AMJ	JAS	0.53	AMJ	JAS	0.68					AMJ	MJJASO	AMJ	MJJASO	0.59
Indien tropical (IT)	OND	JAS	0.65	JFM	MJJ	0.81	AMJ	JAS	0.58	JAS	JJAS	0.66	OND	MJJ	0.42
Pacifique nord (PN)	JAS	JAS	0.56	JAS	MJJASO	0.61							AMJ	ASO	0.48
Atlantique nord (AN)	AMJ	JAS	0.56				JFM	ASO	0.53	OND	JJAS	0.65	JAS	MJJ	0.51
Méditerranée (M)	JAS	JAS	0.65	OND	ASO	0.63				JAS	ASO	0.68	JAS	ASO	0.45
Pacifique sud (PS)	JAS	JAS	0.60				JAS	MJJ	0.66				JFM	ASO	0.55
Atlantique sud (AS)	OND	JAS	0.54	JFM	ASO	0.67				AMJ	JAS	0.64			
Indien sud (IS)	JFM	ASO	0.50	JFM	ASO	0.59	OND	MJJ	0.63						

Tableau 5.1 – MCA bassin par bassin (interannuel) : 1^{er} mode significatif qui explique le maximum de covariance. Sont mentionnées : la saison sélectionnée pour les SST (à gauche), pour les précipitations (à droite), et les valeurs de SCF (à gauche), et de corrélation (à droite). En jaune : mode corrélé à l'ACP des SST JFM du Pacifique équatorial (fins d'ENSO). En orange : mode corrélé à l'ACP des SST OND du Pacifique équatorial (début d'ENSO). En bleu : mode « esclave » d'un mode sélectionné dans un autre bassin. Par convention, le jaune et l'orange priment sur le bleu.

ENSO est donc non seulement faible, mais protéiforme. En comparant avec l'expérience PACIF, on notera que le forçage de la tension de vent sur l'ensemble du globe annihile tout lien avec le golfe de Guinée, ce qui corrobore l'hypothèse du paragraphe 4.4.2 sur le rôle essentiel de ce bassin pour la téléconnexion ENSO dans CNRM-CM3. On perd aussi les liens indépendants, en particulier avec la Méditerranée.

- **Expérience No-ENSO** : lorsque l'on inhibe l'ENSO dans CNRM-CM3, la variabilité interannuelle de la mousson est liée, de façon indépendante, à l'Indien tropical, l'Atlantique nord, l'Atlantique sud, et la Méditerranée. On ne trouve par contre aucune interaction avec le golfe de Guinée ou l'Atlantique tropical.
- **Simulation f-SST** : le tableau 5.1 confirme et résume les résultats du paragraphe 4.2.3. Lorsque les SST observées sont prescrites, la mousson est influencée, de manière toujours faible, à la fois au début d'événements ENSO qui présentent un signal dans l'Indien tropical, ainsi qu'à la fin d'événements ENSO dont la réponse dans le Pacifique nord et sud semble jouer un rôle. On trouve aussi des liens indépendants avec l'Atlantique tropical, le golfe de Guinée, l'Atlantique nord, et la Méditerranée.

Il ressort du tableau 5.1 que les modes de co-variabilité indépendants de l'ENSO sont assez variés dans nos simulations. Le lien avec la Méditerranée est cependant robuste. Par contre, seule la simulation forcée f-SST simule un lien avec le golfe de Guinée indépendant de l'ENSO. Nous allons examiner ces différentes expériences, et comparer avec les réanalyses les mécanismes atmosphériques des deux principales interactions observées au xx^e siècle : avec le golfe de Guinée et avec la Méditerranée (chap. 3).

5.1.3 Variabilité du golfe de Guinée

Le rôle du golfe de Guinée dans le système mousson est l'objet de nombreux travaux, passés et présents, à différentes échelles spatio-temporelles. Ici, nous nous intéressons à l'interaction entre l'Atlantic Niño et les pluies de mousson à l'échelle interannuelle (fig. § 3.4). Comme au chapitre 4, notre angle d'attaque est la validation du modèle de climat du CNRM.

D'après le tableau 5.1, la seule simulation qui propose un lien avec le golfe de Guinée indépendant de l'ENSO est la simulation f-SST, pour laquelle les SST observées sont prescrites au modèle d'atmosphère. Pourquoi n'a-t-on pas d'interaction avec le golfe de Guinée dans les simulations couplées? En particulier, nous avons montré au paragraphe 4.4.1 que dans l'expérience GLOBE, le forçage de la tension de vent excite un mode de type Atlantic Niño. Ce mode n'a-t-il aucun impact sur la mousson?

Variabilité interannuelle des SST

L'étude de la téléconnexion ENSO a révélé au chapitre 4 le rôle essentiel du phasage temporel de la variabilité océanique relativement à la mousson africaine, qui est par essence un phénomène de l'été boréal. Qu'en est-il pour le golfe de Guinée? La figure 5.2 montre que dans les données observées, la variabilité interannuelle est maximale de mai à juillet, avec quelques différences selon la période utilisée (par ex. HadC 1900–1999 pour f-SST). Dans les simulations couplées, la variabilité du golfe de Guinée est toujours plus faible que dans les observations, avec des comportements très variés du point de vue temporel :

- Dans la simulation couplée de référence, la variabilité est un peu plus faible que dans les observations, avec un maximum décalé d'environ un mois vers l'été. De manière inté-

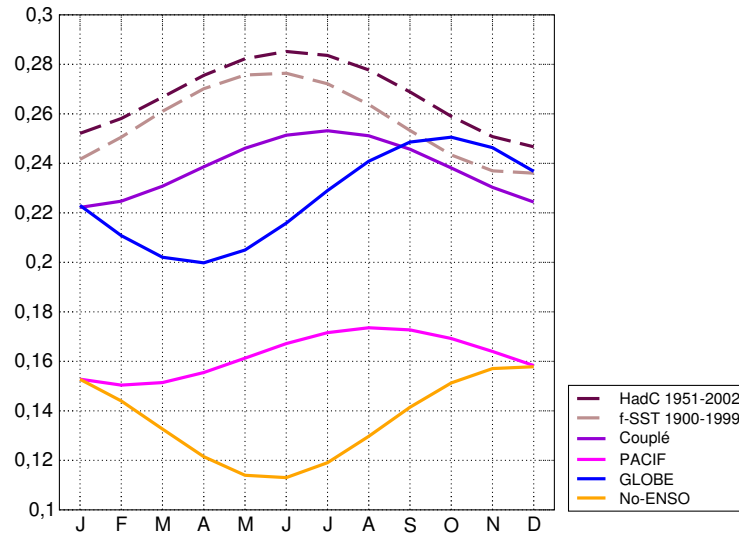


Figure 5.2 – Cycle annuel des écarts-type des SST moyennées sur tout le golfe de Guinée (anomalies mensuelles filtrées).

ressante, les écarts-type sont réduits d'un tiers lorsque l'on contraint la variabilité ENSO (expérience PACIF), ce qui confirme que la variabilité du golfe de Guinée est en partie liée à l'ENSO dans CNRM-CM3.

- Dans l'expérience No-ENSO, le cycle annuel des écarts-type est totalement différent (courbe orange de la fig. 5.2). Comparée aux observations, la variabilité du golfe de Guinée est deux fois plus faible, maximale en hiver, donc en complète opposition de phase. La différence No-ENSO – Couplé, maximale en juin et juillet, quantifie la part de la variabilité du golfe de Guinée qui est liée à l'ENSO dans CNRM-CM3.
- Dans l'expérience GLOBE, le forçage de la tension de vent renforce la variabilité des SST par rapport à l'expérience PACIF. Nous avons vu au paragraphe 4.4.1 qu'il apparaît dans cette simulation un mode dont la structure spatiale s'apparente à l'Atlantique Niño. Toutefois, la variabilité obtenue présente un comportement temporel assez différent des observations, avec un maximum à l'automne.

Deux expériences semblent particulièrement intéressantes si l'on veut comprendre le rôle du golfe de Guinée dans notre système couplé : l'expérience No-ENSO, qui supprime toute variabilité en réponse à l'ENSO ; et l'expérience GLOBE, dans laquelle un mode de type Atlantique Niño apparaît. Ce sont ces deux expériences couplées, ainsi que la simulation forcée f-SST, que nous allons maintenant étudier plus en détail.

Caractéristiques de l'Atlantique Niño

La figure 5.2 présente un inconvénient : l'indice SST mélange inévitablement plusieurs modes de variabilité du golfe de Guinée (par ex. l'Atlantique Niño et la réponse à l'ENSO dans l'expérience GLOBE). Nous allons ici décomposer cette variabilité à l'aide d'une ACP dans le même domaine géographique : la figure 5.3 présente les résultats.

- Observations : le premier mode de l'ACP explique, selon la période, 76% à 80% de la variance des SST, et présente une structure d'Atlantique Niño reconnaissable. Ce mode est généralement maximal entre mai et juillet, donc au tout début de la saison de mousson.

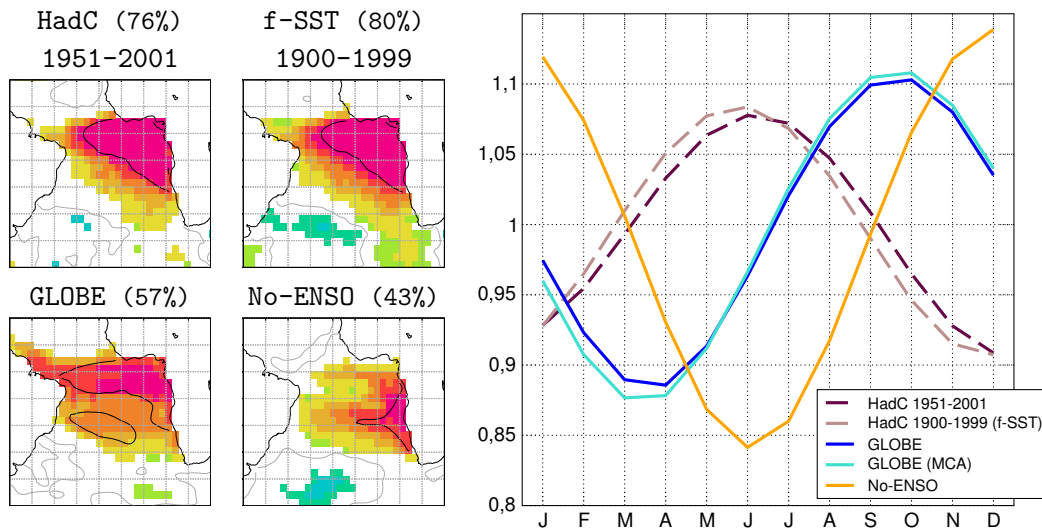


Figure 5.3 – Premier mode de l'ACP des anomalies mensuelles de SST dans le golfe de Guinée (données filtrées). À gauche : pourcentage de variance expliquée (entre parenthèses), et carte homogène (corrélations significatives en couleurs, et régressions en isolignes tous les 0.2°C). À droite : cycle annuel des écarts-typés de la CP (pour l'expérience GLOBE, le calcul est aussi effectué à partir la CP issue de la MCA du § 4.4.1).

- Expérience No-ENSO : dans CNRM-CM3 la variabilité intrinsèque au golfe de Guinée consiste en un mode concentré le long des côtes, au sud de l'équateur. Ce mode explique 43% de la variance (contre 16% pour le deuxième mode). En accord avec la figure 5.2, ce mode est en opposition de phase avec les observations, avec un maximum entre novembre et janvier en moyenne. Cette variabilité des SST au large de l'Angola est aussi présente dans les expériences Couplé et PACIF. Il n'y a pas d'Atlantic Niño dans CNRM-CM3.
- Expérience GLOBE : le mode ici détecté par l'ACP est très semblable à celui obtenu avec la MCA (§ 4.4.1) ; tant par sa structure spatiale (fig. 4.15), que par sa variabilité temporelle (courbes bleues de la fig. 5.3). Ce mode ressemble à l'Atlantic Niño observé ; il en diffère par son pourcentage de variance (seulement 57%), ses anomalies trop fortes à l'ouest du bassin, et son déroulement temporel. Ce mode est en effet maximal trois à quatre mois plus tard que dans les observations, à la toute fin de la saison de mousson. S'agirait-il d'un Atlantic Niño II? Okumura et Xie (2006) ont en effet mis en évidence un mode de variabilité très ressemblant, mais indépendant de l'Atlantic Niño, qui est maximal en novembre-décembre. Lorsque l'on compare la CP de l'ACP de la figure 5.3 (non montré) à l'indice mis au point par Okumura et Xie (2006), la correspondance ne fait aucun doute. De même, l'anomalie de tension de vent de la figure 4.17 est très cohérente avec leur figure 10_b. Pourquoi le vent ERA40 serait-il plus favorable à l'Atlantic Niño II? Une fois encore, il faudrait plonger sous la surface pour observer les processus océaniques à l'œuvre dans cette expérience, mais cela dépasse le cadre de notre étude.

Cycle annuel des précipitations

Au regard du phasage temporel des modes de SST (fig. 5.3), se pose la question de savoir si cette variabilité des SST peut influencer les pluies de mousson dans les simulations. Pour y répondre, la figure 5.4 compare le cycle annuel des précipitations observées et simulées sur la côte guinéenne.

Les pluies observées sont maximales de juin à septembre, avec deux pics (données haute-résolution), l'un en juin et l'autre en septembre, qui correspondent aux deux saisons humides

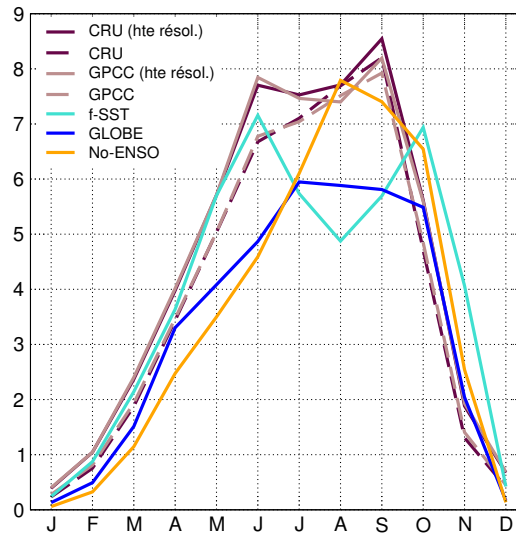


Figure 5.4 – Cycle annuel des pluies sur la côte guinéenne dans les observations (haute-résolution et résolution du modèle), et dans les simulations f-SST et GLOBE.

(mise en place et retrait de la ZCIT). Dans la simulation forcée f-SST, la petite saison sèche est exagérée, et la seconde saison humide est retardée en octobre. Dans les deux expériences couplées, on obtient un unique extremum, plus net dans l'expérience No-ENSO.

Si l'on compare les figures 5.3 et 5.4, on constate que dans les observations, l'Atlantique Niño est généralement à son apogée au moment de la première saison des pluies. Dans CNRM-CM3 (expérience No-ENSO), les anomalies de SST se mettent en place le long de l'Angola à la toute fin de la saison de mousson : de telles anomalies ont peu de chances d'avoir une influence sur la mousson. Lorsque l'on force la tension de vent (expérience GLOBE), les anomalies de SST se mettent en place tardivement, à partir de JAS. Pourquoi n'y a-t-il pas à ce moment-là d'interaction avec les pluies de mousson (tab. 5.1) ?

Réponse des précipitations

① Méthode

Pour tenter de comprendre la réponse de la mousson à l'Atlantique Niño, nous allons comparer les réanalyses ERA40 et NCEP à la simulation forcée f-SST. En parallèle, nous allons poursuivre notre examen des expériences GLOBE et No-ENSO, afin d'expliquer pourquoi ces deux expériences couplées ne simulent pas d'interaction avec le golfe de Guinée (tab. 5.1), malgré une variabilité des SST plus (GLOBE) ou moins (No-ENSO) réaliste (fig. 5.3). Voici quelques considérations d'ordre méthodologique :

- ✓ Dans les observations, l'Atlantique Niño est maximal en MJJ (fig. 5.3). Nous avons donc calculé plusieurs MCA, entre les SST MJJ, et les précipitations MJJ, JJA, JAS, et ASO, afin de sélectionner la période proposant une covariance maximale. Pour les données observées, c'est la période JJA qui est optimale : les pluies sont alors bien établies sur la côte guinéenne (fig. 5.4). Pour la simulation f-SST, c'est la période MJJ qui est préférée, en raison de la petite saison sèche exagérée en août (fig. 5.4). Nous avons choisi de caractériser l'Atlantique Niño à partir de la première CP de l'ACP des anomalies de SST MJJ du golfe de Guinée (données HadC). À partir de cet indice, nous allons calculer les corrélations et

régressions avec les anomalies filtrées de différents champs atmosphériques : JJA pour les réanalyses, et MJJ pour la simulation f-SST.

- ✓ Pour les expériences GLOBE et No-ENSO, nous allons nous intéresser à la saison ASO, qui correspond à la mise en place plus ou moins tardive des anomalies de SST dans le golfe de Guinée (fig. 5.3), à un moment où les cumuls de pluie sont encore très importants sur la côte (fig. 5.4). Pour chacune des simulations, la première CP de l'ACP des anomalies de SST ASO va être corrélée avec des champs atmosphériques synchrones.

② Résultats

La figure 5.5 propose quelques cartes pour comparer les réponses au dessus du golfe de Guinée. Pour simplifier l'interprétation, plaçons-nous dans le cas d'un événement chaud :

- Dans les réanalyses : pour une même anomalie de SST, la réponse des précipitations ERA40 est deux fois plus forte que pour NCEP. Les anomalies d'OLR sont plus en adéquation, mais on perd une bonne partie du signal sur la côte guinéenne. On remarquera, comme pour l'ENSO (fig. 4.4), que les anomalies de SST et d'OLR ont des formes bien différentes. Les pluies sont renforcées au cœur de la ZCIT (fig. 2.4), ainsi que sur son flanc sud. La contrepartie dipolaire au nord est trop faible pour que l'on puisse parler de déplacement de la ZCIT. L'anomalie convective s'accompagne d'une convergence du vent nettement renforcée en surface (KHI₁₀₀₀), dont l'influence s'étend sur le continent africain. Cette convergence entraîne un air plus humide (Q₁₀₀₀), qui alimente la convection. La composante rotationnelle (PSI₁₀₀₀) révèle un faible signal dipolaire inter-hémisphérique (anomalies cycloniques), qui correspond à un affaiblissement des alizés, et à une anomalie de vent d'ouest vers 5°N, associée à un net affaiblissement de l'advection d'humidité à l'ouest du bassin (non montré).
- Simulation f-SST : l'anomalie des précipitations est d'amplitude comparable à NCEP, mais les corrélations plus faibles suggèrent que la réponse est moins « systématique » dans Arpège-Climat. De manière très intrigante, cette anomalie des pluies n'est accompagnée d'aucun signal en OLR. N'y a-t-il pas de réponse de la convection profonde ? Comparée aux réanalyses, la réponse de la simulation forcée semble pourtant très réaliste (fig. 5.5) ; mais en altitude, l'absence d'anomalies au dessus de 500 hPa (cf. Q₄₀₀) suggère que la réponse est en réalité confinée aux basses-couches. Est-ce dû à l'absence de couplage océan-atmosphère ? Qu'en est-il dans les simulations couplées ?
- Expérience GLOBE : le mode issu de l'ACP explique moins de variance que dans les observations, et l'anomalie de SST est deux fois plus faible. La réponse des pluies consiste en un léger déplacement vers le sud des précipitations à l'ouest du bassin, qui n'est accompagné d'aucun signal en OLR. Comme pour f-SST, des anomalies atmosphériques sont présentes en basses-couches, mais pas en altitude.
- Expérience No-ENSO : l'anomalie de SST est confinée à l'est du bassin, d'où une légère anomalie dipolaire des précipitations, qui n'est pas cohérente avec la faible anomalie d'OLR sur le pourtour guinéen. Le vent en basses-couches semble peu affecté par ce mode de variabilité.

