

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/27609805>

Modes de variabilité et changement climatique : Synthèse du quatrième rapport d'évaluation du Giec

Article in *La Météorologie* · January 2008

DOI: 10.4267/2042/14844 · Source: OAI

CITATIONS

10

READS

287

2 authors, including:



Eric Guilyardi

LOCEAN/IPSL & NCAS Climate/University of Reading

201 PUBLICATIONS 16,545 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Bias Adjustment of Decadal Predictions [View project](#)



ENSO in CMIP5 [View project](#)

Modes de variabilité et changement climatique

Synthèse du quatrième rapport d'évaluation du Giec

Christophe Cassou⁽¹⁾ et Éric Guilyardi⁽²⁾

(1) Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique (Cerfacs-Cnrs)

42, avenue Gustave-Coriolis - 31057 Toulouse Cedex
christophe.cassou@cerfacs.fr

(2) Locean - IPSL - Paris

Résumé

Les tendances globales observées sur la fin du ^{xx}e siècle, ou leur projection pour le ^{xxi}e, masquent une réalité bien plus complexe avec des structures régionales marquées et une intégration dans le temps de fluctuations climatiques aux échelles saisonnières à interannuelles. Ces spécificités spatio-temporelles s'expliquent souvent par les modes de variabilité, en particulier l'Oscillation australe-El Niño et l'Oscillation Nord-Atlantique. La modélisation de l'évolution de ces modes en réponse au forçage par les gaz à effet de serre est donc essentielle pour mieux comprendre les projections climatiques et les mécanismes sous-jacents.

Abstract

Modes of variability and climatic change. Synthesis of the fourth Assessment report of IPCC

Global trends either observed over the last century or projected for the next one, mask a much more complex reality associated with strong regional patterns and higher frequency climate fluctuations. These hidden characteristics can be interpreted in terms of modes of variability especially El Niño-Southern Oscillation and the North Atlantic Oscillation. Modelling the spatio-temporal evolution of these modes in response to greenhouse gases forcing is thus crucial to better understanding of climate projections and related physical mechanisms.

Ndlr Cet article est la reprise et l'adaptation du chapitre 3 du livre blanc *Escrime*. La contribution de la communauté française au Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (Giec) est ici complétée par une synthèse des principaux résultats du quatrième rapport sur les modes de variabilité (voir la présentation du livre blanc *Escrime* dans La Météorologie, n° 56, page 27).

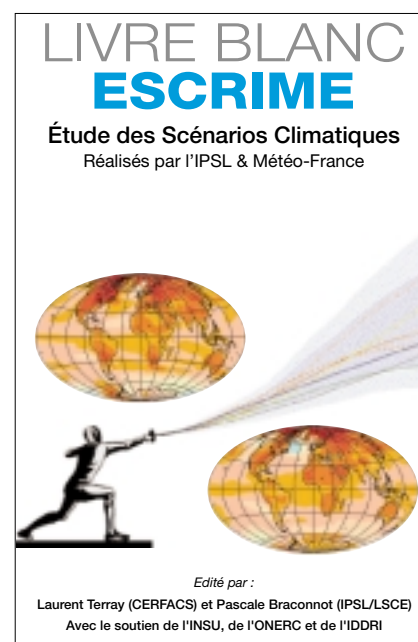
Modes de variabilité : définition et contexte

Les nombres 0,74 et 0,13 ont de grandes chances d'être les deux plus cités du quatrième rapport du Giec, non seulement par la communauté climatique, mais aussi par la sphère des médias, des décideurs ... et même par les détracteurs du changement global. Le premier, en °C/siècle, correspond à la tendance de la température planétaire observée sur la période 1906-2005. Le second, en °C/décennie, représente cette même tendance mais calculée uniquement sur les cinquante dernières années. Ce chiffre montre une accélération très significative du réchauffement global sur la deuxième moitié du ^{xx}e siècle/début du ^{xxi}e (triplement du taux par rapport à la période totale d'observation débutant en 1850 environ).