③ Discussion

La figure 5.5 est très insuffisante pour décrire les interactions océan-atmosphère mises en jeu par l'Atlantic Niño, mais on trouve sur le sujet une littérature abondante, dont Xie et Carton (2004) font la synthèse. Dans ces études, la mousson africaine apparaît comme un acteur du cycle saisonnier (Okumura et Xie, 2004), mais n'est jamais invoquée pour expliquer l'Atlantic Niño à l'échelle interannuelle (Keenlyside et Latif, 2007). La figure 5.5 montre bien

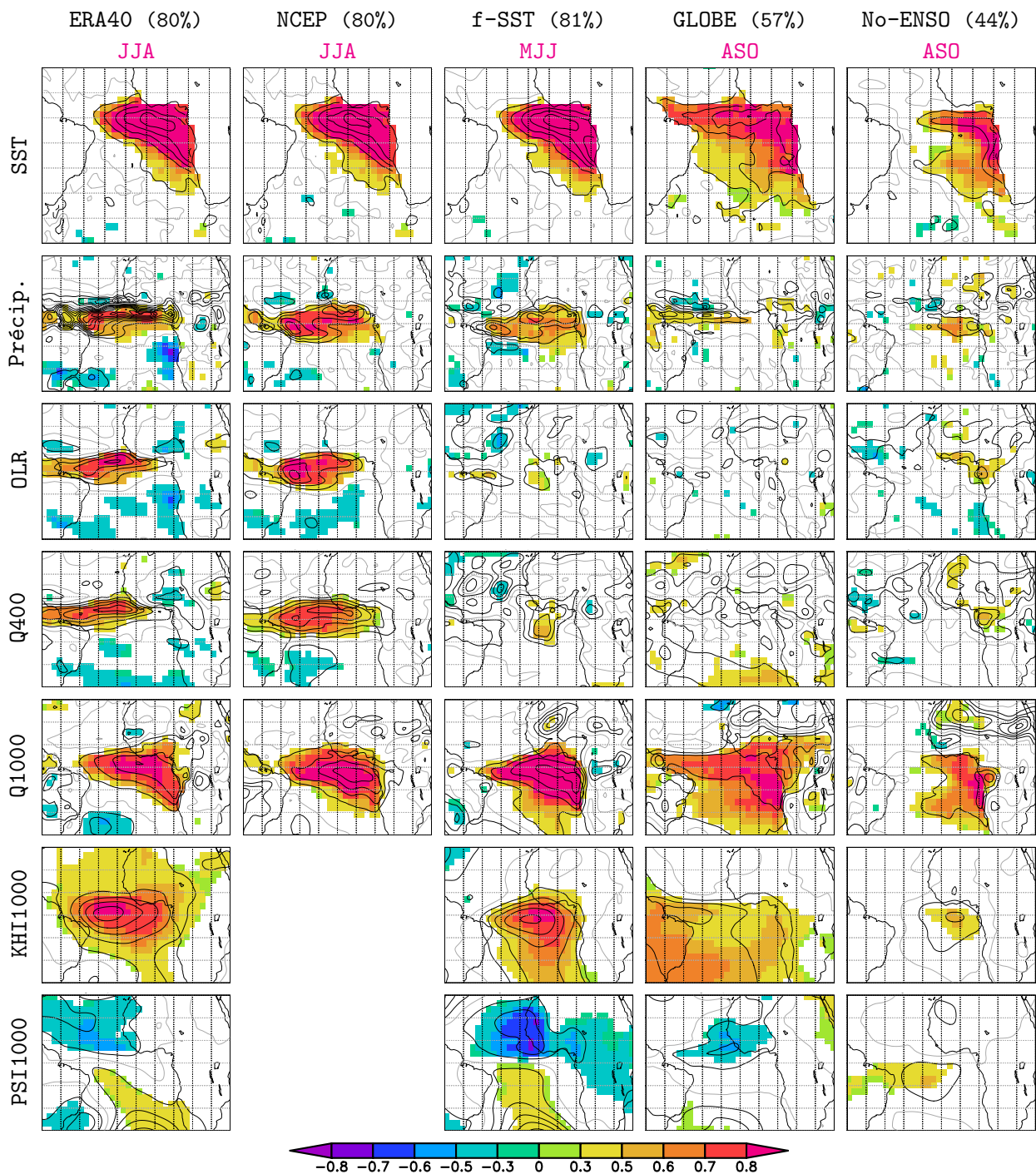


Figure 5.5 – ACP des SST du golfe de Guinée (détails dans le texte). Le pourcentage de variance expliquée par la première CP est noté entre parenthèses. Les cartes représentent les corrélations (en couleur si significatives) et régressions (isolignes) avec divers champs pour la saison indiquée en rouge. L'espacement des isolignes est le suivant : SST 0.1°C, Précip. 0.2 mm/j, OLR 2 W/m², Q400 0.02 g/kg, Q1000 0.1 g/kg, KHI1000 0.1 m²/s, et PSI1000 0.1 m²/s.

que dans les réanalyses, l'essentiel se joue sur l'océan. Si les précipitations sont renforcées sur la côte guinéenne, c'est manifestement en raison de la proximité du golfe de Guinée : l'air plus chaud et plus humide alimente la convection. Pour les pluies de mousson, l'Atlantic Niño joue donc le rôle d'un forçage, sans qu'il y ait – à l'échelle interannuelle – de rétroaction importante. La situation est malgré tout différente de la téléconnexion ENSO, puisque ce sont cette fois les conditions de surface qui sont modifiées *au cœur même* du système de mousson, qui doit en effet s'ajuster à la modification des gradients méridiens de température et d'humidité.

Des études ont montré que l'anomalie des précipitations sur la côte guinéenne peut être reproduite à l'aide d'un modèle atmosphérique forcé par des anomalies de SST idéalisées (Vizy et Cook, 2001), ou observées (Paeth et Friederichs, 2004 ; Giannini et al., 2005). Notre simulation f-SST présente une réponse comparable aux réanalyses en basses-couches, mais nous avons vu qu'il faudrait examiner plus en détail la réponse de la convection. Par ailleurs, la figure 5.5 suggère une dernière remarque. En effet, pourquoi les anomalies de SST provoquent-elles dans l'expérience forcée f-SST et couplée GLOBE des anomalies de précipitations si différentes ? Sans pousser trop loin l'analyse, on peut avancer quelques éléments de réponse. D'abord, l'anomalie de SST est plus faible dans l'expérience GLOBE, mais s'étend plus à l'ouest dans le bassin ; ensuite, les saisons considérées sont différentes (MJJ pour f-SST et ASO pour GLOBE), donc les anomalies ne se projettent pas sur le même état moyen. D'ailleurs, la présence du couplage océan-atmosphère joue certainement un rôle ; en effet, lorsque l'on compare l'état moyen ASO des deux simulations (fig. 5.6), l'expérience couplée montre un fort biais froid sur l'océan, en particulier à l'ouest du bassin. Le long de la côte guinéenne, le biais de 2°C est manifestement rédhibitoire pour l'activité convective : la ZCIT reste sur le continent. Les biais du modèle couplé sont donc un enjeu à la fois pour le cycle saisonnier (fig. 5.4), mais aussi pour la variabilité interannuelle. Nous reviendrons sur la variabilité du golfe de Guinée au paragraphe 5.2.2, en comparant les résultats d'autres modèles couplés.

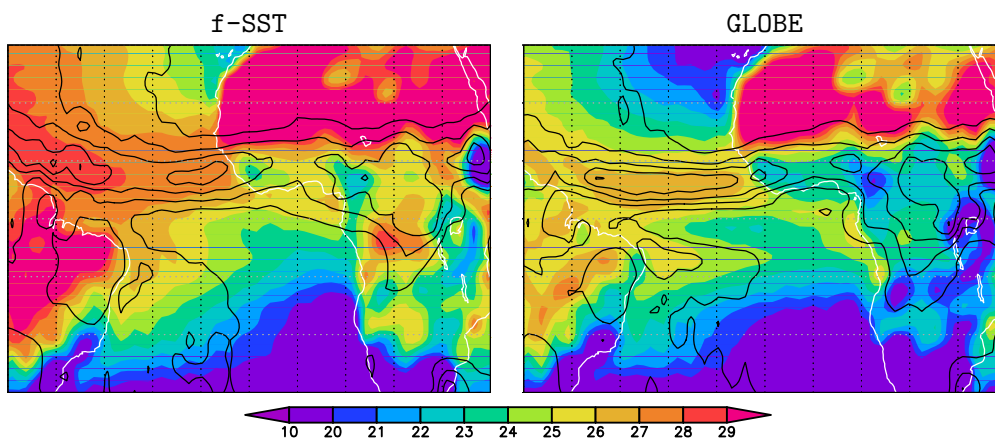


Figure 5.6 – Comparaison de l'état moyen ASO de la température de surface (en couleur) et des précipitations (isolignes tous les 2 mm/j).

5.1.4 Interactions avec la Méditerranée

Le fait que l'on obtienne, dans nos simulations couplées, un lien entre la mousson africaine et la Méditerranée est une bonne occasion d'essayer de comprendre les mécanismes de ce lien observé au xx^e siècle. La figure 5.7 illustre les MCA détectées au tableau 5.1 pour les trois simulations couplées. On se référera à la figure 3.5 pour comparer aux observations.

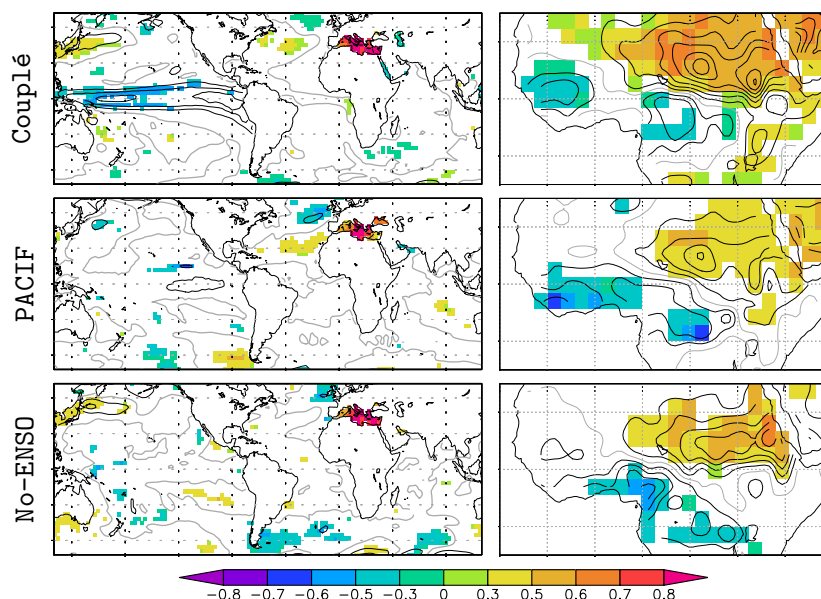


Figure 5.7 – Lien avec la Méditerranée : carte homogène des SST et carte hétérogène des précipitations, pour les modes significatifs détectés dans les expériences couplées (tab. 5.1).

Le lien avec la Méditerranée semble très similaire dans les trois simulations, avec toutefois des corrélations faiblement significatives à l’ouest du Pacifique dans la simulation de référence, et une anomalie de précipitations plus faible pour l’expérience PACIF. L’expérience No-ENSO est donc particulièrement séduisante, puisqu’elle permet d’isoler le lien Méditerranée–mousson caractéristique de CNRM-CM3. Nous allons donc comparer cette expérience couplée avec la simulation forcée f-SST, qui présente aussi un lien avec la Méditerranée (tab. 5.1).

Afin d’optimiser le signal, nous avons essayé d’affiner le choix des fenêtres temporelles, en calculant de nouvelles MCA à partir des saisons MJJ, JJA, JAS, et ASO, pour les SST et pour les précipitations. Le tableau 5.2 montre que pour les données observées et pour l’expérience No-ENSO, la MCA optimale est inchangée par rapport au tableau 5.1. Par contre, pour la simulation f-SST – dont nous avons restreint la période d’étude à 1951–1999 pour comparer ensuite aux réanalyses – ce sont les saisons JJA synchrones qui maximisent la covariance.

	SST	Préc.
	SCF	Corr.
HadC/CRU	JAS 79%	ASO 0.62
HadC/GPCC	JAS 87%	JAS 0.58
f-SST	JJA 78%	JJA 0.79
No-ENSO	JAS 82%	ASO 0.68

Tableau 5.2 – MCA optimale pour le lien avec la Méditerranée. Le mode qui explique le maximum de covariance est sélectionné. Sont mentionnées : la saison sélectionnée pour les SST (à gauche), pour les précipitations (à droite), et les valeurs de SCF (à gauche), et de corrélation (à droite).

À l’issue de la MCA, se pose la question de savoir laquelle des deux CP utiliser (précipitations ou SST) pour calculer des corrélations ou régressions avec les champs atmosphériques. Dans le cas du golfe de Guinée, nous avons utilisé la CP des SST pour caractériser l’Atlantique Niño, et décrire les anomalies atmosphériques liées à ce mode de variabilité connu (fig. 5.5).

Le cas de la Méditerranée est différent : le lien observé est faible (fig. 3.5), et concerne un bassin de petite taille, qui ne connaît pas de mode de variabilité comparable à l'ENSO ou à l'Atlantique Niño à l'échelle interannuelle. Au delà des tropiques, le forçage de l'atmosphère sur l'océan tend en effet à dominer (Peña et al., 2004), et l'on peut se demander si la Méditerranée est réellement capable à elle seule d'influencer la mousson, ou si les anomalies de SST ne sont pas simplement le résultat d'anomalies atmosphériques de grande-échelle.

En étudiant les relations entre la température de l'air du pourtour méditerranéen, la circulation atmosphérique, et les SST en Méditerranée, Xoplaki et al. (2003) montrent qu'à grande-échelle la Méditerranée peut être considérée comme passive ; les anomalies de SST résultant manifestement du forçage atmosphérique. À l'inverse, Black et Sutton (2007) montrent à l'aide d'un modèle atmosphérique forcé par des SST observées et/ou climatologiques, que la Méditerranée a contribué significativement à l'anomalie chaude et sèche de l'été 2003 en Europe. Les expériences de Jung et al. (2006) tempèrent ce résultat : selon eux, la Méditerranée a manifestement joué un rôle mineur. En utilisant, lui-aussi, des expériences idéalisées, Rowell (2003) met en évidence une influence de la Méditerranée sur les pluies au Sahel à l'échelle interannuelle. À l'inverse, Cassou et al. (2005) étudient la canicule de 2003, et montrent qu'une convection renforcée au Sahel, par son influence sur la circulation atmosphérique aux moyennes latitudes, a pu favoriser la mise en place de l'anomalie chaude sur l'Europe.

Dans le doute du « qui influence l'autre ? », nous allons donc utiliser en parallèle les deux séries temporelles issues de la MCA. En corrélant la CP des SST aux différents champs atmosphériques dont nous disposons, nous tenterons d'envisager les causes et les effets de la variabilité des SST. Inversement, en corrélant la CP des précipitations aux champs atmosphériques, nous essaierons de distinguer les causes et les effets de la variabilité de la mousson. À l'intersection de ces deux approches se trouve l'interaction que nous cherchons à décrire.

Nous allons nous concentrer dans un premier temps sur la réponse des réanalyses, pour ensuite comparer avec les deux simulations que nous avons sélectionnées : forcée f-SST et couplée No-ENSO.

Dans les réanalyses

① Méthode

Nous avons le choix entre deux jeux de données observées : CRU et GPCC. Comme le tableau 5.2 et la figure 3.5 n'aident pas vraiment à les départager, nous avons fait tous les calculs en utilisant en parallèle les CP issues des deux MCA. La CP des SST extraite des données HadC donne dans les deux cas des résultats strictement identiques. Par contre, pour les précipitations, la CP extraite des données GPCC donne des résultats, certes très concordants, mais un peu plus forts qu'avec les données CRU. Dans la suite, nous allons donc présenter uniquement les cartes de corrélations et régressions calculées à partir de la MCA HadC/GPCC pour la saison JAS synchrone. Face à l'infini des possibles, nous avons choisi quelques champs, parmi les plus représentatifs. La figure 5.8 s'intéresse surtout aux basses-couches, tandis que la figure 5.9 (p. 149) dresse un tableau des anomalies en altitude.

② Résultats

Nous allons confronter les deux points de vue (Méditerranée *vs* mousson africaine), en mettant face-à-face les commentaires. La présentation des résultats est donc calquée sur l'agencement des figures 5.8 et 5.9. Plaçons nous dans le cas d'un événement chaud :

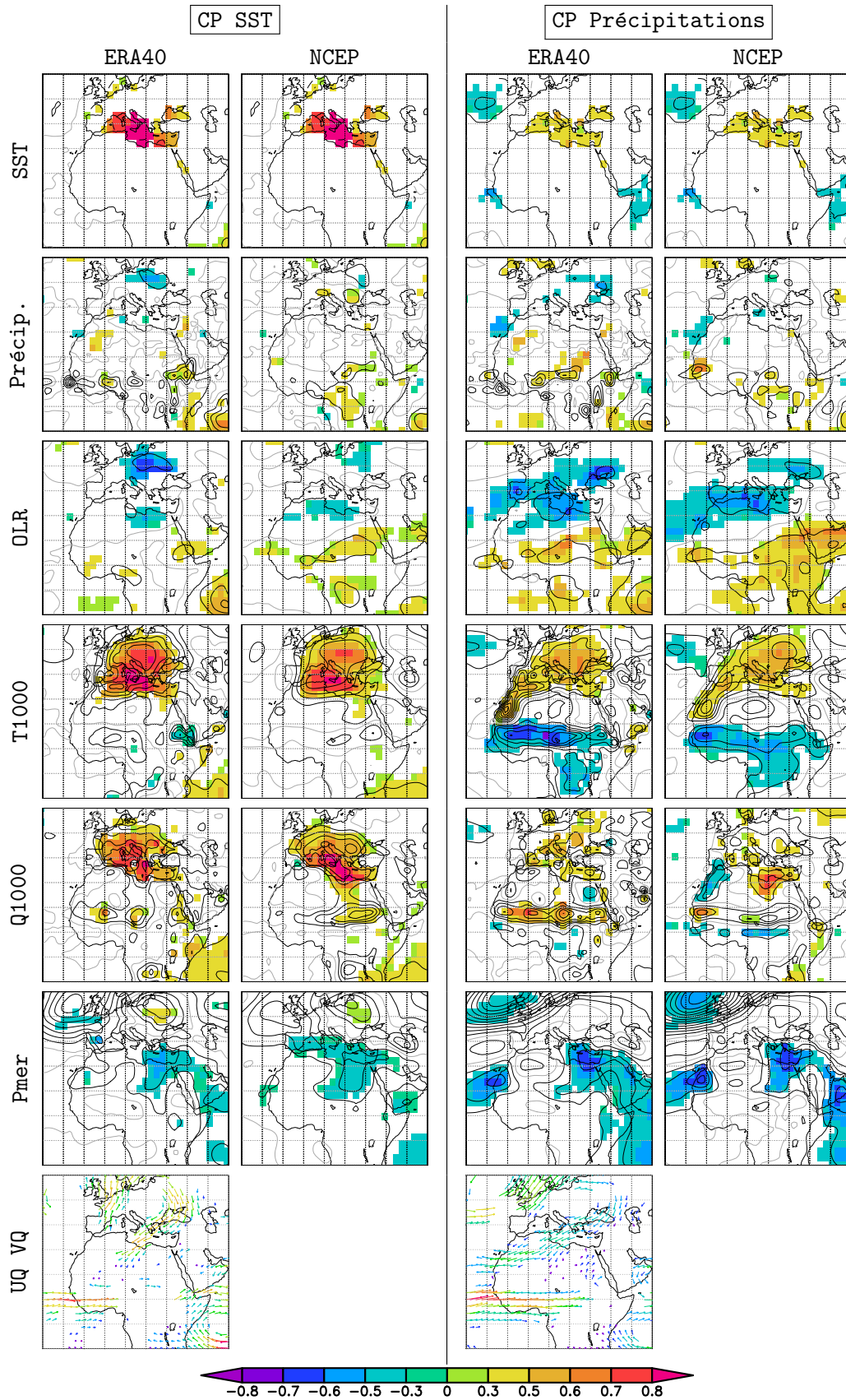


Figure 5.8 – Interaction avec la Méditerranée dans les réanalyses (basses-couches) : corrélations (en couleur si significatives) et régressions (isolignes) de la CP des SST (à gauche) et des précipitations (à droite) avec divers champs atmosphériques. L'espacement des isolignes est le suivant : SST 0.1 °C, Précip. 0.2 mm/j, OLR 2 W/m², T1000 0.1 °C, Q1000 0.1 g/kg, et Pmer 0.1 hPa.

Lien SST–mousson

Le mode SST est maximal au centre de la Méditerranée, entre 5° et 25°W. Le lien avec la convection au Sahel est faible, mais l'anomalie d'OLR présente dans NCEP une structure ressemblante aux pluies observées (fig. 3.5). Sur la Méditerranée, les SST plus chaudes n'entraînent pas d'anomalie significative des précipitations.

Le mode Précip. est faiblement lié aux SST méditerranéennes, ainsi qu'aux SST du proche Atlantique et de la mer d'Arabie (anomalies négatives). Ce mode est caractérisé par un signal dipolaire d'OLR qui oppose le Sahel et le bassin méditerranéen. Sur la Méditerranée, l'OLR balise probablement une réponse des basses-couches.

Réponse en basses-couches

Le mode SST est directement lié à une anomalie de température en basses-couches, qui couvre le bassin méditerranéen et l'ouest de l'Europe. Nous n'avons pas trouvé de réponse claire des flux de chaleur sensible et latente (non montré). Par contre, l'air est plus humide dans les basses-couches sur la Méditerranée et sur le sud de l'Europe. De manière assez fascinante, l'anomalie d'humidité s'étend sur la Lybie, et rejoint le Sahel.