En fait, ces deux valeurs masquent une réalité plus complexe avec, en particulier, des structures régionales marquées. On note ainsi que les continents se réchauffent deux fois plus vite (0,27 °C/décennie) que les océans sur la dernière période. On enregistre également un réchauffement bien plus conséquent aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord que dans les tropiques – 1,5 à 4 fois plus important qu'en moyenne globale en Arctique ou sur les surfaces continentales enneigées de l'Eurasie ou de l'Amérique du Nord (Salas y Mélia et al., 2007). Les spécificités régionales sont associées à la nature même des

mécanismes physiques mis en jeu (par exemple, boucle de rétroaction impliquant l'effet d'albédo de la neige/glace dans le cas des latitudes polaires et sub-polaires) et/ou à la modification de certains **modes de variabilité** ou **téléconnexions**. De façon paradoxale pour le grand public ou de façon très hâtivement exploitée par les sceptiques du changement climatique, ceux-ci peuvent conduire à des refroidissements locaux et/ou ponctuels.

Le climat moyen n'existe pas par nature mais représente l'intégration dans le temps de fluctuations de plus ou moins



grandes échelles spatiales et temporelles qui représentent sa variabilité. On parle de fluctuations journalières (le temps qu'il fait), de fluctuations inter-annuelles (par exemple, alternance d'étés plus chauds/plus froids que la normale) ou décennales (par exemple, les hivers européens des années 1960 bien plus froids que ceux des années 1990), etc. Ces fluctuations peuvent souvent se quantifier et s'interpréter grâce à un nombre restreint de modes ou circulations atmosphériques et/ou océaniques typiques. Ces modes se caractérisent par une structure spatiale quasi fixe d'échelle assez grande (typiquement le bassin océanique) et une série temporelle caractérisant l'évolution de cette structure, son amplitude et sa phase. Les modes de variabilité les plus connus sont El Niño-Southern Oscillation (**Enso**) dans le Pacifique tropical et l'Oscillation Nord-Atlantique (**NAO**) qui domine les fluctuations du temps et du climat sur toute l'Europe. Du fait de ces modes, la réponse régionale au forçage par les gaz à effet de serre peut être d'amplitude bien différente que s'ils n'existaient pas ; en plus d'un changement moyen, se superpose alors une modification des transports de masses d'air et d'eau associés aux modifications de circulation. C'est le cas pour un certain nombre de structures régionales liées aux tendances observées sur la fin du ^{xx}e siècle, comme nous le verrons par la suite.

Il est donc important de tester la capacité des modèles climatiques à simuler ces modes de variabilité, à quantifier sur le ^{xx}e siècle la part naturelle de leur variabilité par rapport à celle induite par le forçage anthropique naissant, afin de bien comprendre leur évolution au cours du ^{xxi}e siècle. Cette approche nous permet de décomposer le changement moyen de précipitation ou de température simulé pour le climat futur (+3 °C est la valeur la plus probable – au sens Giec du terme – pour la période 2070-2099) en cartes plus proches de la réalité quotidienne. Deux questions essentielles sont posées : la différence de température ou de précipitation est-elle un simple changement moyen ou correspond-elle à une modification importante de la nature de la variabilité, via ses modes préférentiels ? Réciproquement, comment les modes de variabilité principaux sont-ils affectés par ce changement moyen ? Dans cet article, nous nous consacrerons aux téléconnexions tropicales (Enso, mousson indienne, africaine et sud-américaine, etc.) et aux principaux modes de variabilité de l'hémisphère Nord (NAO, blocage, etc.).

Variabilité tropicale

Enso

L'Enso est une oscillation couplée océan-atmosphère et est le mode dominant de la variabilité tropicale de l'échelle interannuelle à décennale (Bélamari et al., 2005). La phase chaude, ou événement El Niño, se caractérise par un réchauffement du Pacifique tropical Est (le long de la langue d'eau froide équatoriale), une modification de la circulation océanique en association avec une diminution des alizés et une altération de l'ensemble de la circulation atmosphérique tropicale (régimes de pluie, cellule de Hadley/Walker, etc.). La phase froide, ou La Niña, se caractérise par des anomalies négatives de température de surface de la mer (SST) et peut être interprétée comme un renforcement du cycle saisonnier climatologique.