Le mode Précip. est associé à une anomalie chaude sur le centre de l'Europe, qui s'étend vers le sud le long des côtes marocaines. Le signal en humidité est faible sur la Méditerranée, mais présente une excroissance intéressante au niveau de la Lybie.

Le signal en pression-mer n'est significatif que sur l'est de la Méditerranée, mais s'étend vers le sud jusqu'au Soudan. La réponse de l'advection d'humidité révèle une circulation anticyclonique sur l'ouest de l'Europe, avec une branche qui s'étend vers le sud au niveau de la Lybie en direction du Sahel. Le long des côtes ouest-africaines, on notera l'anomalie zonale d'advection d'humidité dirigée vers le continent.

La pression-mer présente trois anomalies négatives robustes : à l'est de la Méditerranée (jusque sur le Soudan), au niveau de la Mauritanie, et au large des îles Britanniques. L'anomalie d'advection d'humidité est caractérisée par un signal zonal fort dans le flux de mousson provenant de l'Atlantique. Un signal plus faible est présent au dessus du Sahara, dans le flux d'Harmattan.

De 1000 hPa à 500 hPa, la réponse de l'atmosphère est très cohérente, et nous avons choisi le niveau 700 hPa pour l'illustrer. En altitude, le niveau 300 hPa est représentatif de ce qui se passe sous la tropopause.

Réponse à 700 hPa

L'anomalie de température détectée en basses-couches pour le mode SST est centrée sur l'Europe centrale à 700 hPa, où elle est associée à une anomalie de géopotential très différente du signal de pression-mer (fig. 5.8).

Le mode Précip. est associé à une anomalie de température de forme allongée qui recouvre l'Europe. Le géopotential présente un signal tri-polaire, avec une structure sur le proche Atlantique qui n'est pas sans rappeler le régime de temps appelé *Atlantic Low*.

La réponse du vent est en parfaite adéquation avec l'advection d'humidité (fig. 5.8), ce qui suggère que l'humidité est probablement advectée par la circulation de la basse-troposphère.

La réponse du vent, cohérente avec les gradients de l'anomalie de géopotential, explique manifestement l'advection d'humidité observée sur la figure 5.8.

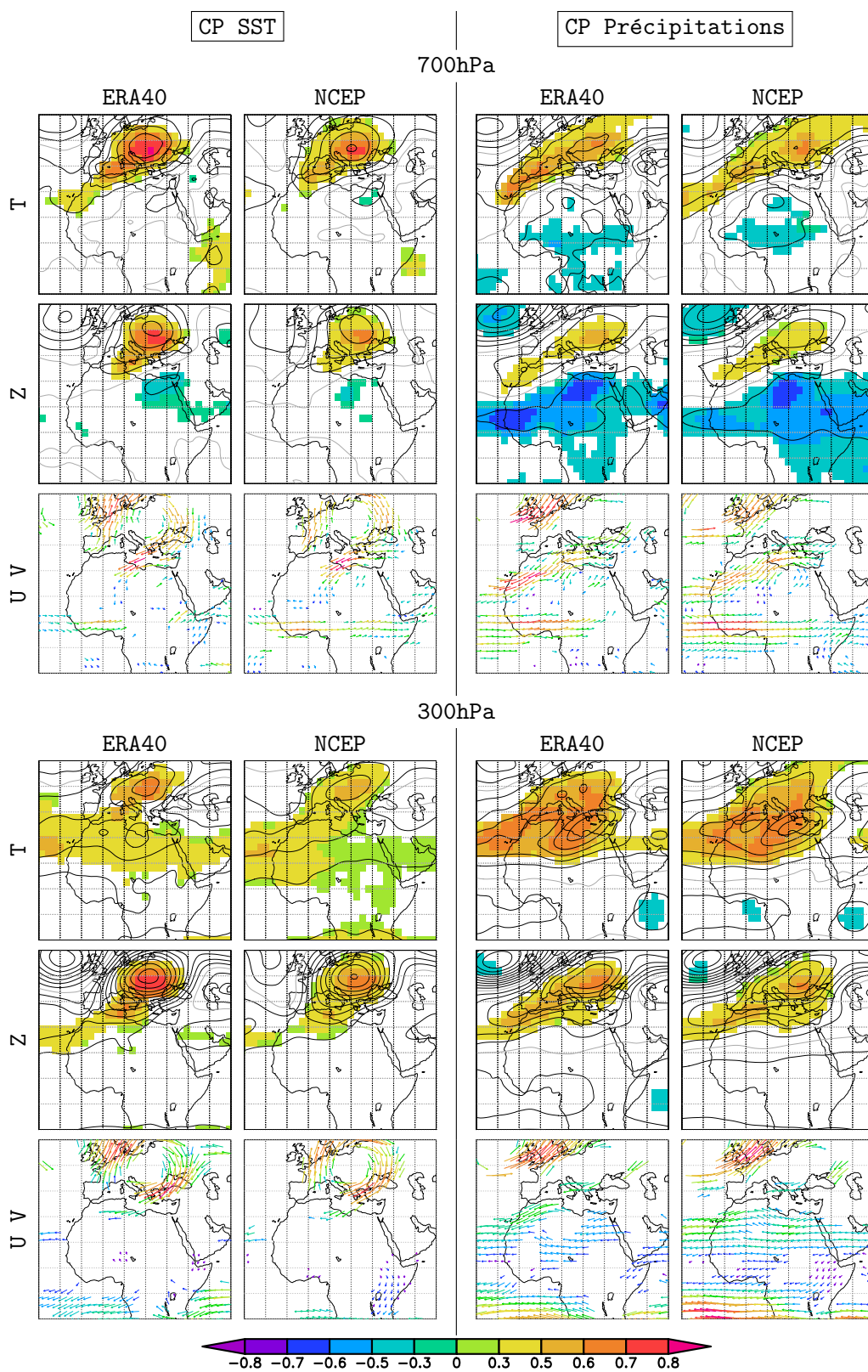


Figure 5.9 – Interaction avec la Méditerranée dans les réanalyses (en altitude) : corrélations (en couleur si significatives) et régressions (isolignes) de la CP des SST (à gauche) et des précipitations (à droite) avec divers champs atmosphériques. L'espacement des isolignes est de $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour la température, et 2 mgp pour le géopotential.

Réponse à 300 hPa

Pour le mode SST, l'anomalie de température est plus faible en altitude, mais s'étale sur l'Afrique du nord. La réponse du géopotential est par contre maximale sous la tropopause. Le vent n'est pas affecté sur l'Afrique.

Pour le mode Précip., les anomalies de température et de géopotential ont des structures similaires, mais l'anomalie de température s'étend plus au sud. Le vent est nettement plus fort sur les îles Britanniques, et le TEJ est renforcé sur son flanc nord. Le *jet* d'ouest de l'hémisphère d'hiver est affaibli au dessus de l'Atlantique sud.

③ Discussion

Notre étude permet d'ajouter quelques pièces au puzzle de l'interaction entre Méditerranée et mousson africaine en été boréal. Les anomalies de SST font manifestement partie d'un signal de grande-échelle sur l'Europe, caractérisé par une anomalie chaude sur toute l'épaisseur de la troposphère, qui est centrée sur l'Europe des Balkans, et qui est parfaitement cohérente avec le premier mode de Xoplaki et al. (2003). L'air plus humide dans les basses-couches sur la Méditerranée et le sud de l'Europe est manifestement advecté au niveau de la Lybie jusque sur le Sahel par le vent renforcé autour de 700 hPa. L'anomalie convective sur le Sahel est à la fois associée à de l'advection d'humidité provenant de l'Atlantique dans la basse-troposphère, ainsi qu'à des anomalies de température et de géopotential de grande-échelle sur l'Europe, qui ressemblent étrangement au type de temps appelé *Atlantic Low*, qui a été relié aux canicules sur l'Europe par Cassou et al. (2005). Le schéma ci-contre (fig. 5.10) permet de résumer notre compréhension de la question, et nos hypothèses.

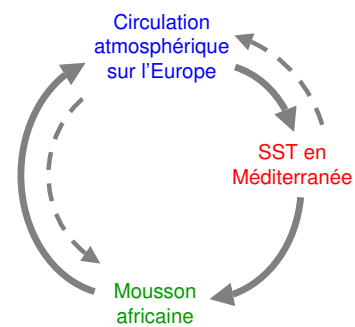


Figure 5.10 – Pour résumer...

Nous avons déjà discuté au chapitre 3 d'un possible lien entre la mousson africaine et les SST de l'Atlantique nord (§ 3.2.1). Nous avons expliqué que le *horseshoe pattern* de la fig. 3.6 est manifestement lié à la circulation de grande-échelle sur l'Atlantique. Ce *pattern* a aussi été relié aux canicules sur l'Europe par Della-Marta et al. (2007). Les liens entre la mousson africaine et les canicules européennes sont donc une question à creuser... Par ailleurs, nous avons décrit au chapitre 4 l'influence de l'ENSO sur les pluies sahéliennes. Si l'on examine la figure 4.3 avec attention, on remarquera que la CP des précipitations (ou de l'OLR) présente des corrélations faibles (inférieures à 0.5), mais significatives (en particulier pour GPCP et NCEP) avec les SST en Méditerranée. Nous avons aussi remarqué dans l'article-2 (fig. 3), que lors des débuts d'événements ENSO, on observe au dessus du bassin Méditerranéen et sur l'Afrique du nord des anomalies de température et de géopotential très fortes en altitude, ainsi qu'une anomalie d'OLR très robuste dans les cas Niño et Niña (fig. 4.4). L'influence de l'ENSO sur l'Europe pourrait-elle emprunter un chemin détourné, *via* la convection en Afrique (fig. 5.10)? S'agit-il d'une modulation de la circulation de Hadley, d'une onde de Rossby stationnaire, ou d'un autre mécanisme? Peu d'études ont abordé cette question de l'influence de l'ENSO sur l'Europe en été boréal (Mariotti et al., 2002 ; Brönnimann, 2007). C'est pourtant une piste qu'il serait intéressant d'explorer, en tenant compte du *timing* de l'ENSO comme au chapitre 4.

Raich et al. (2003) trouvent des corrélations entre les pluies de la mousson Indienne et les pluies sahéliennes, et proposent une téléconnexion *via* le secteur méditerranéen. La CP des pluies GPCP que nous avons utilisée pour étudier le lien avec la Méditerranée n'est que très

faiblement liée aux pluies sur l'Inde (corrélations inférieures à 0.5). Par contre, les anomalies de pression-mer que nous obtenons avec les réanalyses (fig. 5.8) sont très ressemblantes à celles obtenues par Raichich et al. (2003) avec des données *in situ*. Par ailleurs, le lien entre le Sahel et l'Inde à l'échelle interannuelle est compliqué par l'influence de l'ENSO commune à ces deux systèmes de mousson : de ce point de vue, les cartes composites de l'article-2 (fig. 3) sont éloquents.

Pour revenir à l'influence de la Méditerranée sur la mousson, nos résultats sont en adéquation avec les études qui se sont intéressées à cette question. Le rôle de l'advection d'humidité de la Méditerranée vers la bande sahélienne a été découvert par Fontaine et al. (2003) dans la réanalyse NCEP. En prescrivant une anomalie de SST à son modèle d'atmosphère, Rowell (2003) a montré qu'une Méditerranée anormalement chaude augmente l'humidité des basses-couches par évaporation. La circulation moyenne transporte cette humidité au dessus du Sahara, et accroît la convergence d'humidité dans le système de mousson. Rowell (2003) trouve aussi une anomalie dans l'advection d'humidité en provenance de l'Atlantique tropical, qui est selon lui renforcée par l'anomalie convective sur le continent. Ces résultats ont été confirmés par Jung et al. (2006) avec un modèle différent, et sont tout à fait cohérents avec notre étude des réanalyses. À l'aide d'un modèle 2D, Peyrillé et al. (2007) confirment le rôle de l'humidité en basses-couches, mais mettent en avant une diminution du flux d'Harmattan, en intensité et en extension, qui favoriserait une pénétration plus au nord de la ZCIT sur le Sahel. Dans les réanalyses, nous observons au contraire un renforcement du flux d'Harmattan (fig. 5.9).

Des travaux sont actuellement menés par le CRC¹ de Dijon sur l'influence des SST méditerranéennes sur la mousson. Fontaine et al. (2008) montrent qu'au cours de la période 1979–2006, les précipitations observées au centre du Sahel sont liées plus fortement à l'est qu'à l'ouest de la Méditerranée (0.5 contre 0.66 de corrélation avec GPCP). De manière intéressante, les auteurs proposent des mécanismes différents pour ces deux influences de la Méditerranée. En particulier, une anomalie chaude dans l'ouest de la Méditerranée est selon eux associée à un affaiblissement du flux d'Harmattan ; tandis que lorsque c'est l'est de la Méditerranée qui est plus chaude, l'Harmattan est plus fort au niveau de la Lybie, comme sur notre figure 5.9. Le second volet de leur étude consistera en l'analyse d'expériences idéalisées réalisées dans le cadre du projet AMMA.

Dans la simulation forcée f-SST

Rowell (2003) et Jung et al. (2006) prescrivent à leur modèle d'atmosphère une anomalie forte de SST en Méditerranée, et suppriment la variabilité interannuelle des autres bassins en imposant des SST climatologiques. Un tel protocole leur permet d'isoler la réponse au seul forçage de la Méditerranée. Ces expériences idéalisées simulent une influence des SST sur le Sahel. Qu'en est-il dans la simulation forcée f-SST pour laquelle ce sont les SST observées au xx^e siècle qui sont prescrites à Arpège-Climat sur l'ensemble des océans ?

La simulation f-SST présente un lien significatif (tab. 5.2) que nous allons illustrer à l'aide de quelques champs caractéristiques des basses-couches. La comparaison des figures 5.11 et 5.8 montre clairement que le lien détecté dans f-SST n'est pas comparable aux observations. L'anomalie des précipitations concerne bien le Sahel, mais s'étend sur le Sahara, où l'on observe une anomalie de l'advection d'humidité dirigée vers le nord. Le lien avec les SST est faible, et concerne surtout l'ouest du bassin, ainsi que le proche Atlantique. En réalité, les corrélations

¹Centre de recherches de climatologie

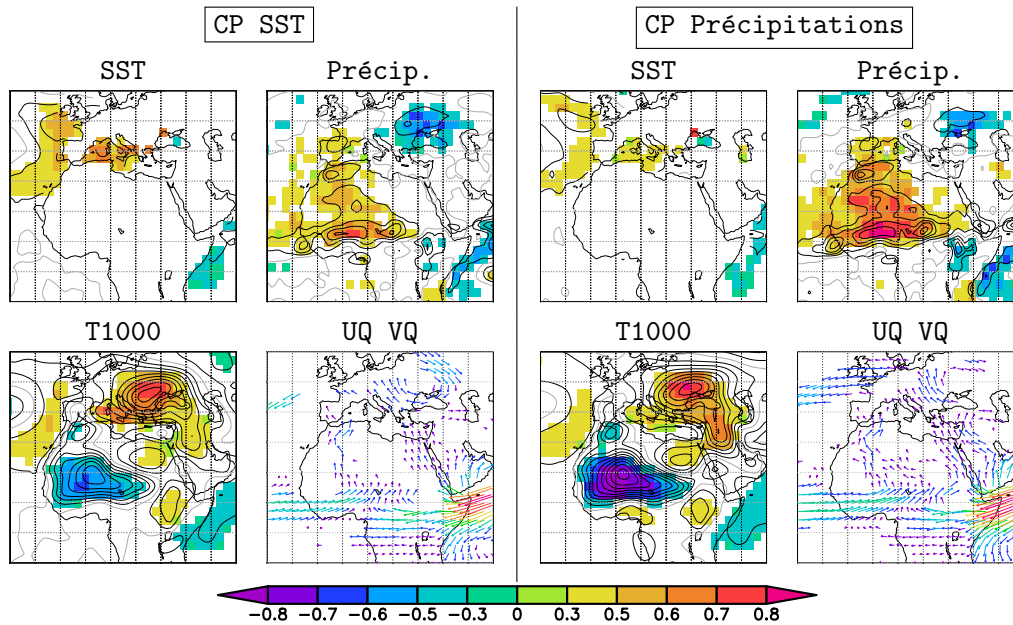


Figure 5.11 – Lien Méditerranée–mousson intrinsèque à la simulation f-SST (tab. 5.2). Corrélations et régressions des CP avec divers champs atmosphériques JJA. Mêmes conventions que pour la fig. 5.8.

les plus fortes sont obtenues avec la température en basses-couches sur l'est de l'Europe. Le forçage des SST ne joue donc qu'un rôle secondaire.

Devant la complexité de ce lien simulé, que l'on ne peut pas comparer aux réanalyses, l'étude menace de tourner court. Pourtant, puisque dans cette simulation les SST observées sont imposées au modèle d'atmosphère, on peut être tenté d'étudier la réponse du modèle d'atmosphère au mode de SST détecté dans les observations. C'est ce que propose la figure 5.12, qu'il faut comparer à la colonne de gauche des figures 5.8 et 5.9.

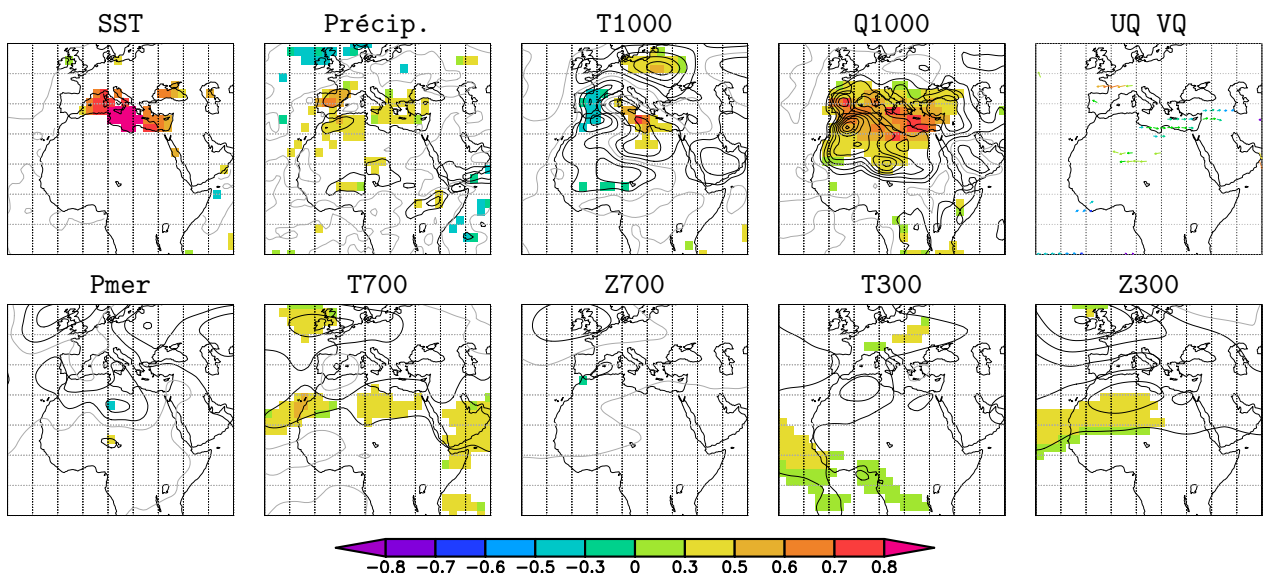


Figure 5.12 – Influence de la Méditerranée : corrélations et régressions de la CP des SST observées (tab. 5.2) avec divers champs atmosphériques JAS de la simulation f-SST. Mêmes conventions que pour les fig. 5.8 et 5.9.

La réponse d'Arpège-Climat à l'anomalie de SST est faible. Le signal le plus net consiste en une forte humidification des basses-couches. Clairement, les SST ne stimulent aucune anomalie de la dynamique dans notre simulation : ni sur l'Europe, ni sur l'Afrique. Cela tend à confirmer l'hypothèse du paragraphe précédent : l'anomalie des SST méditerranéennes fait partie d'un signal de grande-échelle (ce qui ne veut pas dire qu'elle est *entièrement* passive).

Dans Arpège-Climat, le forçage de SST observées est insuffisant pour influencer le système de mousson. Est-ce dû à notre modèle ? Des expériences idéalisées similaires à Rowell (2003) et Jung et al. (2006) ont été réalisées dans le cadre du projet AMMA, et ont montré une influence significative de l'anomalie prescrite à l'atmosphère. Est-ce dû à l'amplitude des anomalies choisies pour ces expériences idéalisées ? À l'absence de variabilité interannuelle sur les autres bassins ? Ces questions seront probablement débattues au sein du Working Group d'AMMA. Nous avons préféré nous intéresser une dernière fois aux expériences couplées, qui sont au cœur de notre travail.

Dans l'expérience couplée No-ENSO

Nous avons vu au paragraphe 5.1.2 qu'il existe dans les simulations couplées réalisées avec CNRM-CM3 un lien robuste entre les SST méditerranéennes et la mousson africaine (fig. 5.7). La simulation No-ENSO va nous permettre d'en appréhender les mécanismes physiques. Comme pour les réanalyses (fig. 5.8 et 5.9), nous allons commenter séparément les deux colonnes de la figure 5.13, en faisant référence aux deux modes (SST et Précip.) détectés par la MCA.

Le mode SST est associé à une anomalie de température en basses-couches, que l'on retrouve jusqu'à 300 hPa. Comme pour les réanalyses, l'anomalie de géopotential est maximale à proximité de la tropopause. Ces anomalies de température et de géopotential présentent des similitudes avec le signal observé, mais sont localisées plus au sud, sur la Méditerranée. La réponse de l'humidité en basses-couches est confinée à l'est de la Méditerranée, point de départ d'une advection d'humidité qui semble pénétrer le Sahara algérien pour rejoindre, à l'ouest du Sahel, le flux de mousson. L'anomalie de pression-mer présente aussi des points communs avec les réanalyses.

On remarquera d'emblée que le mode Précip. est en réalité très peu corrélé aux SST. La corrélation est plus forte avec la température à 700 hPa sur l'est de la Méditerranée. Le lien est donc loin d'être systématique, et pour comprendre l'éventuelle interaction, il faut se concentrer sur les signaux communs aux deux colonnes de la figure 5.13. Les éléments-clé semblent être : l'anomalie de pression-mer sur l'est de la Méditerranée, les anomalies de température et de géopotential en altitude (en particulier le signal robuste sur les îles Britanniques), et l'advection d'humidité, caractérisée par une circulation cyclonique centrée sur le Sahara.

Nous avons trouvé dans la simulation couplée No-ENSO une interaction à l'échelle interannuelle entre la mousson africaine et la circulation atmosphérique sur l'Europe et le proche Atlantique, qui présente de nombreux points communs avec les réanalyses. En particulier, les SST ne semblent être qu'un petit rouage de ces interactions de grande-échelle. Sur bien des points cependant, le comportement du modèle couplé s'écarte de la réalité. Chaque simulation est un « nouveau monde » à découvrir, et à comprendre : il faudrait plus d'investigations, voire d'autres simulations, mais il est temps pour nous de faire le point sur la variabilité de la mousson dans le modèle CNRM-CM3.

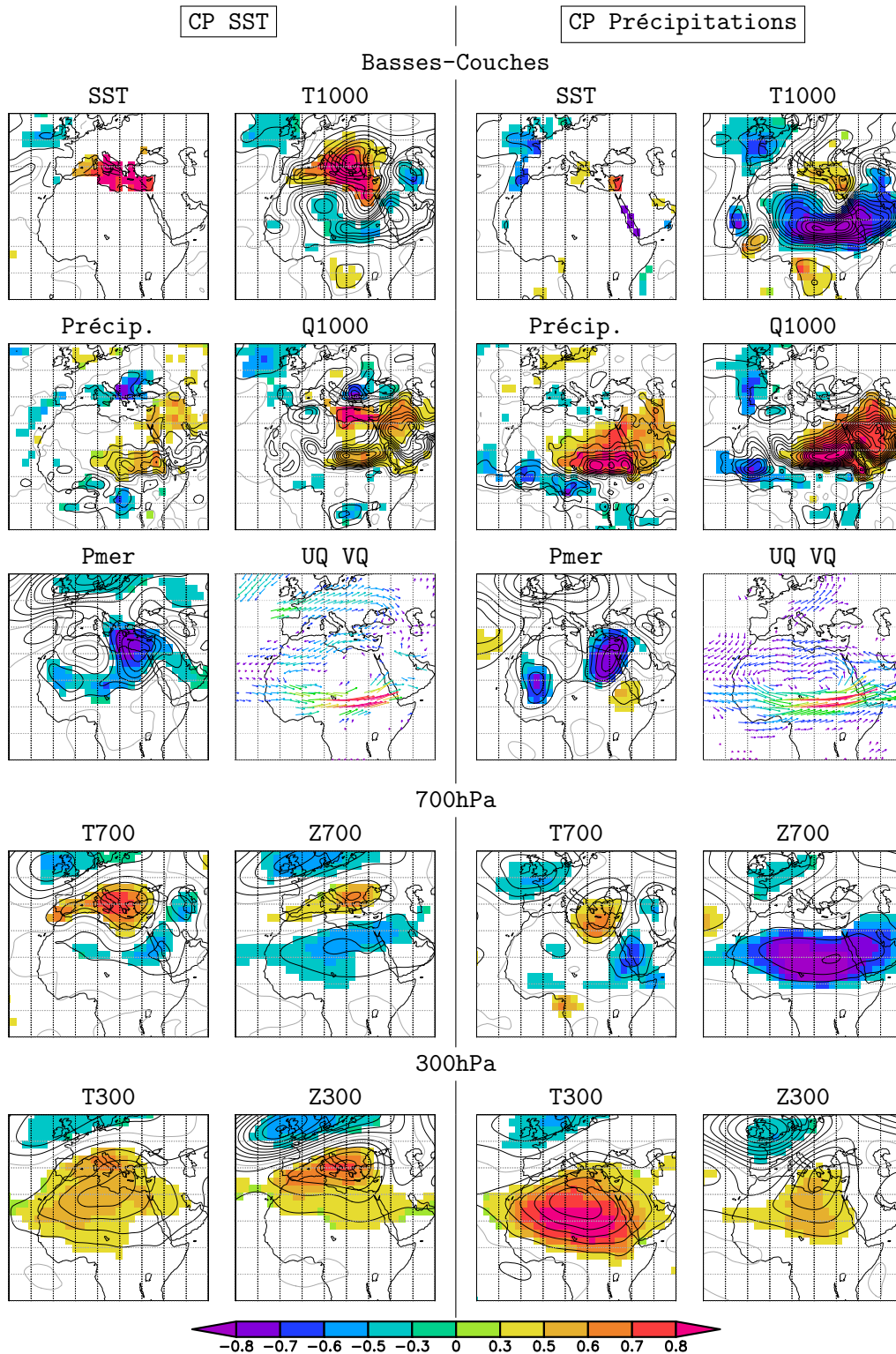


Figure 5.13 – Simulation No-ENSO : corrélations et régressions des CP issues de la MCA avec divers champs atmosphériques (JAS pour la CP SST et ASO pour la CP Précip.). Mêmes conventions que pour les figures 5.8 et 5.9.

5.1.5 Puisqu'il faut conclure...

Les différentes expériences que nous avons réalisées à l'aide du modèle couplé CNRM-CM3 ont été analysées sous l'angle de vue des liens SST-mousson à l'échelle interannuelle. Nous avons vu au chapitre 4 que lorsque la tension de vent est forcée sur le Pacifique tropical, la téléconnexion ENSO caractéristique de CNRM-CM3 est affaiblie. Elle disparaît si l'on force la tension de vent sur tout le globe. Le tableau 5.1 montre qu'en revanche les différents forçages du vent permettent de détecter des liens indépendants de l'ENSO. Cela nous a permis de détailler les interactions avec le golfe de Guinée et la Méditerranée.

Pour conclure, on pourrait être tenté d'étudier la variabilité interannuelle de la mousson dans les différentes expériences, indépendamment des liens avec les SST. C'est ce que propose la figure 5.14, qui compare l'état moyen et la variabilité des précipitations pour la saison JJAS.

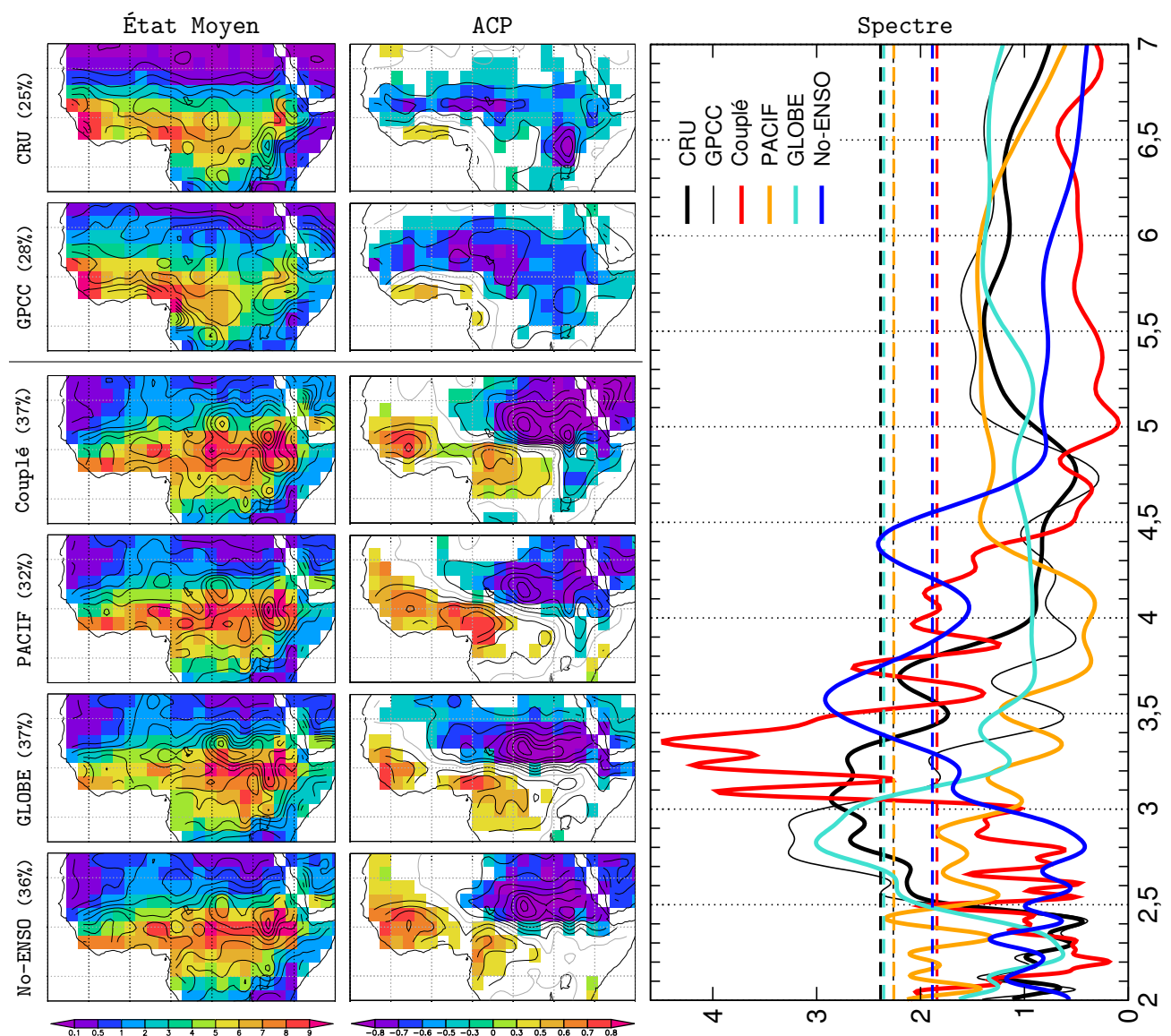


Figure 5.14 – Précipitations observées et simulées : état moyen (moyenne en couleur et écart-type en isolignes espacées tous les 2 mm/j), ACP, et spectre de la 1^{re} CP. Le pourcentage de variance expliquée par l'ACP est indiqué entre parenthèses. Le seuil de significativité de 95% indiqué en tiretés sur le graphique de droite est calculé à partir de l'outil MTM (Ghil et al., 2002).

La mousson simulée change manifestement peu d'une simulation à l'autre. Seule l'expérience GLOBE voit ses précipitations un peu affaiblies le long de la côte Guinéenne (SST plus froides). L'ACP détecte des structures de variabilité très similaires : le même mode est présent dans chaque expérience, et semble intrinsèque au système de mousson simulé par CNRM-CM3, indépendamment de la variabilité océanique simulée, l'ENSO y compris. On notera que même le pourcentage de variance expliquée, un peu supérieur à celui des observations, est à peu près identique pour chaque simulation.

C'est en termes de spectre des CP que la figure 5.14 est très surprenante : le comportement temporel semble complètement différent d'une expérience à l'autre. Dans la simulation de référence, on observe un fort pic de puissance entre 3 et 3.5 années (variabilité ENSO). Dans l'expérience PACIF, un unique pic, de période 2.4 années, est faiblement significatif. Dans l'expérience GLOBE, on obtient par contre un pic marqué entre 2.7 et 3 années. Dans l'expérience No-ENSO, un pic apparaît autour de 3.5 années. La pulsation du mode détecté par l'ACP semble donc très dépendante de la variabilité océanique. Toutefois, on remarquera que pour les données observées, la MTM donne des spectres assez différents, peut-être en raison de la faible longueur temporelle des séries utilisées (une cinquantaine d'années). Or nos expériences de sensibilité ne comptent que 42 années. Même si *visuellement* les différences entre les CP sont patentées (non montré), des ensembles de simulations seraient nécessaires pour s'assurer de la robustesse de ces spectres.

La variabilité interannuelle des précipitations africaines dans CNRM-CM3 présente une structure spatiale inhérente à Arpège-Climat : seule la pulsation dépend de la variabilité des SST. Pour améliorer la réponse des précipitations sur l'Afrique, c'est donc à ce mode de variabilité qu'il faudrait s'attaquer.

5.2 Dans les simulations du GIEC

5.2.1 Étude statistique des liens

Pour étendre aux modèles CMIP3 notre étude des interactions SST-mousson autres que la téléconnexion ENSO, nous avons mis en place une procédure simplifiée. Pour chacun des 10 bassins océaniques de la figure 3.1, une unique MCA est calculée entre les anomalies interannuelles JJAS des SST et des précipitations. L'analyse est donc restreinte aux seuls liens synchrones dans les 15 simulations du xx^e siècle considérées jusqu'ici. Par rapport à l'article-1, le raffinement n'est pas anodin, puisque l'on considère désormais chaque bassin séparément.

Le tableau 5.3 donne un aperçu synthétique des résultats. Pour chaque mode significatif (SCF et corrélation des CP), la CP des SST est corrélée à la première CP de l'ACP des SST JFM et OND du Pacifique équatorial (comme pour le tab. 5.1) ; ceci afin de déterminer si le mode détecté correspond (corrélation significative supérieure à 0.5) à la fin d'événements ENSO (jaune) ou au début d'événements ENSO (orange). Les CP SST des modes qui ne sont pas liés à l'ENSO sont corrélées entre elles, afin de distinguer les modes « dominants » (bleu foncé) des modes « secondaires » (bleu clair), corrélés significativement (à plus de 0.5) avec les modes dominants, mais dont la corrélation avec la CP des précipitations est plus faible (cf. § 3.2.1).

Si l'on compare les tableaux 5.3 et 3.1 pour les données observées, on notera la disparition de nombreux liens, qui ne sont plus significatifs à 95% lorsque l'on utilise des moyennes JJAS

	AT	GG	IT	PN	AN	M	PS	AS	IS
OBS-1		■				■	■	■	
OBS-2		■							
OBS-3		■				■			
HADCM3				■			■		
IPSL				■		■			■
MRI	■	■	■	■			■		
NCAR	■	■		■	■	■			
INM			■						
MIROCmed									
BCCR									
CNRM	■	■	■	■	■	■	■		
CSIRO				■			■		
GFDL		■					■		
INGV	■	■	■		■		■		■
MPI	■	■	■	■			■		■
CCCMA_t63			■						■
HADGEM1		■			■				
MIROChi									

Tableau 5.3 – MCA bassin par bassin pour les simulations CMIP3 (interannuel) : chaque case colorée correspond à un mode significatif détecté par la MCA. En jaune : mode lié aux fins d'événements ENSO. En orange : mode lié aux débuts d'événements ENSO. En bleu foncé : mode dominant indépendant de l'ENSO. En bleu clair : mode secondaire indépendant de l'ENSO. Se référer au texte pour plus de détail. OBS-1, OBS-2, et OBS-3 font référence aux données CRU/HadC 1901–2002, CRU/HadC 1951–2002, et GPCC/HadC 1951–2000.

synchrones. Par contre, la procédure simplifiée détecte toujours le lien avec le golfe de Guinée, ainsi qu'avec la Méditerranée (pour deux jeux de données sur trois).

Les simulations ont été regroupées en fonction de leur téléconnexion ENSO (fig. 13 de l'article-2). De haut en bas, dans le tableau 5.3, on reconnaîtra les groupes A à C, et en dernier les trois simulations sans lien significatif avec les SST du Pacifique équatorial. Cette organisation du tableau s'avère assez pertinente :

- Les modèles du groupe-A sont les plus à même de simuler des liens indépendants de l'ENSO. La simulation NCAR, en particulier, présente des liens avec différents bassins qui sont indépendants entre eux. Dans la simulation MRI, on reconnaît la réponse très rapide de l'Indien tropical dès l'onset des événements ENSO.
- Trois modèles du groupe-C ne passent pas inaperçus : CNRM, INGV, et MPI sont en effet caractéristiques par la persistance de leurs anomalies de SST en fin d'ENSO. Ces simulations présentent moins facilement des liens indépendants de l'ENSO. Par exemple, la simulation BCCR ne connaît pas d'autre lien que celui avec le Pacifique tropical.
- Les simulations du groupe-B et les simulations sans téléconnexion ENSO présentent peu de liens SST-mousson significatifs.

Concernant les deux bassins étudiés dans ce chapitre, trois simulations sur 15 (HADGEM, MRI, et NCAR) présentent un lien avec le golfe de Guinée, et trois simulations (CNRM, IPSL, et NCAR) proposent un lien avec la Méditerranée. On retiendra donc qu'en dehors du rôle majeur de l'ENSO, les modèles couplés actuels, dans leur majorité, ont des difficultés à reproduire les interactions de la mousson avec le golfe de Guinée et la Méditerranée observées à l'échelle interannuelle.

5.2.2 Golfe de Guinée et Méditerranée

La figure 5.15 illustre les liens simulés, que l'on comparera aux liens observés (fig. 3.4 et 3.5).

Golfe de Guinée : de façon surprenante, les anomalies de SST dans le golfe de Guinée ne sont pas associées aux précipitations sur la côte. Pour HADGEM, on obtient un déficit dans toute la zone de mousson ; pour MRI, malgré nos précautions, on retrouve la téléconnexion ENSO ; et pour NCAR la réponse des précipitations est illisible.

Méditerranée : la forte réponse de CNRM-CM3 a été décrite dans ce chapitre. Pour la simulation IPSL, on retrouve la téléconnexion ENSO, certes très affaiblie ; et pour NCAR, la réponse est très faible, mais du bon signe.

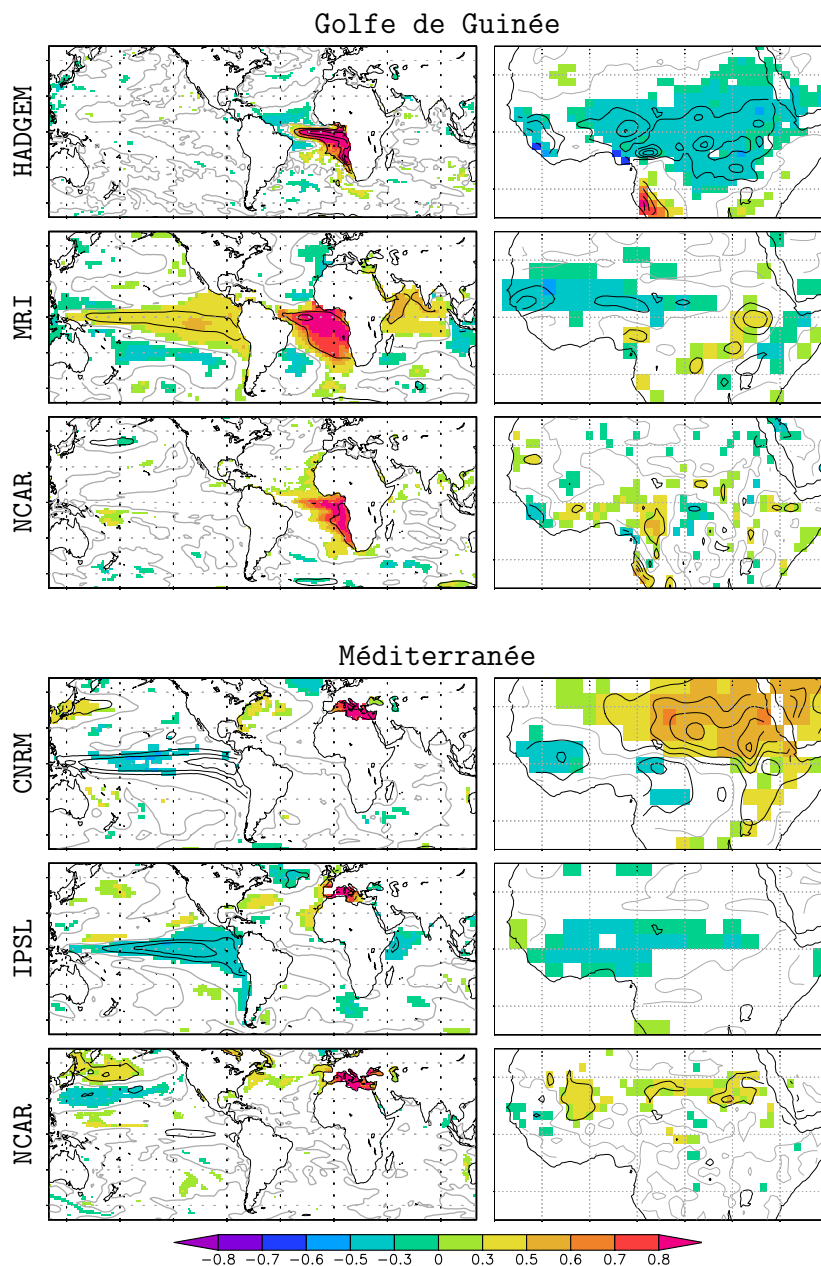


Figure 5.15 – Modèles CMIP3 : carte homogène des SST et carte hétérogène des précipitations pour les modes significatifs du tableau 5.3.