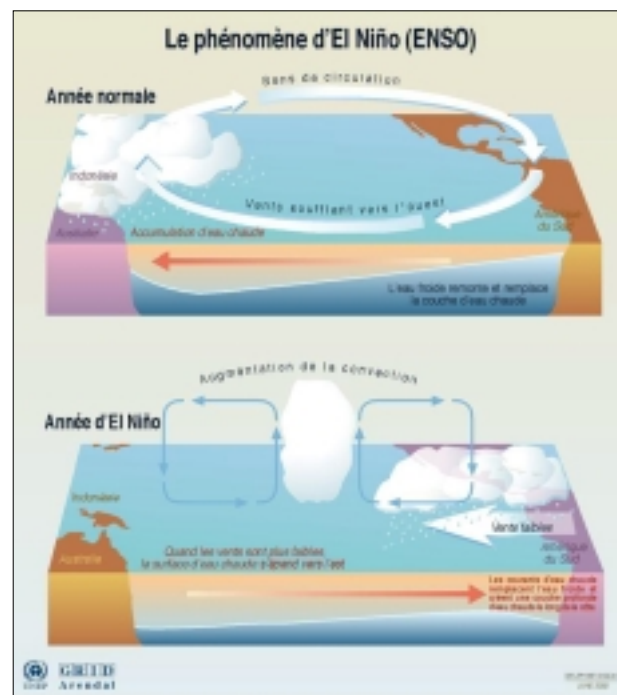


Schéma des structures de circulations atmosphériques et océaniques dans les cas d'années normales, d'une part, et d'années El Niño, d'autre part. (D'après le Centre de prédiction du climat – NCEP/NOAA)

Climat présent

La nature des événements Enso observés au ^{xx}e siècle varie considérablement d'un événement à l'autre. L'Enso a une période comprise entre trois et sept ans et a plus ou moins d'impacts à l'échelle globale. Guilyardi (2006) à partir des observations et des vingt-trois modèles de circulation générale (**GCM**) du Giec montre, d'une part, que l'amplitude d'El Niño est une fonction inverse de l'intensité des alizés, en accord avec les études

théoriques et, d'autre part, qu'elle est une fonction inverse de l'intensité relative du cycle saisonnier. Neelin et al. (1998), parmi d'autres, regroupent les événements El Niño en deux types :

- **type T** (ou mode Thermocline), dominé à l'ordre zéro par une dynamique d'onde océanique (événements 1982-1983 ou 1997-1998) ;
- **type S** (ou mode Température), correspondant plutôt à un couplage de surface entre la SST et les alizés au centre du bassin (événements 1992-1993 ou pré-1976).

Modélisation

Selon les études, les auteurs sont plus ou moins pessimistes quant à la bonne représentation de l'Enso dans les modèles, en dépit d'une amélioration incontestée en comparaison au troisième rapport du Giec de 2001. Leloup et al. (2007) montrent, par une méthode statistique fon-

dée sur les réseaux de neurones, que seul un petit nombre de modèles arrivent à reproduire la diversité de la variabilité spatiale de l'Enso. Les biais principaux sont liés à une mauvaise représentation de la terminaison des événements. En revanche, Guilyardi (2006) montre que les relations de base de l'Enso (interaction état moyen-variabilité) semblent être correctement reproduites par un grand nombre de GCM couplés, bien que la plupart des modèles soient verrouillés en mode S et que seuls quelques-uns développent un comportement hybride (alternance entre les

modes T et S) comme observé. Les auteurs s'accordent cependant sur l'incapacité de la plupart des modèles à simuler l'asymétrie entre les épisodes Niño et Niña et à reproduire correctement le spectre de fréquence d'occurrence des événements, privilégiant une période qui leur est intrinsèque et qui est souvent trop courte. Peu de modèles sont ainsi capables de reproduire une forme d'oscillation décennale semblable à celle de la bascule climatique de 1976-1977 dans la bande tropicale.

Projection

Le quatrième rapport du Giec conclut que l'ensemble des modèles continuent à produire une oscillation de type Enso au XXI^e siècle, et ce quels que soient leurs changements d'état moyen en réponse au forçage anthropique. Ces changements moyens se projettent, certes, sur une structure de type El Niño avec un réchauffement plus prononcé du Pacifique central/Est que du Pacifique Ouest, un affaiblissement des circulations tropicales, et un déplacement vers l'est des zones de précipitations ; mais le changement moyen de SST ne peut s'expliquer par une modification intrinsèque du mode Enso. Guilyardi (2006) montre que les caractéristiques propres à chaque modèle, établies pour le climat présent, restent valables dans les scénarios stabilisés de doublement et de quadruplement de CO₂ (figure 1). L'analyse des vingt-trois modèles suggère une faible augmentation de l'amplitude Enso en climat perturbé, mais la diversité de la simulation de l'Enso introduit un degré important d'incertitude et rend le signal non détectable au sens statistique du terme. Il est intéressant de noter, cependant, que les modèles qui simulent les augmentations les plus fortes sont ceux qui privilégient une transition d'un mode S vers un mode T, plus favorable à des événements chauds forts. Ce résultat serait cohérent avec le changement de régime climatique de 1976-1977 et son attribution potentielle au forçage anthropique, même si ce dernier point est hautement controversé

et très spéculatif. Le quatrième rapport conclut également qu'il n'y a aucune indication claire de changement de fréquence d'occurrence des événements Enso en climat plus chaud.

L'oscillation Madden et Julian

Une partie de la mauvaise représentation des caractéristiques temporelles (fréquence et phasage) de l'Enso dans les modèles pourrait être attribuée à la très mauvaise simulation de l'Oscillation Madden et Julian - MJO - (Madden et Julian, 1994). La MJO est le principal mode de variabilité intrasaisonnière de la troposphère tropicale. Elle se caractérise par l'alternance, le long de l'équateur, de régions de convection renforcée et de zones de subsidence accrue, couplée à une altération de la circulation tropicale zonale. L'oscillation se propage vers l'est avec une large plage de fréquence comprise entre 30 et 90 jours (Zhang, 2005). À partir de quatorze modèles, Lin et al (2006) montrent que, bien que le signal MJO soit présent, les caractéristiques de sa variabilité ne sont pas réalistes en termes d'amplitude et de phase pour le climat présent. La variance de la MJO est proche de celle des observations dans uniquement deux modèles sur quatorze, avec un sous-estimation de plus de 50 % pour la moitié d'entre eux. La nature de la variance (contribution des différentes bandes spectrales) n'est pas

simulée de manière réaliste. Les biais des modèles en termes d'état moyen semblent exclure toute bonne simulation de la MJO. Parmi ces biais, on retrouve les problèmes récurrents de double Zone de convergence intertropicale (ZCIT), du confinement de la mousson indienne au bassin Indien, de l'extension irréaliste vers l'ouest de la langue d'eau froide du Pacifique, etc. Tous ces facteurs tendent à limiter le développement et la maintenance d'un signal convectif cohérent et fort se propageant vers l'est.

Dans ce contexte, il est difficile de conclure quant à la modification éventuelle de la MJO en réponse aux forçages anthropiques. Une meilleure représentation intrinsèque de la MJO reste une priorité et un challenge pour le cinquième rapport du Giec de 2012.

Moussons

Le terme « mousson » fait souvent référence au renversement saisonnier et conjoint des vents de surface et des précipitations dans une large bande tropicale. Cette renverse est associée aux bascules des cellules de Hadley/Walker assurant les transports d'énergie/masse/humidité entre les deux hémisphères ou entre les bords est et ouest des océans. La variabilité des régimes de mousson est complexe, car elle résulte à la fois d'interactions à distance (Enso, par exemple) et de processus locaux (rôle des aérosols, neige sur l'Himalaya, etc.) jouant à de multiples échelles de temps. Le quatrième rapport du Giec conclut que la considération de simples indices peut donc s'avérer très réductrice et conduire à des résultats contradictoires à prendre avec précaution.

Mousson asiatique

Climat présent et modélisation

La variabilité de la mousson asiatique est dominée par des fluctuations inter-annuelles, liées principalement à l'Enso, et par des fluctuations décennales dont la plus franche en date est celle de 1976-1977. Il est ainsi très difficile d'extraire une tendance significative