Devant le manque de réalisme des interactions SST-précipitations simulées, il semble peu utile d'étudier les anomalies atmosphériques associées. Le cas du golfe de Guinée est éloquent : non seulement très peu de modèles simulent l'Atlantique Niño, mais en plus la figure 5.15 montre qu'une réponse réaliste de la mousson est loin d'être assurée.

Plusieurs études ont montré que l'état moyen et la variabilité de l'Atlantique sont mal reproduits dans les modèles couplés actuels. Breugem et al. (2006) montrent que la température de l'Atlantique tropical nord est de 1° à 3° trop froide dans les modèles CMIP3. La position de la ZCIT est la plupart du temps décalée vers le sud, défaut qui est partagé par les simulations forcées (Biasutti et al., 2006). Au niveau de l'équateur, les SST en été sont trop chaudes à l'est et trop froides à l'ouest, d'où un gradient zonal orienté ouest-est au lieu de est-ouest dans la plupart des modèles. Ce constat était déjà celui de Davey et al. (2001) pour les modèles CMIP2. Richter et Xie (2008) complètent ces analyses des simulations CMIP3, et montrent que le biais des vents d'ouest à la surface de l'Atlantique équatorial conduit à un approfondissement de la thermocline à l'est du bassin, ce qui empêche la langue d'eau froide de se développer en été. Selon eux, les biais dans l'Atlantique tropical proviennent principalement du modèle d'atmosphère, et sont amplifiés par les interactions océan-atmosphère.

Pour finir, rappelons que la simulation de la mousson requiert aussi l'attention des modélisateurs. Cook et Vizy (2006) montrent que pour huit des dix-huit simulations CMIP3 qu'ils ont analysées le maximum des précipitations de mousson n'est pas positionné sur le continent africain, mais sur le golfe de Guinée ! La diversité des moussons simulées dans les modèles couplés n'est pas sans faire écho à la diversité des réponses à l'ENSO en termes de précipitations. Les biais de l'état moyen ne sont probablement pas sans effets sur la variabilité simulée...

Synthèse

Questions posées

- ☞ Quels sont les mécanismes des liens observés avec le golfe de Guinée et la Méditerranée à l'échelle interannuelle ?
- ☞ Pour ces deux interactions, quel est le rôle du forçage océanique pour la mousson ?
- ☞ Quels sont les liens indépendants de l'ENSO dans les expériences CNRM-CM3 et les simulations du GIEC ?

Résultats obtenus

□ DANS LES OBSERVATIONS ET LES RÉANALYSES :

☛ *Interaction avec le Golfe de Guinée :*

L'Atlantic Niño est en général maximal entre mai et juillet, au début de la saison de mousson. Lors d'un événement chaud, au dessus de l'anomalie de SST l'air est plus humide, les alizés sont plus faibles, et la convergence du vent est renforcée au niveau de la ZCIT. La réponse de la convection concerne essentiellement la ZCIT océanique, mais les pluies sont aussi modulées sur la côte guinéenne, en bordure des anomalies de température et d'humidité du golfe de Guinée. Dans les réanalyses, les anomalies de la convection sur la côte guinéenne ne semblent pas jouer un rôle important pour l'Atlantic Niño. À l'échelle interannuelle, les SST du golfe de Guinée peuvent donc manifestement être considérées – au premier ordre – comme un forçage pour les pluies de la côte guinéenne.

☛ *Interaction avec la Méditerranée :*

L'anomalie des SST méditerranéennes liée aux pluies sahéliennes résulte manifestement d'un forçage atmosphérique de grande-échelle sur l'Europe, caractérisé par une anomalie de température sur toute l'épaisseur de la troposphère. L'anomalie de géopotential associée est maximale en altitude. L'air plus humide dans les basses-couches sur la Méditerranée est manifestement advecté au niveau de la Lybie jusque sur le Sahel, du fait d'une circulation anticyclonique qui renforce le vent jusque dans le domaine de l'Harmattan. La convection est renforcée sur l'est et le centre du Sahel, et ce signal est associé à de l'advection d'humidité provenant de l'Atlantique. En altitude, les anomalies du système de mousson sont clairement liées à la circulation de grande-échelle sur l'Europe, sans qu'il soit facile de distinguer « qui influence l'autre ».

□ DANS LE MODÈLE DE CLIMAT DU CNRM :

- L'expérience No-ENSO permet de supprimer l'ENSO sans modifier l'état moyen du modèle couplé.
- Les expériences réalisées avec CNRM-CM3 présentent toutes le même mode de variabilité des précipitations, dont seul le comportement temporel change en fonction de la variabilité océanique simulée.
- Les modes de co-variabilité SST–mousson indépendants de l'ENSO sont assez variés dans les différentes expériences. Le lien avec la Méditerranée est robuste ; par contre, seule la simulation forcée f-SST propose un lien avec le golfe de Guinée.

• *Interaction avec le Golfe de Guinée :*

- Simulation f-SST : le forçage de SST observées permet de reproduire l'influence de l'Atlantique Niño sur les précipitations de la côte guinéenne, mais le lien est plus faible que dans les réanalyses, et les anomalies atmosphériques sont confinées dans les basses-couches.
- Expérience No-ENSO : CNRM-CM3 présente un mode de variabilité des SST faible, concentré le long des côtes au sud de l'équateur, maximal en hiver, et qui n'a pas d'impact pour la mousson.
- Expérience GLOBE : le forçage du vent ERA40 stimule un mode de type Atlantic Niño II, maximal à l'automne. La réponse des pluies à la fin de la saison de mousson consiste en un léger décalage vers le sud des pluies à l'ouest du bassin.

• *Interaction avec la Méditerranée :*

- Simulation f-SST : l'interaction observée n'est pas reproduite par Arpège-Climat. La réponse au mode détecté dans les observations montre que les SST méditerranéennes ne stimulent pas d'anomalie atmosphérique de grande-échelle. Le seul signal consiste en une humidification des basses-couches sur la Méditerranée, sans influence pour le Sahel. Cette influence est pourtant obtenue si l'on force une forte anomalie de SST idéalisée sur la Méditerranée, en supprimant la variabilité interannuelle des autres bassins (expériences AMMA).
- Expérience No-ENSO : il existe dans CNRM-CM3 une interaction entre la mousson africaine et la circulation sur l'Europe et le proche Atlantique, qui présente de nombreux points communs avec les réanalyses, et pour laquelle les SST méditerranéennes semblent jouer un rôle secondaire.

□ **DANS LES SIMULATIONS DU GIEC :**

La classification des modèles en fonction de leur téléconnexion ENSO (chap. 4), s'avère pertinente pour étudier le rôle des autres bassins. Les modèles qui ont une téléconnexion au début des événements ENSO sont les plus à même de simuler des interactions indépendantes de l'ENSO. Par contre, les modèles qui présentent des anomalies de SST persistantes en fin d'ENSO sont moins favorables à d'autres interactions.

Parmi les 15 simulations étudiées, trois seulement proposent un lien avec le golfe de Guinée, et trois proposent un lien avec la Méditerranée, mais les anomalies de précipitations associées sont peu réalistes.

Conclusion

CE MÉMOIRE s'est attaché à décrire le rôle des océans dans la variabilité climatique de la mousson africaine à partir de différents jeux de données : des observations interpolées aux simulations couplées du GIEC, en passant par les réanalyses atmosphériques, et toute une zoologie d'expériences de sensibilité.

Après un *premier chapitre* introductif pour planter le décor, le *chapitre 2* a présenté les données et les méthodes statistiques. Le *chapitre 3* a proposé une étude statistique des liens SST-précipitations dans les observations et les simulations du GIEC, en distinguant les échelles interannuelles et décennales. Le *chapitre 4* a ensuite été consacré aux mécanismes de l'influence du Pacifique équatorial, et le *chapitre 5* a examiné le rôle des autres bassins, en particulier le golfe de Guinée et la Méditerranée. Une synthèse des principaux résultats est proposée ci-dessous, suivie de quelques perspectives.

Synthèse

Données observées et réanalyses

① À l'échelle décennale, notre procédure sépare deux influences importantes pour les pluies du Sahel. Un premier mode global combine la PDO du Pacifique et la variabilité de l'océan Indien ; mais ne présente pas l'antagonisme des deux hémisphères souvent mis en avant. Un autre mode, indépendant, met en valeur le rôle de l'AMO dans l'Atlantique nord, avec des variations remarquablement en phase avec les précipitations sahéliennes à la fin du xx^e siècle.

② À l'échelle interannuelle :

- **Pacifique équatorial** : l'influence de l'ENSO sur la mousson africaine a lieu soit au début d'événements El Niño ou La Niña précoces, soit au cours d'événements La Niña tardifs ou persistants. Au début des événements ENSO, on observe à la fois une modulation de la circulation de Walker, et une anomalie de type onde de Kelvin en altitude. Ces anomalies permettent d'envisager plusieurs mécanismes d'influence pour la convection en Afrique. À grande-échelle, les mécanismes de la téléconnexion semblent assez linéaires : le signal de SST plus faible dans le cas Niña entraîne des anomalies atmosphériques plus faibles, mais symétriques au cas Niño. On retiendra que le lien ENSO-mousson n'est pas stationnaire dans les données observées du xx^e siècle, mais ses fluctuations dépendent en partie de la méthode employée.
- **Golfe de Guinée** : les anomalies de SST de l'Atlantic Niño sont en général maximales entre mai et juillet, au début de la saison de mousson. Lors d'un événement chaud, au dessus de l'anomalie de SST l'air est plus humide, les alizés sont plus faibles, et la conver-

gence du vent est renforcée au niveau de la ZCIT. La réponse de la convection concerne essentiellement la ZCIT océanique, mais les pluies sont aussi modulées sur la côte guinéenne, en bordure des anomalies de température et d'humidité du golfe de Guinée. Dans les réanalyses, les anomalies de la convection sur la côte guinéenne ne semblent pas jouer un rôle important pour l'Atlantic Niño. À l'échelle interannuelle, les SST du golfe de Guinée peuvent donc manifestement être considérées – au premier ordre – comme un forçage pour les pluies de mousson. Les fluctuations de ce lien au xx^e siècle semblent robustes, avec un maximum en intensité des années cinquante à soixante-dix, puis un affaiblissement à la fin du siècle.

- **Méditerranée** : le lien entre la Méditerranée et les pluies sahéliennes est significatif quelles que soient les données de précipitations. Son intensité a varié : plus faible dans les années soixante et soixante-dix, ce lien s'est intensifié à la fin du siècle. L'anomalie des SST méditerranéennes liée aux pluies sahéliennes résulte manifestement d'un forçage atmosphérique de grande-échelle sur l'Europe, caractérisé par une anomalie de température sur toute l'épaisseur de la troposphère. L'anomalie de géopotential associée est maximale en altitude. L'air plus humide dans les basses-couches sur la Méditerranée est manifestement advecté au niveau de la Lybie jusque sur le Sahel, du fait d'une circulation anticyclonique qui renforce le vent jusque dans le domaine de l'Harmattan. La convection est renforcée sur l'est et le centre du Sahel, et ce signal est associé à de l'advection d'humidité provenant de l'Atlantique. En altitude, les anomalies du système de mousson sont clairement liées à la circulation de grande-échelle sur l'Europe, sans qu'il soit facile de distinguer « qui influence l'autre ».

Deux autres liens significatifs sont détectés dans les données CRU 1901–2002 : avec l'Atlantique sud et avec l'Atlantique nord, ce qui confirme la probable interaction de la mousson africaine avec les moyennes latitudes.

Modèle de climat du CNRM

Lorsque les SST sont prescrites au modèle d'atmosphère Arpège-Climat, la mousson simulée est influencée à la fois au début, pendant, et à la fin de certains événements ENSO. Dans le cas des débuts d'événements ENSO, le modèle répond préférentiellement à des événements précoces, qui présentent déjà une anomalie dans l'océan Indien. Le déroulement temporel de la réponse est alors assez réaliste. Par ailleurs, le forçage des SST observées permet de reproduire l'influence de l'Atlantic Niño sur les pluies de la côte guinéenne, mais le lien est plus faible que dans les réanalyses, et les anomalies atmosphériques sont confinées dans les basses-couches. Par contre, l'interaction observée avec la Méditerranée n'est pas reproduite par cette simulation. Le mode détecté dans les observations ne stimule pas d'anomalie atmosphérique de grande-échelle, en dehors d'une humidification des basses-couches sur la Méditerranée, sans influence significative pour le Sahel.

Les simulations réalisées avec le modèle couplé CNRM-CM3 présentent toutes le même mode de variabilité des précipitations en Afrique sub-saharienne : seul le comportement temporel change en fonction de la variabilité océanique simulée. Les modes de co-variabilité SST–mousson indépendants de l'ENSO sont assez variés dans les différentes expériences de sensibilité ; excepté le lien avec la Méditerranée, qui est très robuste.

- Simulation couplée : dans CNRM-CM3, l'influence du Pacifique sur la mousson a lieu à la fin des événements ENSO. C'est en partie dû à un retard de l'onset des anomalies de SST, auquel s'ajoute un retard dans la réponse atmosphérique sur l'Afrique.

- Expérience PACIF : prescrire la tension de vent sur le Pacifique tropical permet de stimuler la chronologie historique de l'ENSO dans le modèle couplé. Les anomalies de SST, excitées par des anomalies de vent d'ouest, sont plus faibles que dans la simulation de référence, et s'érodent plus vite à l'ouest du Pacifique. En conséquence, les anomalies de géopotential sont plus faibles au dessus de l'Afrique, mais leur *timing* est inchangé. On obtient donc une téléconnexion plus faible, mais qui a toujours lieu en fin d'événement ENSO.
- Expérience GLOBE : prescrire le vent ERA40 sur tout le globe modifie la réponse de l'Atlantique tropical à l'ENSO. Or dans CNRM-CM3, les fortes anomalies de SST au niveau de la ZCIT Atlantique – du fait de leur impact sur l'advection d'humidité – semblent être une *condition nécessaire* de la téléconnexion simulée en fin d'événement ENSO avec la mousson africaine. Par ailleurs, le forçage du vent fait apparaître un mode de type Atlantic Niño II, maximal à l'automne, qui entraîne un léger décalage des pluies à l'ouest du bassin.
- Expérience No-ENSO : forcer une tension de vent climatologique sur le Pacifique permet de supprimer l'ENSO sans modifier l'état moyen du modèle couplé. Dans l'Atlantique tropical, CNRM-CM3 présente un mode de variabilité des SST faible, concentré le long des côtes au sud de l'équateur, maximal en hiver, et qui n'a pas d'impact pour la mousson. Il existe par contre une interaction entre la mousson africaine et la circulation atmosphérique sur l'Europe et le proche Atlantique, qui présente de nombreux points communs avec les réanalyses, et pour laquelle les SST méditerranéennes semblent jouer un rôle secondaire.

Simulations couplées du GIEC

① À l'échelle interannuelle :

La plupart des modèles CMIP3 étudiés simulent un lien fort entre le Pacifique équatorial et les précipitations en Afrique, mais les structures d'anomalies sont très différentes d'un modèle à l'autre, et rarement comparables à celles observées. L'intensité du lien simulé présente de nettes fluctuations décennales, avec une tendance significative à l'augmentation au cours du XXI^e siècle dans le cadre du scénario SRES-A2.

Dans les simulations couplées, le printemps est rarement la période privilégiée pour la mise en place des événements ENSO. Dans près de la moitié des simulations étudiées, les événements sont susceptibles de démarrer à tout moment de l'année. Les autres simulations présentent un pic d'occurrence souvent tardif par rapport aux observations (au moins un mois). Par ailleurs, certaines simulations exhibent des comportements très différents dans les cas Niño *versus* Niña. La réponse de la dynamique au dessus de l'Afrique nécessite en général plus de temps dans les modèles que dans les réanalyses. En conséquence, seuls quatre modèles simulent une téléconnexion au début des événements ENSO comme dans les observations. Pour six simulations, des anomalies persistantes à la surface de l'océan et dans toute la troposphère tropicale influencent la mousson en fin d'événement. En altitude, la réponse du géopotential est assez cohérente dans les simulations ; par contre, les comportements sont plus variés dans les basses-couches. Un déroulement temporel réaliste de la téléconnexion n'implique pas nécessairement une réponse réaliste des précipitations : la réponse du système de mousson peut être très différente selon les modèles. D'autre part, il n'y a pas de lien évident entre la réponse à l'ENSO et au changement climatique : certains des mécanismes mis en jeu sont manifestement différents.

Distinguer les modèles en fonction de leur téléconnexion ENSO s'avère pertinent pour étudier le rôle des autres bassins. Les modèles qui ont une téléconnexion au début des événements ENSO sont les plus à même de simuler des interactions indépendantes de l'ENSO. Par contre, les modèles qui présentent des anomalies de SST persistantes en fin d'ENSO sont moins favorables à d'autres interactions. Parmi les 15 simulations étudiées, trois seulement proposent un lien avec le golfe de Guinée, et trois proposent un lien avec la Méditerranée, mais les anomalies de précipitations associées sont peu réalistes.

② À l'échelle décennale, les modèles du GIEC proposent en général un mode de co-variabilité très ressemblant à leur propre téléconnexion ENSO d'échelle interannuelle. Une structure de type PDO est aussi détectée dans quelques simulations. Par contre, le rôle de l'AMO est beaucoup moins apparent.

Perspectives

L'histoire récente de la météorologie et de la climatologie montre qu'il existe un cercle vertueux entre la compréhension des phénomènes, leur modélisation, et leur prévision. C'est donc autour de ces trois « foyers d'attraction » que vont graviter nos perspectives.

Compréhension des phénomènes

Les océans ne sont pas la seule source de variabilité pour la mousson africaine à l'échelle climatique. Comme nous l'avons vu au paragraphe 1.2.4, selon l'échelle considérée, la surface continentale, les aérosols, et les gaz à effet de serre sont aussi susceptibles de jouer un rôle ; ainsi qu'un grand nombre d'autres interactions, en particulier avec les plus petites échelles. L'un des objectifs du projet AMMA est donc de relier ces différentes sources de variabilité pour dresser un tableau complet de la variabilité du système de mousson. Dans ce mémoire, nous avons choisi d'explorer les mécanismes de grande-échelle : gage de cohérence, c'est aussi l'une des limites de ce travail, car les interactions océan-mousson mettent en jeu des processus de petite-échelle, qui chacun transportent une part de l'information. Il serait intéressant de « descendre » à l'échelle intra-saisonnière pour étudier non seulement les phénomènes convectifs à l'origine des anomalies de grande-échelle, mais aussi l'influence des anomalies de grande-échelle sur les plus petites échelles spatiales et temporelles.

Dans l'ensemble de ce mémoire, nous avons appréhendé la variabilité des océans sous le seul aspect de leur température en surface. Or la SST n'est en fait que la « partie émergée de l'iceberg ». Dès lors que l'on s'intéresse à un phénomène couplé comme l'ENSO, ou l'Atlantic Niño, le point de vue de « l'atmosphéricien » que nous avons adopté est forcément partial. Pour comprendre en particulier l'interaction entre le golfe de Guinée et la mousson à l'échelle interannuelle, il semble essentiel d'étudier plus en détail l'interface océan-atmosphère.

L'étude de la variabilité climatique au xx^e siècle est fortement limitée par les données disponibles. Cette contrainte a limité nos prospections : nous avons choisi de ne pas étudier les mécanismes atmosphériques de la variabilité décennale, et nous n'avons pas tenu compte des possibles changements dans les interactions interannuelles au cours du xx^e siècle. En particulier, l'impact du *climate shift* de 1976-77 sur la téléconnexion ENSO n'a pu être évalué, faute d'un échantillon suffisant de co-occurrences ENSO-mousson avant et après cette date dans les réanalyses (selon nos critères). Pour obtenir un signal statistiquement significatif, nous avons donc étudié la variabilité interannuelle sur des périodes longues (42 ans minimum), et

nous avons négligé la part de non-stationnarité des processus impliqués et la diversité inter-événements. Nos résultats sont bel et bien le fruit d'inévitables hypothèses et approximations. Que le lecteur n'en soit pas surpris : c'est le propre de toute étude à l'échelle du climat !