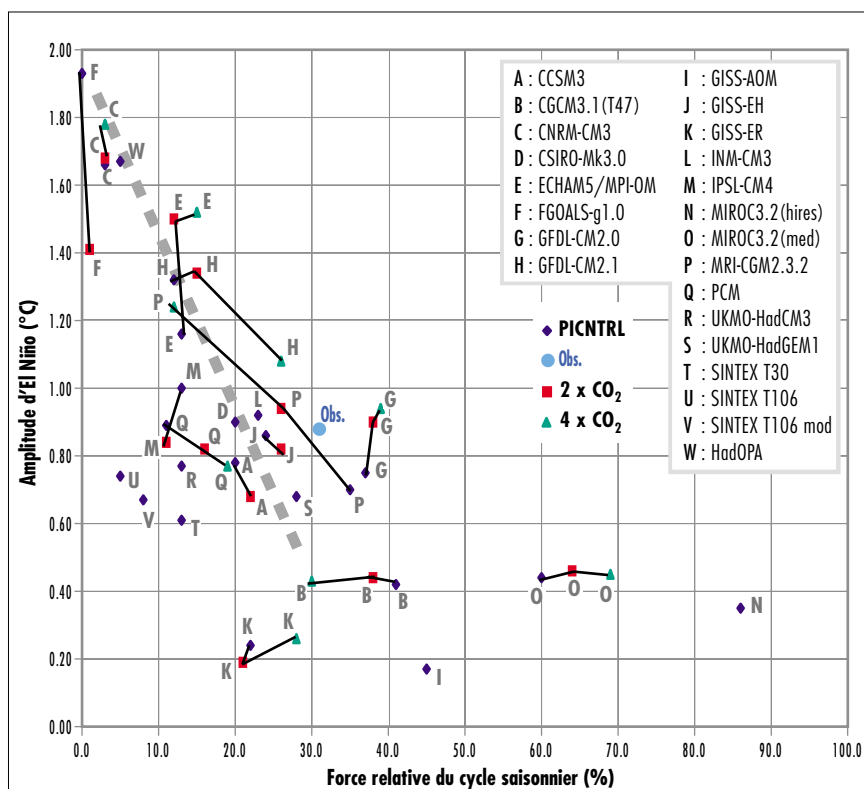


Figure 1 - Amplitude d'El Niño (°C), dans les 23 modèles pris en compte par le Giec, en fonction de la force relative du cycle saisonnier (%) et droite d'ajustement linéaire (ligne en tirets épais, excluant les modèles avec une amplitude d'El Niño inférieure à 0,5 °C). Losanges noirs : préindustriel ; carrés rouges : 2xCO₂ (après stabilisation) ; triangles verts : 4xCO₂ (après stabilisation). Le cercle bleu représente les observations. (D'après Guilyardi, 2006)

sur les précipitations de mousson asiatique à partir des seules observations sur l'ensemble du xx^e siècle. Dans les modèles, la représentation de la mousson reste problématique. Annamalai et al. (2007) montrent que seul un tiers environ, sur dix-huit modèles considérés, reproduit de façon réaliste la structure spatiale des pluies de mousson asiatique et le cycle saisonnier de la migration des pluies vers le nord. Les téléconnexions Enso-mousson asiatique semblent aussi être mal représentées. À la décharge des modèles, il est difficile d'évaluer ces téléconnexions à partir des seules observations car celles-ci ne sont pas stationnaires et fluctuent à l'échelle décennale.

Projections

Les biais des modèles ne semblent cependant pas rédhibitoires pour évaluer les projections pour le xx^e siècle. Les différents scénarios suggèrent une intensification des précipitations de mousson asiatique, non seulement en termes d'état moyen, mais aussi en termes de variabilité interannuelle. Cette tendance s'explique simplement dans certains modèles par le réchauffement plus rapide des continents par rapport aux océans, conduisant à un contraste thermique océan-continent renforcé et à un régime de mousson plus fort. Dans d'autres modèles, le fait qu'une atmosphère plus chaude puisse contenir davantage d'humidité (d'après la relation de Clausius-Clapeyron, il y a une augmentation de 7 % de la capacité de stockage de l'humidité par l'air par degré Celsius

gagné) semble expliquer des précipitations plus importantes sans modification significative de la dynamique atmosphérique ou même avec une diminution faible de la circulation de mousson. À circulation égale ou légèrement diminuée, le transport d'humidité est alors plus efficace en climat chaud. Cette hypothèse est à la base des conclusions de Tanaka et al. (2005), qui montrent une diminution des circulations tropicales atmosphériques à la fin du xx^e siècle dans quinze GCM du quatrième rapport. La hausse de la variabilité interannuelle de la mousson asiatique est attribuée à la variabilité Enso et au caractère non-linéaire des transports atmosphériques ainsi que des relations entre évaporation de surface et SST.

Enfin, il est impossible d'avoir une affirmation claire quant à l'évolution des relations Enso - mousson asiatique. La plupart des modèles suggèrent que les fluctuations décennales attribuées à la variabilité naturelle dominent les fluctuations de plus long terme associées aux forçages anthropiques. Une autre incertitude réside dans l'action des aérosols atmosphériques dans les régions de mousson. Leur effet d'écran tend à inhiber le réchauffement continental limitant le contraste terre-mer et la force de la mousson associée. Il semblerait cependant que le refroidissement local dû aux aérosols soit *in fine* contrebalancé et dominé par les effets directs des gaz à effet de serre dans les divers scénarios pour la fin du xx^e siècle.