Amélioration des modèles couplés

Le 4^e rapport du GIEC est incapable de conclure quant à l'avenir climatique de l'Afrique de l'ouest. « *It is unclear how rainfall in the Sahel, the Guinean Coast and the southern Sahara will evolve [...] The absence of realistic variability in the Sahel in most 20th-century simulations casts some doubt on the reliability of coupled models in this region* » (Christensen et al., 2007). Le climat africain est le fruit d'interactions complexes : simuler et prévoir son évolution est bel et bien un défi scientifique, à toutes les échelles temporelles. . .

Chaque modèle du GIEC ressemble à une *terra incognita* à découvrir. En cherchant à comprendre les liens ENSO–mousson simulés, nous avons buté sur la diversité des ENSO et des moussons africaines dans les modèles actuels, ainsi que sur l'absence de variabilité réaliste dans l'Atlantique tropical. Il faudrait maintenant examiner, et tenter d'améliorer, les causes physiques de ces biais. Il faudrait par exemple comprendre et perfectionner la réponse à l'ENSO, en s'intéressant à chaque maillon de la chaîne de mécanismes qui conduit de l'anomalie de SST à la mousson. C'est un travail considérable, mais nécessaire à l'amélioration des modèles couplés. Il faut en effet garder à l'esprit que les tropiques couvrent la moitié de la surface du globe, et sont une source de variabilité essentielle pour le climat, y compris aux moyennes latitudes.

Ce mémoire milite pour le recours méthodique à une hiérarchie de protocoles expérimentaux. Nous avons vu l'utilité de contraindre « en douceur » la variabilité océanique du modèle couplé *via* la tension de vent. Outre le raffinement qui consisterait à recalculer les flux de chaleur en tenant compte du vent forcé, d'autres protocoles sont nécessaires pour aller plus loin dans la compréhension et l'amélioration des interactions simulées.

- ☞ Pour les influences de l'ENSO, un protocole de type *pacemaker* semble prometteur (cf. § 2.2.2), car il permet de forcer la structure et le déroulement temporel observés de l'ENSO sur le Pacifique tropical, tout en conservant le couplage sur les autres bassins. Étape ultime, un *nudging* vers ERA40 de toute l'atmosphère au dessus du Pacifique pourrait permettre de n'étudier *que* la propagation des anomalies dans la troposphère libre et la réponse du système de mousson.
- ☞ Pour étudier la variabilité interannuelle de l'Atlantique tropical, il pourrait être utile de procéder à un couplage régional, avec des SST climatologiques sur les autres bassins. Prescrire la tension de vent ERA40 au modèle d'océan est manifestement insuffisant pour stimuler un Atlantic Niño réaliste. Il serait donc intéressant de prescrire *aussi* les flux de chaleur réanalysés. En fonction des résultats, une correction de flux régionale pourrait s'avérer judicieuse. . . Le présent mémoire s'est surtout intéressé à l'aspect atmosphérique des phénomènes couplés, mais il est évident que l'amélioration des interactions océan–atmosphère ne peut se faire sans regarder aussi sous la surface pour comprendre la dynamique de l'océan superficiel.

Prévision saisonnière

Comme l'illustre la figure 3, l'Afrique de l'ouest est caractérisée par une forte densité de population en zone rurale, dans un environnement fragile. La pression démographique, les ressources en eau limitées, et la variabilité climatique, rendent la sécurité alimentaire critique dans cette région. Il en va ainsi depuis des siècles, mais le changement climatique et l'explosion démographique sont susceptibles de changer la donne, en demandant une adaptation des stratégies de développement. Dans ce contexte, la prévision saisonnière peut être un outil prometteur pour tenter d'utiliser de manière optimale les cumuls de pluies limités et fluctuants au Sahel. Le projet AMMA vient donc à point nommé pour mettre en place de nouveaux systèmes de prévision et d'alerte climatique.

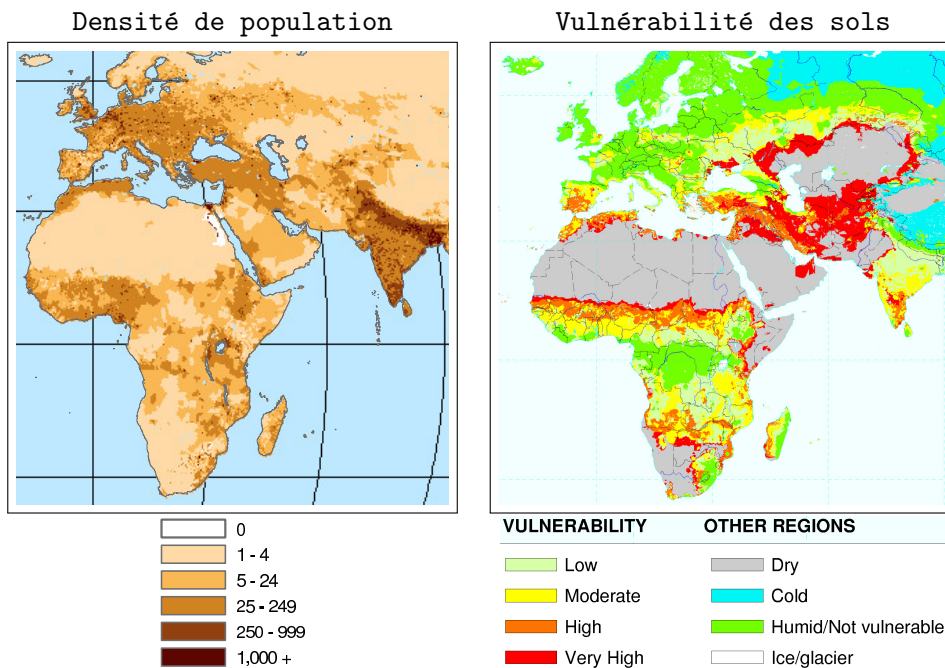


Figure 3 – Carte de densité de population en 2000, en personnes par km² (issue de <http://sedac.ciesin.columbia.edu/gpw>), et carte de vulnérabilité à la désertification (issue de <http://soils.usda.gov/use/worldsoils/>).

Une large part de ce mémoire est consacrée au rôle de l'océan dans la variabilité *interannuelle* de la mousson. Ceux qui s'intéressent à la prévision saisonnière auront probablement noté – sans surprise – que l'ENSO et l'Atlantic Niño sont des précurseurs essentiels des cumuls de pluie saisonniers en Afrique de l'ouest. De nombreuses institutions utilisent aujourd'hui des modèles couplés pour leurs prévisions saisonnières. Ces modèles sont souvent assez proches de ceux qui ont participé au 4^e rapport du GIEC. Les défauts des téléconnexions simulées mis en évidence dans ce mémoire sont donc un diagnostic à prendre en compte pour améliorer la prévision saisonnière en Afrique de l'ouest. En particulier, le temps de réponse trop lent de l'atmosphère aux anomalies ENSO, leur traduction irréaliste en terme de précipitations sur l'Afrique, et les biais de la variabilité interannuelle dans le golfe de Guinée sont à prendre au sérieux.

La figure 4 illustre les résultats de l'ensemble multi-modèles du projet européen DEMETER². Le Ranked Probability Skill Score (RPSS) permet de comparer l'erreur quadratique moyenne des prévisions effectuées par l'ensemble des modèles à la climatologie. On calcule

²Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal to inTERannual prediction

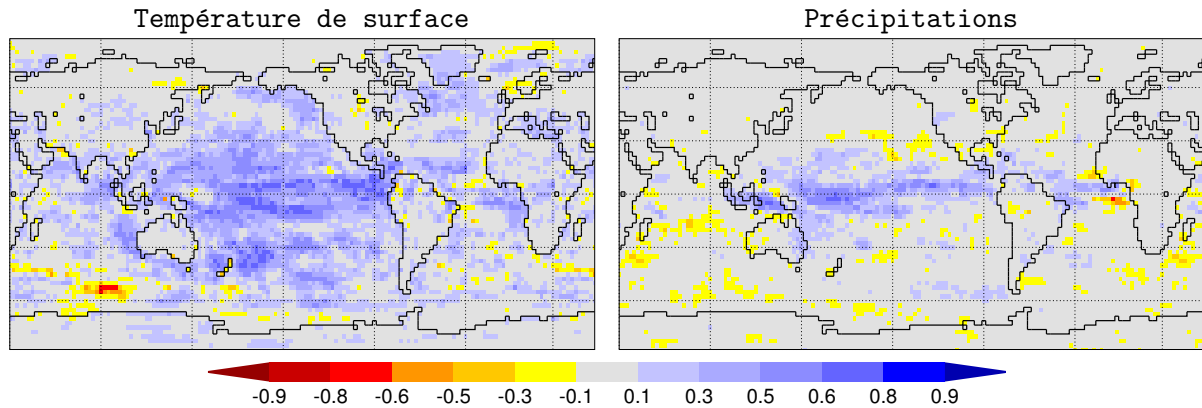


Figure 4 – Ranked Probability Skill Score (RPSS) pour les mois de JJA, calculé pour la période 1980-2001 à partir des prévisions DEMETER (2-4 mois d'échéance) par comparaison aux observations (ERA40 et GPCP). Extrait de <http://www.ecmwf.int/research/demeter/>.

en fait la probabilité pour un modèle d'être dans un tercile particulier, sachant que pour la climatologie tous les terciles sont équiprobables. Cette approche probabiliste permet d'évaluer si les simulations donnent une meilleure prévision que celle que fournirait la climatologie. Pour ce qui est des SST, la figure 4 montre qu'il y a un réel apport des prévisions sur le Pacifique (RPSS supérieur à 0.5). Dans le golfe de Guinée on a aussi des valeurs significatives. Par contre, en terme de précipitations sur continent, le constat est clair : en été boréal les prévisions ne sont d'aucun apport par rapport à la climatologie (RPSS proche de zéro).

Nous avons montré au paragraphe 4.3.2 que la réponse de la dynamique tropicale est assez cohérente pour chaque groupe de modèles, bien que la réponse des précipitations soit en revanche très hétérogène. C'est sur ce même constat qu'ont été développées des approches dynamico-statistiques (MOS, Model Output Statistics). Aussi utilisée pour la prévision numérique du temps, l'adaptation statistique permet en effet de prévoir les précipitations sahéliennes à partir de différents « prédictors » observés et simulés (Garric et al., 2002). Utiliser des variables dynamiques simulées améliore nettement les scores de prévision saisonnière sur le Sahel (Friederichs et Paeth, 2006 ; Paeth et al., 2006 ; Bouali et al., 2008). Toutefois, l'adaptation statistique n'est pas une « potion magique », et le présent mémoire plaide en faveur d'une amélioration de la simulation des anomalies de SST et de leur réponse atmosphérique. En attendant, Turner et al. (2005) montrent l'intérêt d'une correction de flux dans le Pacifique tropical et l'océan Indien, qui permet manifestement une évolution plus réaliste de l'ENSO dans sa phase de développement, et améliore la représentation des téléconnexions.

Le cumul des pluies au cours de la saison de mousson n'est pas le seul enjeu pour l'agriculture au Sahel. Une prévision « intra-saisonnière » – dont la faisabilité reste à prouver (Moron et al., 2006) – serait extrêmement utile aux agriculteurs. Le rendement agricole est en effet très lié à l'occurrence de séquences sèches au cours de la saison des pluies. En particulier, la date des semis est cruciale : elle ne doit pas être suivie d'une période sèche, et doit permettre aux cultures d'arriver à maturité avant la fin de la saison de mousson. Dans la continuité de ce travail de thèse, il serait intéressant d'étudier la variabilité intra-saisonnière liée aux anomalies de grande-échelle, sur les traces toutes fraîches de Moron et al. (2008), qui montrent qu'au Sénégal les événements ENSO modulent les régimes de temps secs en début et fin de saison de mousson. Gageons que le projet AMMA permettra de continuer à avancer sur ces questions d'interactions d'échelles, et de prévisibilité.

Liste des acronymes

AEJ : African Easterly Jet

ACP : analyse en composantes principales

AMMA : Analyses multidisciplinaires de la mousson africaine

AMO : Atlantic Multi-decadal Oscillation

CMIP₃ : Coupled Model Intercomparison Project, phase 3

CNRM : Centre national de recherches météorologiques

CP : composante principale

CRU : précipitations du Climate Research Unit

ENSO : El Niño–Southern Oscillation

ERA40 : ECMWF 40-Year Reanalysis

FFT : Fast Fourier Transform

FIT : front intertropical

GIEC : Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat

GES : gaz à effet de serre

GPCC : précipitations du Global Precipitation Climatology Centre

HadC : SST du Hadley Centre

KHI : potentiel de vitesse

MTM : Multi-Taper Method

MCA : analyse en maximum de covariance

NAO : North Atlantic Oscillation

NCEP : NCEP/NCAR Reanalysis 1

OLR : Output Long-wave Radiation

PDO : Pacific Decadal Oscillation

Pmer : pression réduite au niveau de la mer

PSI : fonction de courant

Q : humidité spécifique

SCF : Squared Covariance Fraction

SST : température de surface de l'océan

T : température

TEJ : Tropical Easterly Jet

U V : composantes du vent

UQ VQ : composantes de l'advection d'humidité intégrée sur la verticale

WWB : Westerly Wind Burst

Z : géopotential

ZCIT : zone de convergence intertropicale

Liste des figures

1	Anomalies annuelles de la température à la surface des continents au cours du xx ^e siècle	3
2	Anomalies du cumul des pluies de l'été 2007	4
1.1	Coupe de la Terre « à l'échelle » et topographie de sa surface	8
1.2	Projection de Mercator	9
1.3	La « planète bleue » en projection équivalente	9
1.4	Courants à la surface des océans	10
1.5	Composantes du système climatique, processus, et interactions	11
1.6	Circulation de Hadley : moyenne zonale de la fonction de courant	13
1.7	Circulation de Walker : représentation schématique	13
1.8	Circulation de Walker : lignes de courant construites à partir des composantes zonales et verticales du vent divergent le long du plan équatorial	14
1.9	Durée de la saison des pluies en Afrique, et image composite de la biosphère en été boréal (satellite SeaWiFs)	16
1.10	Pluviométrie et subsistance au Sahel	17
1.11	Systèmes de production en Afrique de l'ouest	18
1.12	Description de la mousson : déplacement saisonnier de l'isohyète 2 mm/jour et de l'isotherme 25°C des températures de surface de l'océan	19
1.13	Vent moyen en été boréal (JAS) sur l'Afrique	21
1.14	Indice des pluies sahéliennes JAS. Corrélation avec les valeurs en points de grille, et spectre	22
1.15	Interactions et téléconnexions : terminologie employée	27
2.1	Corrélations en points de grille entre les anomalies mensuelles des précipitations observées et réanalysées	31
2.2	Composantes du modèle couplé CNRM-CM3 et fréquence du couplage	32
2.3	Moyenne et écart-type des SST de la saison JAS : observations et modèle couplé du CNRM	34
2.4	Moyenne et écart-type des précipitations JAS : observations et modèle du CNRM, couplé ou forcé par des SST observées	35
2.5	Forçage de la tension de vent sur le Pacifique tropical	38
2.6	Émissions de CO ₂ fossile, de CH ₄ , et de SO ₂ pour six scénarios SRES. Forçage radiatif prévu par différentes réalisations d'un SCM ajusté pour reproduire la sensibilité de 19 modèles couplés	39
2.7	Schéma explicatif pour le <i>zero-padding</i> et la « zone tampon »	42
2.8	Coefficients de la fonction de transfert du filtre passe-bas pour un vecteur de taille 2 ⁶ = 64 années, et du filtre passe-bande pour un vecteur de taille 2 ¹⁰ = 1024 mois	42

2.9	Deux exemples de filtrage : indice des précipitations sahéennes JAS et indice mensuel Niño-3	43
2.10	Spectre des indices Niño-3 filtrés	44
2.11	Cartes homogènes et hétérogènes à l'issue de la MCA	46
3.1	Limites des domaines géographiques utilisés	71
3.2	Pacifique tropical (interannuel) : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et corrélations glissantes des CP	74
3.3	Fluctuations dans l'intensité du lien ENSO-mousson. Corrélations glissantes de la figure 3.2, de la figure 8 de l'article-1, de la figure 4.2ob de Caminade 2006, de la figure 2 de Rowell 2001, et de la figure 5b de Janicot et al. 2001	75
3.4	Golfe de Guinée (interannuel) : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et corrélations glissantes des CP	76
3.5	Méditerranée (interannuel) : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et corrélations glissantes des CP	77
3.6	Atlantique nord (interannuel) : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et corrélations glissantes des CP	78
3.7	Atlantique sud (interannuel) : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et corrélations glissantes des CP	79
3.8	Décennal : carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations, et évolution des CP	81
4.1	Dessine-moi un El Niño : données d'altimétrie mesurées par le satellite TOPEX/POSEIDON lors de l'événement 1997-98	86
4.2	Mécanismes de la téléconnexion ENSO (cas El Niño)	87
4.3	Complément de la figure 13 de l'article-2 pour les observations, les réanalyses, et la simulation forcée f-SST	111
4.4	Composites JAS pour les cinq événements Niño et les quatre événements Niña détectés au § 3.b de l'article-2	114
4.5	Réponse du géopotential au dessus de l'Afrique à 850 hPa et 200 hPa	115
4.6	Évolution de l'indice ENSO pour les années caractérisées par la co-occurrence d'un événement des précipitations et d'un événement ENSO de signe opposé	116
4.7	Composites JAS des débuts d'événements ENSO dans la simulation f-SST	116
4.8	Mois de l'onset : fréquence en pourcentage du nombre d'événements total, par fenêtres de deux mois	118
4.9	Groupe-A : corrélations et régressions de la CP des précipitations avec les anomalies de différents champs	121
4.10	Groupe-B : corrélations et régressions de la CP des précipitations avec les anomalies de différents champs	121
4.11	Groupe-C : corrélations et régressions de la CP des précipitations avec les anomalies de différents champs	122
4.12	Réponse des précipitations dans les simulations couplées : ENSO vs changement climatique	124
4.13	Tension de vent réanalysée ERA40 et simulée par CNRM-CM3	126
4.14	Forçage de la tension de vent : biais des SST simulées	126
4.15	Forçage de la tension de vent : cycle annuel des SST simulées	127
4.16	À l'issue des MCA du tableau 4.1, la CP obtenue pour le Pacifique tropical est corrélée, de façon décalée, aux CP obtenues pour les autres bassins	128

4.17	Expérience GLOBE : les CP des modes PT et GG du tableau 4.1 sont utilisées pour calculer les corrélations et régressions avec les anomalies de SST simulées, ainsi que les régressions avec les deux composantes des anomalies de la tension de vent ERA40	129
4.18	Simulation CNRM-CM3 <i>vs</i> expérience PACIF : régressions entre la CP des précipitations et les indices de SST (sur le Pacifique équatorial) et de géopotential (au dessus de l’Afrique) définis pour la fig. 11 de l’article-2	130
4.19	Fin des événements ENSO dans les expériences PACIF et GLOBE : corrélations et régressions entre la CP issue de la MCA des SST JFM des deux expériences, et différents champs JAS	131
5.1	Expérience No-ENSO : moyenne et écart-type des SST de la saison OND	136
5.2	Cycle annuel des écarts-type des SST moyennées sur tout le golfe de Guinée	139
5.3	Premier mode de l’ACP des anomalies mensuelles de SST dans le golfe de Guinée (données filtrées)	140
5.4	Cycle annuel des pluies sur la côte guinéenne dans les observations, et dans les simulations f-SST et GLOBE	141
5.5	ACP des SST du golfe de Guinée : carte des corrélations et régressions avec différents paramètres atmosphériques dans les réanalyses et les simulations	143
5.6	Comparaison de l’état moyen ASO de la température de surface et des précipitations	144
5.7	Lien avec la Méditerranée : carte homogène des SST et carte hétérogène des précipitations, pour les modes significatifs détectés dans les expériences couplées (tab. 5.1)	145
5.8	Interaction avec la Méditerranée dans les réanalyses (basses-couches) : corrélations et régressions de la CP des SST et des précipitations avec divers champs atmosphériques	147
5.9	Interaction avec la Méditerranée dans les réanalyses (en altitude) : corrélations et régressions de la CP des SST et des précipitations avec divers champs atmosphériques	149
5.10	Interaction avec la Méditerranée : pour résumer...	150
5.11	Lien Méditerranée–mousson intrinsèque à la simulation f-SST (tab. 5.2). Corrélations et régressions des CP avec divers champs atmosphériques JJA	152
5.12	Influence de la Méditerranée : corrélations et régressions de la CP des SST observées (tab. 5.2) avec divers champs atmosphériques JAS de la simulation f-SST	152
5.13	Simulation No-ENSO : corrélations et régressions des CP issues de la MCA avec divers champs atmosphériques	154
5.14	Précipitations observées et simulées : état moyen, ACP, et spectre de la 1 ^{re} CP	155
5.15	Modèles CMIP3 : carte homogène des SST et carte hétérogène des précipitations pour les modes significatifs du tableau 5.3	158
3	Cartes de densité de population et de vulnérabilité à la désertification	168
4	Ranked Probability Skill Score (RPSS) pour les mois de JJA, calculé pour la période 1980-2001 à partir des prévisions DEMETER (2-4 mois d’échéance) par comparaison aux observations (ERA40 et GPCP)	169

Liste des tableaux

3.1	Observations : MCA bassin par bassin (interannuel)	72
3.2	Corrélations croisées des modes SST obtenus au tableau 3.1	73
3.3	Observations : MCA bassin par bassin (décennal)	80
3.4	Corrélations croisées des modes SST obtenus au tableau 3.3	80
4.1	Expériences PACIF et GLOBE : MCA entre les anomalies mensuelles de SST observées et simulées	127
5.1	Modèle du CNRM : MCA bassin par bassin (interannuel)	137
5.2	MCA optimale pour le lien avec la Méditerranée	145
5.3	Modèles CMIP3 : MCA bassin par bassin (interannuel)	157

Bibliographie

- AchutaRao, K. and K. R. Sperber (2002). Simulation of the El Niño–Southern Oscillation : Results from the Coupled Model Intercomparison Project. *Climate Dynamics*, 19, 191–209.
- AchutaRao, K. and K. R. Sperber (2006). ENSO simulation in coupled ocean–atmosphere models : are the current models better ? *Climate Dynamics*, 27, 1–15.
- 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 and E. Nelkin (2003). The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *Journal of Hydrometeorology*, 4, 1147–1167.
- Aldrian, E., D. Sein, D. Jacob, L. D. Gates and R. Podzun (2005). Modelling Indonesian rainfall with a coupled regional model. *Climate Dynamics*, 25, 1–17.
- Alexander, M. A., I. Bladé, M. Newman, J. R. Lanzante, N.-C. Lau and J. D. Scott (2002). The Atmospheric Bridge : The Influence of ENSO Teleconnections on Air–Sea Interaction over the Global Oceans. *Journal of Climate*, 15, 2205–2231.
- Ångström, A. (1935). Teleconnections of Climatic Changes in Present Time. *Geografiska Annaler*, 17, 242–258.
- Annamalai, H., K. Hamilton and K. R. Sperber (2007). The South Asian Summer Monsoon and Its Relationship with ENSO in the IPCC AR4 Simulations. *Journal of Climate*, 20, 1071–1092.
- 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. *Geophysical Research Letters*, 30, 2169.
- Baines, P. G. and C. K. Folland (2007). Evidence for a Rapid Global Climate Shift across the Late 1960s. *Journal of Climate*, 20, 2721–2744.
- Belamari, S., J.-L. Redelsperger and M. Pontaud (2003). Dynamic Role of a Westerly Wind Burst in Triggering an Equatorial Pacific Warm Event. *Journal of Climate*, 16, 1869–1890.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges and S. Hagemann (2004). Sensitivity of the ERA40 reanalysis to the observing system : determination of the global atmospheric circulation from reduced observations. *Tellus Series A*, 56, 456–471.
- Biasutti, M. and A. Giannini (2006). Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophysical Research Letters*, 33, L11706.
- Biasutti, M., I. M. Held, A. H. Sobel and A. Giannini (2008). SST forcings and Sahel rainfall variability in simulations of the 20th and 21st centuries. *Journal of Climate*, 21, 3471–3486.
- Biasutti, M., A. H. Sobel and Y. Kushnir (2006). AGCM Precipitation Biases in the Tropical Atlantic. *Journal of Climate*, 19, 935–958.
- Bjerknes, J. (1966). A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820–829.

- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163–172.
- Black, E. and R. Sutton (2007). The influence of oceanic conditions on the hot European summer of 2003. *Climate Dynamics*, 28, 53–66.
- Blanke, B., J. D. Neelin and D. Gutzler (1997). Estimating the Effect of Stochastic Wind Stress Forcing on ENSO Irregularity. *Journal of Climate*, 10, 1473–1487.
- Bouali, L., N. Philippon, B. Fontaine and J. Lemond (2008). Performance of DEMETER calibration for rainfall forecasting purposes : Application to the July–August Sahelian rainfall. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 113, D15111.
- Bracco, A., F. Kucharski, F. Molteni, W. Hazeleger and C. Severijns (2007). A recipe for simulating the interannual variability of the Asian summer monsoon and its relation with ENSO. *Climate Dynamics*, 28, 441–460.
- Bretherton, C. S., C. Smith and J. M. Wallace (1992). An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, 5, 541–560.
- Breugem, W.-P., W. Hazeleger and R. J. Haarsma (2006). Multimodel study of tropical Atlantic variability and change. *Geophysical Research Letters*, 33, L23706.
- Brönnimann, S. (2007). Impact of El Niño–Southern Oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics*, 45, RG3003.
- Camberlin, P., F. Chauvin, H. Douville and Y. Zhao (2004). Simulated ENSO–tropical rainfall teleconnections in present-day and under enhanced greenhouse gases conditions. *Climate Dynamics*, 23, 641–657.
- Caminade, C. (2006). *Rôle de l’océan et influence des émissions d’origine anthropique sur la variabilité climatique en Afrique*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier – Toulouse III.
- Capotondi, A., A. Wittenberg and S. Masina (2006). Spatial and temporal structure of Tropical Pacific interannual variability in 20th century coupled simulations. *Ocean Modelling*, 15, 274–298.
- Cariolle, D., A. Lasserre-Bigorry, J.-F. Royer and J.-F. Geleyn (1990). A general circulation model simulation of the springtime Antarctic ozone decrease and its impact on mid-latitudes. *Journal of Geophysical Research*, 95, 1883–1898.
- Cassou, C. (2001). *Rôle de l’océan dans la variabilité basse-fréquence de l’atmosphère sur la région nord-Atlantique–Europe*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier – Toulouse III.
- Cassou, C., L. Terray and A. S. Phillips (2005). Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *Journal of Climate*, 18, 2805–2811.
- Chang, C.-P., B. Wang and N.-C. G. Lau (Eds.). (2004). *The Global Monsoon System : Research and Forecast (IWM-III)*. TMRP Report No. 70, WMO/TD No. 1266. World Meteorological Organization.
- Chang, P., Y. Fang, R. Saravanan, L. Ji and H. Seidel (2006a). The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. *Nature*, 443, 324–328.
- Chang, P., T. Yamagata, P. Schopf, S. K. Behera, J. Carton, W. S. Kessler, G. Meyers, T. Qu, F. Schott, S. Shetye and S.-P. Xie (2006b). Climate Fluctuations of Tropical Coupled Systems – The Role of Ocean Dynamics. *Journal of Climate*, 19, 5122–5174.
- Charney, J. G. (1975). Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 428, 193–202.
- Chen, T.-C. (1985). Global water vapor flux and maintenance during FGGE. *Monthly Weather Review*, 113, 1801–1819.

- Cheng, X. and T. J. Dunkerton (1995). Orthogonal rotation of spatial patterns derived from Singular Value Decomposition analysis. *Journal of Climate*, 8, 2631–2643.
- Cherry, S. (1997). Some comments on Singular Value Decomposition analysis. *Journal of Climate*, 10, 1759–1761.
- Chiang, J. C. H., Y. Kushnir and A. Giannini (2002). Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability : Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 107, 4004.
- Chou, C., J. D. Neelin, C.-A. Chen and J.-Y. Tu (2008). Evaluating the rich-get-richer mechanism in tropical precipitation change under global warming. *Journal of Climate*. Submitted.
- Chou, C. and J. Y. Tu (2008). Hemispherical Asymmetry of Tropical Precipitation in ECHAM5/MPI-OM during El Niño and under Global Warming. *Journal of Climate*, 21, 1309–1332.
- 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 and P. Whetton (2007). Regional climate projections. In *Climate change 2007 : The physical science basis. contribution of working group 1 to the fourth assessment report of the ipcc*. Cambridge University Press.
- Colberg, F. and C. J. C. Reason (2007). Ocean Model Diagnosis of Low-Frequency Climate Variability in the South Atlantic Region. *Journal of Climate*, 20, 1016–1034.
- Cook, K. H., J.-S. Hsieh and S. M. Hagos (2004). The Africa South America Intercontinental Teleconnection. *Journal of Climate*, 17, 2851–2865.
- 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, 3681–3703.
- Czaja, A. and C. Frankignoul (2002). Observed Impact of Atlantic SST Anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 15, 606–623.
- Déqué, M. (1999). *Documentation ARPEGE-climat*.
- D'Abreton, P. C. and P. D. Tyson (1995). Divergent and non-divergent water vapour transport over southern Africa during wet and dry conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 55, 47–59.
- Dai, A. (2006). Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *Journal of Climate*, 19, 4605–4630.
- Davey, M. K., M. Huddleston, K. R. Sperber, P. Braconnot, F. Bryan, D. Chen, R. A. Colman, C. Cooper, U. Cubasch, P. Delecluse, D. DeWitt, L. Fairhead, G. Flato, C. Gordon, T. Hogan, M. Ji, M. Kimoto, A. Kitoh, T. R. Knutson, M. Latif, H. Le Treut, T. Li, S. Manabe, C. R. Mechoso, G. A. Meehl, S. B. Power, E. Roeckner, L. Terray, A. Vintzileos, R. Voss, B. Wang, W. M. Washington, I. Yoshikawa, J.-Y. Yu, S. Yukimoto and S. E. Zebiak (2001). STOIC : a study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions. *Climate Dynamics*, 18, 403–420.
- Della-Marta, P. M., J. Luterbacher, H. von Weissenfluh, E. Xoplaki, M. Brunet and H. Wanner (2007). Summer heat waves over western Europe 1880—2003, their relationship to large-scale forcings and predictability. *Climate Dynamics*, 29, 251–275.
- dell'Aquila, A., V. Lucarini, P. M. Ruti and S. Calmanti (2005). Hayashi spectra of the northern hemisphere mid-latitude atmospheric variability in the NCEP-NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamics*, 25, 639–652.

- Denholm-Price, J. C. W. and J. M. Rees (1998). A Practical Example of Low-Frequency Trend Removal. *Boundary-Layer Meteorology*, 86, 181–187.
- Deser, C., A. S. Phillips and J. W. Hurrell (2004). Pacific interdecadal climate variability : linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *Journal of Climate*, 17, 3109–3124.
- Deweaver, E. and S. Nigam (2002). Linearity in ENSO's Atmospheric Response. *Journal of Climate*, 15, 2446–2461.
- Deweaver, E. and S. Nigam (2004). On the Forcing of ENSO Teleconnections by Anomalous Heating and Cooling. *Journal of Climate*, 17, 3225–3235.
- Diaz, H. F., M. P. Hoerling and J. K. Eischeid (2001). ENSO variability, teleconnections and climate change. *International Journal of Climatology*, 21, 1845–1862.
- Diaz, H. F. and V. Markgraf (2000). *El Niño and the Southern Oscillation*. Cambridge University Press.
- Dijkstra, H. A. (2006). The ENSO phenomenon : theory and mechanisms. *Advances in Geosciences*, 6, 3–15.
- Dommenget, D. and M. Latif (2000). Interannual to Decadal Variability in the Tropical Atlantic. *Journal of Climate*, 13, 777–792.
- Douville, H. (2005). Limitations of time-slice experiments for predicting regional climate change over South Asia. *Climate Dynamics*, 24, 373–391.
- Douville, H. (2008). *Influence des surfaces continentales sur la variabilité du cycle hydrologique des échelles inter-annuelle à multi-décennale*. Mémoire de HDR, Institut National Polytechnique de Toulouse.
- Douville, H., S. Conil, S. Tyteca and A. Voltaire (2007). Soil moisture memory and West African monsoon predictability : artefact or reality ? *Climate Dynamics*, 28, 723–742.
- Douville, H., D. Salas-Mélia and S. Tyteca (2006). On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Climate Dynamics*, 26, 367–385.
- Eisenman, I., L. Yu and E. Tziperman (2005). Westerly Wind Bursts : ENSO's Tail Rather than the Dog ? *Journal of Climate*, 18, 5224–5238.
- Enfield, D. B. and D. A. Mayer (1997). Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño–Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 102, 929–946.
- Fedorov, A. V. (2002). The response of the coupled tropical ocean atmosphere to westerly wind bursts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128, 1–23.
- Fedorov, A. V. and S. G. Philander (2001). A Stability Analysis of Tropical Ocean–Atmosphere Interactions : Bridging Measurements and Theory for El Niño. *Journal of Climate*, 14, 3086–3101.
- Fischer, A. S., P. Terray, E. Guilyardi, S. Gualdi and P. Delecluse (2005). Two Independent Triggers for the Indian Ocean Dipole/Zonal Mode in a Coupled GCM. *Journal of Climate*, 18, 3428–3449.
- Folland, C. K., T. N. Palmer and D. E. Parker (1986). Sahel rainfall and worldwide sea temperatures. *Nature*, 320, 602–607.
- Fontaine, B. and S. Janicot (1996). Sea Surface Temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *Journal of Climate*, 9, 2935–2940.
- 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, 1503–1510.

- Fontaine, B., N. Philippon, S. Trzaska and P. Roucou (2002). Spring to summer changes in the West African monsoon through NCEP/NCAR reanalyses (1968–1998). *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 107, 4186.
- Fontaine, B., P. Roucou and S. Sivarajan (2008). The relationship between surface temperatures over the Mediterranean and West African monsoon. Part I : observed connection patterns. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*. Submitted.
- 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, 1117.
- Friederichs, P. and H. Paeth (2006). Seasonal prediction of African precipitation with ECHAM4 T42 ensemble simulations using a multivariate MOS re-calibration scheme. *Climate Dynamics*, 27, 761–786.
- Fu, X., B. Wang and T. Li (2002). Impacts of Air–Sea Coupling on the Simulation of Mean Asian Summer Monsoon in the ECHAM4 Model. *Monthly Weather Review*, 130, 2889–2904.
- García-Serrano, J., T. Losada, B. Rodríguez-Fonseca and I. Polo (2008). Tropical Atlantic Variability modes (1979–2002). Part II : time-evolving atmospheric circulation related to SST-forced tropical convection. *Journal of Climate*. In press.
- Garric, G., H. Douville and M. Déqué (2002). Prospects for improved seasonal predictions of monsoon precipitation over Sahel. *International Journal of Climatology*, 22, 331–345.
- Ghil, M., M. R. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. W. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi and P. Yiou (2002). Advanced spectral methods for climatic series. *Reviews of Geophysics*, 40, 1003.
- Giannini, A., J. C. H. Chiang, M. A. Cane, Y. Kushnir and R. Seager (2001). The ENSO Teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean : Contributions of the Remote and Local SSTs to Rainfall Variability in the Tropical Americas. *Journal of Climate*, 14, 4530–4544.
- Giannini, A., A. W. Robertson and J.-H. Qian (2007). A role for tropical tropospheric temperature adjustment to El Niño–Southern Oscillation in the seasonality of monsoonal Indonesia precipitation predictability. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 112, D16110.
- Giannini, A., R. Saravanan and P. Chang (2005). Dynamics of the boreal summer African monsoon in the NSIPP1 atmospheric model. *Climate Dynamics*, 25, 517–535.
- Gill, A. E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106, 447–462.
- Greatbatch, R. J. and P.-P. Rong (2006). Discrepancies between Different Northern Hemisphere Summer Atmospheric Data Products. *Journal of Climate*, 19, 1261–1273.
- Guilyardi, E. (2006). El Niño–mean state–seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Climate Dynamics*, 26, 329–348.
- Hagos, S. H. and K. H. Cook (2008). Ocean Warming and Late 20th Century Sahel Drought and Recovery. *Journal of Climate*, 21, 3797–3814.
- Halpert, M. S. and C. F. Ropelewski (1992). Surface Temperature Patterns Associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 5, 577–593.
- Hanley, D. E., M. A. Bourassa, J. J. O'Brien, S. R. Smith and E. R. Spade (2003). A Quantitative Evaluation of ENSO Indices. *Journal of Climate*, 16, 1249–1258.
- Hannachi, A., I. T. Jolliffe and D. B. Stephenson (2007). Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science : A review. *International Journal of Climatology*, 27, 1119–1152.

- 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 Science*, 102, 17891–17896.
- Hildebrandsson, H. H. (1897). Quelques recherches sur les centres d'action de l'atmosphère. *Kungliga Svenska Vetenskaps-akademiens Handlinga*, 29, 36.
- 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, 3989–4008.
- Hoerling, M. P., A. Kumar and T. Xu (2001). Robustness of the Nonlinear Climate Response to ENSO's Extreme Phases. *Journal of Climate*, 14, 1277–1293.
- Hoerling, M. P., A. Kumar and M. Zhong (1997). El Niño, La Niña, and the Nonlinearity of Their Teleconnections. *Journal of Climate*, 10, 1769–1786.
- Hu, Q. (1997). On the uniqueness of the Singular Value Decomposition in meteorological applications. *Journal of Climate*, 10, 1762–1766.
- Huang, B., P. S. Schopf and Z. Pan (2002). The ENSO effect on the tropical Atlantic variability : A regionally coupled model study. *Geophysical Research Letters*, 29, 2039.
- Huang, B. and J. Shukla (2007). Mechanisms for the Interannual Variability in the Tropical Indian Ocean. Part I : The Role of Remote Forcing from the Tropical Pacific. *Journal of Climate*, 20, 2917–2936.
- Inatsu, M. and M. Kimoto (2005). Difference of Boreal Summer Climate between Coupled and Atmosphere-only GCMs. *SOLA*, 1, 105–108.
- Janicot, S. (1992a). Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part I : regionalizations and typings. *Journal of Climate*, 5, 489–498.
- Janicot, S. (1992b). Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part II : associated surface and airmass characteristics. *Journal of Climate*, 5, 499–511.
- Janicot, S., V. Moron and B. Fontaine (1996). Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters*, 23, 515–518.
- Janicot, S., S. Trzaska and I. Pocard (2001). Summer Sahel–ENSO teleconnection and decadal time-scale SST variations. *Climate Dynamics*, 18, 303–320.
- Joly, M. and A. Voldoire (2008). Influence of ENSO on the West African monsoon : temporal aspects and atmospheric processes. *Journal of Climate*. Accepted.
- 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, 1–20.
- Joseph, R. and S. Nigam (2006). ENSO Evolution and Teleconnections in IPCC's Twentieth-Century Climate Simulations : Realistic Representation ? *Journal of Climate*, 19, 4360–4377.
- Jung, T., L. Ferranti and A. M. Tompkins (2006). Response to the Summer of 2003 Mediterranean SST Anomalies over Europe and Africa. *Journal of Climate*, 19, 5439–5454.
- Jury, M. R., D. B. Enfield and J.-L. Mélice (2002). Tropical monsoons around Africa : Stability of El Niño–Southern Oscillation associations and links with continental climate. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 107, 3151.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne and D. Joseph (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437–472.

- Keenlyside, N. S. and M. Latif (2007). Understanding Equatorial Atlantic Interannual Variability. *Journal of Climate*, 20, 131–142.
- Kim, H. G., B. Wang and Q. Ding (2008). The Global Monsoon Variability Simulated by CMIP3 Coupled Climate Models. *Journal of Climate*. In press.
- Kinter III, J. L., M. J. Fennessy, V. Krishnamurthy and L. Marx (2004). An Evaluation of the Apparent Interdecadal Shift in the Tropical Divergent Circulation in the NCEP NCAR Reanalysis. *Journal of Climate*, 17, 349–361.
- Koster, R. D., P. A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C.-H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue and T. Yamada (2004). Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, 305, 1138–1141.
- Krishna Kumar, K., M. Hoerling and B. Rajagopalan (2005). Advancing dynamical prediction of Indian monsoon rainfall. *Geophysical Research Letters*, 32, L08704.
- Kug, J.-S., F.-F. Jin, K. P. Sooraj and I.-S. Kang (2008). State-dependent atmospheric noise associated with ENSO. *Geophysical Research Letters*, 35, L05701.
- Kug, J.-S., I.-S. Kang and S. E. Zebiak (2001). The impacts of the model assimilated wind stress data in the initialization of an intermediate ocean and the ENSO predictability. *Geophysical Research Letters*, 28, 3713–3716.
- Kushnir, Y., W. A. Robinson, P. Chang and A. W. Robertson (2006). The Physical Basis for Predicting Atlantic Sector Seasonal-to-Interannual Climate Variability. *Journal of Climate*, 19, 5949–5970.
- 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, 482–491.
- Large, W. G., W. R. Holland and J. C. Evans (1991). Quasi-geostrophic Ocean Response to Real Wind Forcing : The Effects of Temporal Smoothing. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 998–1017.
- Latif, M. and A. Grötzner (2000). The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Climate Dynamics*, 16, 213–218.
- Lau, K. M., S. S. P. Shen, K.-M. Kim and H. Wang (2006). A multimodel study of the twentieth-century simulations of Sahel drought from the 1970s to 1990s. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 111, D07111.
- Lebart, L., A. Morineau and M. Piron (1995). *Statistique exploratoire multidimensionnelle*. Dunod.
- Leloup, J., M. Lengaigne and J.-P. Boulanger (2008). Twentieth century ENSO characteristics in the IPCC database. *Climate Dynamics*, 30, 277–291.
- Lengaigne, M., E. Guilyardi, J.-P. Boulanger, C. Menkes, P. Delecluse, P. Inness, J. Cole and J. Slingo (2004). Triggering of El Niño by westerly wind events in a coupled general circulation model. *Climate Dynamics*, 23, 601–620.
- Lin, H., J. Derome and G. Brunet (2007). The Nonlinear Transient Atmospheric Response to Tropical Forcing. *Journal of Climate*, 20, 5642–5665.
- Lin, J.-L. (2007). The Double-ITCZ Problem in IPCC AR4 Coupled GCMs : Ocean Atmosphere Feedback Analysis. *Journal of Climate*, 20, 4497–4525.
- Lin, J. L., G. Kiladis, B. Mapes, K. Weickmann, K. Sperber, W. Lin, M. Wheeler, S. Schubert, A. Del Genio, L. Donner, S. Emori, J.-F. Gueremy, F. Hourdin, P. Rasch, E. Roeckner and J. Scinocca (2006). Tropical Intraseasonal Variability in 14 IPCC AR4 Climate Models. Part I : Convective Signals. *Journal of Climate*, 19, 2665–2690.

- Liu, Z. and M. Alexander (2007). Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, 45, RG2005.
- Liu, Z., Q. Zhang and L. Wu (2004). Remote Impact on Tropical Atlantic Climate Variability : Statistical Assessment and Dynamic Assessment. *Journal of Climate*, 17, 1529–1549.
- Lockyer, W. J. S. (1906). Barometric Variations of Long Duration Over Large Areas. *Royal Society of London Proceedings*, 43–60.
- Lohmann, K. and M. Latif (2007). Influence of El Niño on the Upper-Ocean Circulation in the Tropical Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 20, 5012–5018.
- Lorenz, E. N. (1956). Empirical Orthogonal Functions and statistical weather prediction. *Scientific report*, 1.
- Lu, J., G. Chen and D. M. W. Frierson (2008). Response of the zonal mean atmospheric circulation to El Niño versus global warming. *Journal of Climate*. In press.
- Lu, J. and T. L. Delworth (2005). Oceanic forcing of the late 20th century Sahel drought. *Geophysical Research Letters*, 32, L22706.
- Lyon, B. and S. J. Mason (2007). The 1997-98 Summer Rainfall Season in Southern Africa. Part I : Observations. *Journal of Climate*, 20, 5134–5148.
- Mahfouf, J.-F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani and M. Déqué (1995). The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I. Implementation and preliminary results. *Journal of Climate*, 8, 2039–2057.
- Mann, M. E. and J. M. Lees (1996). Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Climatic Change*, 33, 409–445.
- Mariotti, A., N. Zeng and K.-M. Lau (2002). Euro-Mediterranean rainfall and ENSO : a seasonally varying relationship. *Geophysical Research Letters*, 29, 1621.
- McCabe, G. J. and M. A. Palecki (2006). Multidecadal climate variability of global lands and oceans. *International Journal of Climatology*, 26, 849–865.
- 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, 693–712.
- Monahan, A. H. (2006). The Probability Distribution of Sea Surface Wind Speeds. Part II : Dataset Intercomparison and Seasonal Variability. *Journal of Climate*, 19, 521–534.
- Moron, V., N. Philippon and B. Fontaine (2003). Skill of Sahel rainfall variability in four atmospheric GCMs forced by prescribed SST. *Geophysical Research Letters*, 30, 2221.
- Moron, V., N. Philippon and B. Fontaine (2004). Simulation of West African monsoon circulation in four atmospheric general circulation models forced by prescribed sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 109, D24105.
- Moron, V., A. W. Robertson and M. N. Ward (2006). Seasonal Predictability and Spatial Coherence of Rainfall Characteristics in the Tropical Setting of Senegal. *Monthly Weather Review*, 134, 3248–3262.
- Moron, V., A. W. Robertson, M. N. Ward and O. Ndiaye (2008). Weather Types and Rainfall over Senegal. Part I : Observational Analysis. *Journal of Climate*, 21, 266–287.
- Neelin, J. D., C. Chou and H. Su (2003). Tropical drought regions in global warming and El Niño teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 30, 2275.
- Neelin, J. D. and H. A. Dijkstra (1995). Ocean–Atmosphere Interaction and the Tropical Climatology. Part I : The Dangers of Flux Correction. *Journal of Climate*, 8, 1325–1342.

- New, M., M. Hulme and P. Jones (2000). Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II : development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13, 2217–2238.
- Newman, M. and P. D. Sardeshmukh (1995). A caveat concerning Singular Value Decomposition. *Journal of Climate*, 8, 352–360.
- Nicholls, N. (2001). Commentary and analysis : the insignificance of significance testing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 981–986.
- Nicholson, S. E. (1997). Correction : An analysis of the ENSO signal in the tropical Atlantic and Western Indian oceans. *International Journal of Climatology*, 17, 1008–1008.
- Nicholson, S. E. and J. P. Grist (2001). A conceptual model for understanding rainfall variability in the West African Sahel on interannual and interdecadal timescales. *International Journal of Climatology*, 21, 1733–1757.
- Nicholson, S. E. and J. P. Grist (2003). The Seasonal Evolution of the Atmospheric Circulation over West Africa and Equatorial Africa. *Journal of Climate*, 16, 1013–1030.
- Oki, T. and Y. C. Sud (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) : A Global River Channel Network. *Earth Interactions*, 2, 1.
- Okumura, Y. and S.-P. Xie (2004). Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon. *Journal of Climate*, 17, 3589–3602.
- Okumura, Y. and S.-P. Xie (2006). Some Overlooked Features of Tropical Atlantic Climate Leading to a New Niño-Like Phenomenon. *Journal of Climate*, 19, 5859–5874.
- Paeth, H. and J. Feichter (2006). Greenhouse-gas versus aerosol forcing and African climate response. *Climate Dynamics*, 26, 35–54.
- Paeth, H. and P. Friederichs (2004). Seasonality and time scales in the relationship between global SST and African rainfall. *Climate Dynamics*, 23, 815–837.
- Paeth, H., R. Girmes, G. Menz and A. Hense (2006). Improving Seasonal Forecasting in the Low Latitudes. *Monthly Weather Review*, 134, 1859–1879.
- Peña, M., M. Cai and E. Kalnay (2004). Life Span of Subseasonal Coupled Anomalies. *Journal of Climate*, 17, 1597–1604.
- Peña, M., E. Kalnay and M. Cai (2003). Statistics of locally coupled ocean and atmosphere intraseasonal anomalies in Reanalysis and AMIP data. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 10, 245–251.
- Peng, S., W. A. Robinson, S. Li and M. P. Hoerling (2005). Tropical Atlantic SST Forcing of Coupled North Atlantic Seasonal Responses. *Journal of Climate*, 18, 480–496.
- Peyrillé, P., J.-P. Lafore and J.-L. Redelsperger (2007). An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part I : Validation and Key Controlling Factors. *Journal of Atmospheric Sciences*, 64, 2765–2782.
- Philippon, N. and B. Fontaine (2002). The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons : a monsoon regulation by soil wetness? *Annales Geophysicae*, 20, 575–582.
- Poccard, I., S. Janicot and P. Camberlin (2000). Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa. *Climate Dynamics*, 16, 897–915.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling and B. P. Flannery (1992). *Numerical recipes in FORTRAN. The art of scientific computing*. Cambridge : University Press, 1992, 2nd ed.

- Quartly, G. D., E. A. Kyte, M. A. Srokosz and M. N. Tsimplis (2007). An intercomparison of global oceanic precipitation climatologies. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 112, D10121.
- Raicich, F., N. Pinardi and A. Navarra (2003). Teleconnections between Indian monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean. *International Journal of Climatology*, 23, 173–186.
- 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 and K. E. Taylor (2007). Climate models and their evaluation. In *Climate change 2007 : The physical science basis. contribution of working group 1 to the fourth assessment report of the ipcc*. Cambridge University Press.
- Rasmusson, E. M. (1984). El Niño : the ocean/atmosphere connection. *Oceanus*, 27, 4–12.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent and A. Kaplan (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 108, 4407.
- Richman, M. B. (1986). Rotation of principal components. *International Journal of Climatology*, 6, 293–335.
- Richter, I. and S.-P. Xie (2008). On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models. *Climate Dynamics*, 31, 587–598.
- Rodwell, M. J. and C. K. Folland (2002). Atlantic air–sea interaction and seasonal predictability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128, 1413–1443.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert (1987). Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 1606–1626.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert (1989). Precipitation Patterns Associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, 268–284.
- Rotstayn, L. D. and U. Lohmann (2002). Tropical Rainfall Trends and the Indirect Aerosol Effect. *Journal of Climate*, 15, 2103–2116.
- Rowell, D. P. (2001). Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, 1683–1706.
- Rowell, D. P. (2003). The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *Journal of Climate*, 16, 849–862.
- Rowell, D. P., C. K. Folland, K. Maskell, J. A. Owen and M. N. Ward (1992). Modeling the influence of global sea surface temperatures on the variability and predictability of seasonal Sahel rainfall. *Geophysical Research Letters*, 19, 905–908.
- Rowell, D. P., C. K. Folland, K. Maskell and N. M. Ward (1995). Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906–92) : observations and modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121, 669–704.
- Saji, N. H., S.-P. Xie and T. Yamagata (2006). Tropical Indian Ocean Variability in the IPCC Twentieth-Century Climate Simulations. *Journal of Climate*, 19, 4397–4417.
- Salas-y-Méllia, D. (2002). A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, 4, 137–172.
- Sardeshmukh, P. D. and B. J. Hoskins (1985). Vorticity balances in the tropics during the 1982–83 El Niño–Southern Oscillation event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, 261–278.
- Seiki, A. and Y. N. Takayabu (2007). Westerly Wind Bursts and Their Relationship with Intra-seasonal Variations and ENSO. Part I : Statistics. *Monthly Weather Review*, 135, 3325–3345.

- 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, 118–138.
- Shinoda, M. and R. Kawamura (1994). Tropical rainbelt, circulation, and sea surface temperatures associated with the Sahelian rainfall trend. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 72, 341–357.
- Sterl, A. (2004). On the (In)Homogeneity of Reanalysis Products. *Journal of Climate*, 17, 3866–3873.
- Sterl, A. and W. Hazeleger (2003). Coupled variability and air–sea interaction in the South Atlantic Ocean. *Climate Dynamics*, 21, 559–571.
- Sterl, A., G. J. van Oldenborgh, W. Hazeleger and G. Burgers (2007). On the robustness of ENSO teleconnections. *Climate Dynamics*, 29, 469–485.
- Sturaro, G. (2003). A closer look at the climatological discontinuities present in the NCEP/NCAR reanalysis temperature due to the introduction of satellite data. *Climate Dynamics*, 21, 309–316.
- Su, H., J. D. Neelin and J. E. Meyerson (2003). Sensitivity of Tropical Tropospheric Temperature to Sea Surface Temperature Forcing. *Journal of Climate*, 16, 1283–1301.
- Sui, C.-H., X. Li, M. M. Rienecker, K.-M. Lau, I. Laszlo and R. T. Pinker (2003). The Role of Daily Surface Forcing in the Upper Ocean over the Tropical Pacific : A Numerical Study. *Journal of Climate*, 16, 756–766.
- Tan, P.-H., C. Chou and J.-Y. Tu (2008). Mechanisms of global warming impacts on robustness of tropical precipitation asymmetry. *Journal of Climate*. In press.
- Tarhule, A. and P. J. Lamb (2003). Climate Research and Seasonal Forecasting for West Africans : Perceptions, Dissemination, and Use? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1741–1759.
- 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, 3615–3629.
- Terray, L., S. Valcke and A. Piacentini (1998). *OASIS 2.2 User's Guide and Reference Manual*.
- Terray, P., P. Delecluse, S. Labattu and L. Terray (2003). Sea surface temperature associations with the late Indian summer monsoon. *Climate Dynamics*, 21, 593–618.
- Thompson, D. W. J., J. J. Kennedy, J. M. Wallace and P. D. Jones (2008). A large discontinuity in the mid-twentieth century in observed global-mean surface temperature. *Nature*, 453, 646–649.
- Trenberth, K. E. (1997). The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771–2777.
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau and C. Ropelewski (1998). Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 103, 14291–14324.
- Trzaska, S. and S. Janicot (2003). The role of the Indian Ocean in modulation of ENSO impacts on the West African Monsoon. *CLIVAR Exchanges*, 8, 19–22.
- Trzaska, S., A. W. Robertson, J. D. Farrara and C. R. Mechoso (2007). South Atlantic Variability Arising from Air Sea Coupling : Local Mechanisms and Tropical Subtropical Interactions. *Journal of Climate*, 20, 3345–3365.
- Turner, A. G., P. M. Inness and J. M. Slingo (2005). The role of the basic state in the ENSO–monsoon relationship and implications for predictability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 781–804.

- Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J. F. Mahfouf, J. J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo and J. Woollen (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961–3012.
- van Oldenborgh, G. J. and G. Burgers (2005). Searching for decadal variations in ENSO precipitation teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 32, L15701.
- van Oldenborgh, G. J., S. Y. Philip and M. Collins (2005). El Niño in a changing climate : a multi-model study. *Ocean Science*, 1, 81–95.
- Vecchi, G. A. and B. J. Soden (2007). Global Warming and the Weakening of the Tropical Circulation. *Journal of Climate*, 20, 4316–4340.
- Venegas, S. A., L. A. Mysak and D. N. Straub (1997). Atmosphere–Ocean Coupled Variability in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 10, 2904–2920.
- Vizy, E. K. and K. H. Cook (2001). Mechanisms by Which Gulf of Guinea and Eastern North Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies Can Influence African Rainfall. *Journal of Climate*, 14, 795–821.
- Von Storch, H. and F. W. Zwiers (1999). *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press.
- Walker, G. T. (1923). Correlations in seasonal variations of weather. *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, 24, 75–131.
- Walker, G. T. (1924). Correlations in seasonal variations of weather. *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, 24, 275–332.
- Wallace, J. M., G.-H. Lim and M. L. Blackmon (1988). Relationship between Cyclone Tracks, Anticyclone Tracks and Baroclinic Waveguides. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, 439–462.
- Wallace, J. M., C. Smith and C. S. Bretherton (1992). Singular Value Decomposition of winter-time sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *Journal of Climate*, 5, 561–576.
- Wang, B. (1995). Interdecadal Changes in El Niño Onset in the Last Four Decades. *Journal of Climate*, 8, 267–285.
- Wang, B. and S. I. An (2002). A mechanism for decadal changes of ENSO behavior : roles of background wind changes. *Climate Dynamics*, 18, 475–486.
- Wang, B., J.-Y. Lee, I.-S. Kang, J. Shukla, J.-S. Kug, A. Kumar, J. Schemm, J.-J. Luo, T. Yamagata and C.-K. Park (2008). How accurately do coupled climate models predict the leading modes of Asian–Australian monsoon interannual variability? *Climate Dynamics*, 30, 605–619.
- 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, 625–637.
- Ward, M. N. (1998). Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *Journal of Climate*, 11, 3167–3191.
- Wilks, D. S. (1997). Resampling hypothesis tests for autocorrelated fields. *Journal of Climate*, 10, 65–82.
- Wittenberg, A. T. (2004). Extended Wind Stress Analyses for ENSO. *Journal of Climate*, 17, 2526–2540.

- Wu, L., F. He, Z. Liu and C. Li (2007). Atmospheric Teleconnections of Tropical Atlantic Variability : Interhemispheric, Tropical Extratropical, and Cross-Basin Interactions. *Journal of Climate*, 20, 856–870.
- Wu, R., J. L. Kinter, III and B. P. Kirtman (2005). Discrepancy of Interdecadal Changes in the Asian Region among the NCEP–NCAR Reanalysis, Objective Analyses, and Observations. *Journal of Climate*, 18, 3048–3067.
- Wu, R. and B. P. Kirtman (2007). Regimes of seasonal air–sea interaction and implications for performance of forced simulations. *Climate Dynamics*, 29, 393–410.
- Wu, W., A. E. Dessler and G. R. North (2006). Analysis of the correlations between atmospheric boundary-layer and free-tropospheric temperatures in the tropics. *Geophysical Research Letters*, 33, L20707.
- Xie, S.-P. and J. A. Carton (2004). Tropical Atlantic variability : Patterns, mechanisms, and impacts. *Geophysical Monograph*, 147, 121–142.
- 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, 723–739.
- Xue, Y. and J. Shukla (1993). The Influence of Land Surface Properties on Sahel Climate. Part 1 : Desertification. *Journal of Climate*, 6, 2232–2246.
- Yu, J.-Y. and C. R. Mechoso (1999). A Discussion on the Errors in the Surface Heat Fluxes Simulated by a Coupled GCM. *Journal of Climate*, 12, 416–426.
- 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, 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, L17712.
- Zheng, X. and E. A. B. Eltahir (1998). The Role of Vegetation in the Dynamics of West African Monsoons. *Journal of Climate*, 11, 2078–2096.

Table des matières

Introduction	3
1 Climat, océans, et mousson africaine...	7
1.1 Brève description de la terre et de son climat	7
1.1.1 La planète Terre	8
1.1.2 Géographie des océans	9
1.1.3 Le système climatique	11
1.1.4 Dynamique du climat actuel	12
1.2 La mousson africaine : description et enjeux	14
1.2.1 Contexte géographique	15
1.2.2 Cycle saisonnier	19
1.2.3 Circulation moyenne	20
1.2.4 Variabilité à l'échelle climatique	22
1.3 Les téléconnexions : qu'est-ce que c'est?	25
1.3.1 Bref historique...	25
1.3.2 Définitions	25
1.3.3 Rôle des océans	26
2 Données, modèles, et méthodes statistiques	29
2.1 Données observées et réanalyses	29
2.1.1 Observations interpolées	29
2.1.2 Réanalyses atmosphériques	30
2.2 Le modèle de climat du CNRM	31
2.2.1 Composantes du modèle couplé	32
2.2.2 Protocoles expérimentaux	33
2.3 CMIP3 et le 4 ^e rapport du GIEC	38
2.4 Méthodes statistiques	40
2.4.1 Filtrage des séries temporelles	40
2.4.2 Méthodes linéaires	44
2.4.3 Méthodes non-linéaires	47
3 Étude statistique des interactions océan-mousson	49
3.1 Article-1 : <i>African monsoon teleconnections with tropical SSTs</i>	49
3.1.1 En résumé...	49
3.1.2 Article <i>in extenso</i>	51
3.1.3 Perspectives	71
3.2 Liens observés : bassin par bassin	71
3.2.1 À l'échelle interannuelle	71
3.2.2 À l'échelle décennale	79
Synthèse	83

4	Rôle de l'ENSO : mécanismes et aspects temporels	85
4.1	Article-2 : <i>Influence of ENSO on the West African monsoon</i>	85
4.1.1	Préliminaire	85
4.1.2	En résumé.	86
4.1.3	Article <i>in extenso</i>	89
4.1.4	Perspectives	109
4.2	Réanalyses et forçage des SST	110
4.2.1	De l'art de détecter la téléconnexion ENSO.	110
4.2.2	Non-linéarité de la téléconnexion ENSO dans les réanalyses	113
4.2.3	La téléconnexion ENSO quand les SST sont prescrites	115
4.3	La téléconnexion ENSO dans les simulations du GIEC	117
4.3.1	Simulation de l'ENSO	117
4.3.2	Détail de la réponse atmosphérique	119
4.3.3	Réponse des précipitations	123
4.4	Simulations avec tension de vent ERA40	125
4.4.1	État moyen et variabilité	125
4.4.2	Rôle des autres bassins pour la téléconnexion ENSO	129
	Synthèse	133
5	Rôle des autres bassins à l'échelle interannuelle	135
5.1	Dans le modèle de climat du CNRM	135
5.1.1	Expérience couplée No-ENSO	135
5.1.2	Étude statistique des liens	136
5.1.3	Variabilité du golfe de Guinée	138
5.1.4	Interactions avec la Méditerranée	144
5.1.5	Puisqu'il faut conclure.	155
5.2	Dans les simulations du GIEC	156
5.2.1	Étude statistique des liens	156
5.2.2	Golfe de Guinée et Méditerranée	158
	Synthèse	160
	Conclusion	163
	Liste des acronymes	171
	Liste des figures	173
	Liste des tableaux	177
	Bibliographie	179
	Table des matières	193