Mousson africaine

Climat présent

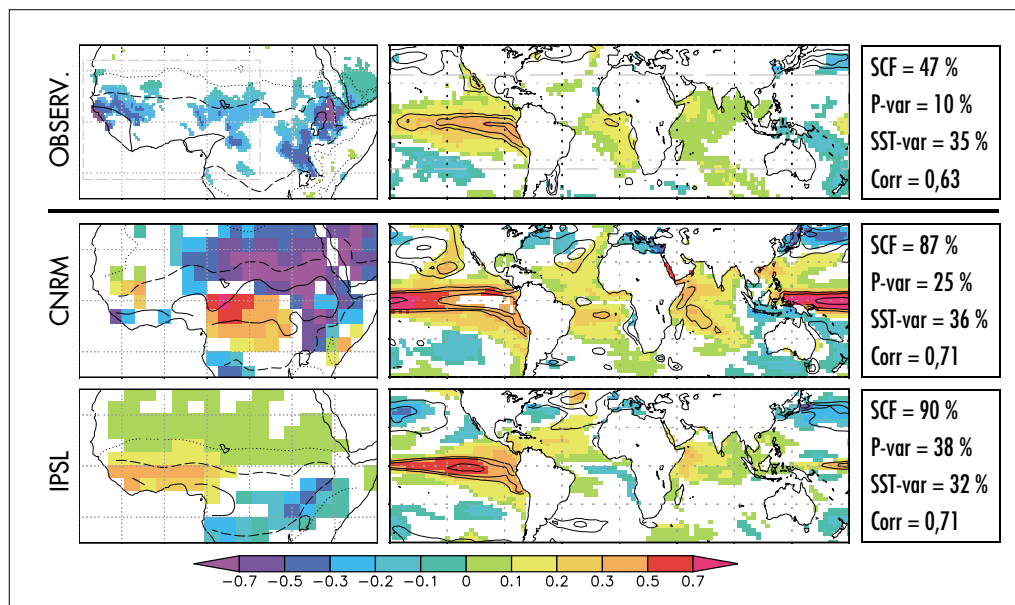
La variabilité de la mousson africaine est dominée par des fluctuations multi-décennales importantes. En Afrique de l'Ouest et au Sahel, une longue période sèche et désastreuse, s'étalant du début des années 1970 à 2000, contraste avec des décennies de mousson plus abondante pendant les années 1950 et 1960 et au début du xx^e siècle. Giannini et al. (2003), parmi d'autres, suggèrent qu'une grande partie de la variabilité interannuelle à décennale des précipitations sur le Sahel s'explique par le forçage océanique de l'ensemble des bassins tropicaux, réponse amplifiée par une interaction surface continentale-atmosphère. Il est difficile d'attribuer la grande sécheresse du Sahel à des forçages anthropiques. Pris de manière individuelle (gaz à effet de serre, aérosols, utilisation des sols, etc.), ces forçages tendent tous à réduire la circulation de mousson, mais leur impact est trop faible pour expliquer l'amplitude du signal observé ; il en est de même pour le forçage océanique (qui peut être d'origine anthropique et/ou naturelle), comme le soulignent Hoerling et al. (2006). L'attribution de la grande sécheresse sahélienne reste donc à déterminer. Pour la température, Caminade et Terray (2006) suggèrent un rôle possible des forçages anthropiques sur les changements de l'amplitude diurne sur différentes régions africaines pour la fin du

xx^e siècle. En Afrique de l'Est et centrale, il est aussi montré que la variabilité climatique de la mousson sur ces zones au xx^e siècle est également liée aux fluctuations décennales de la SST dans l'océan Indien et de l'Enso.

Modélisation

La représentation dans les modèles de la mousson de l'Afrique de l'Ouest (WAM, pour West African Monsoon) en termes d'état moyen n'est pas satisfaisante (Cook et Vizy, 2006), malgré des progrès significatifs par rapport au troisième rapport du Giec. En termes de variabilité, certaines relations de base, en particulier les relations WAM-Enso et WAM-SST Atlantique,

Figure 2 - Structures spatiales des anomalies de précipitation (à gauche) qui covarient le plus avec les anomalies SST globales (à droite) pour l'été boréal et pour les observations – jeu de données CRU et Hadisst – (en haut), les modèles CNRM-CM3 (au milieu) et IPSL-CM4 (en bas). Seuls les points de grille significatifs à 95 % sont en couleur. Pour les précipitations, les trois contours indiquent la climatologie 1951-2000 pour les isohyètes 0,5 (pointillés), 3,0 (tirets) et 8,0 mm/jour (solide). Pour la SST, les contours 0,6, 0,8 et 1,0 °C indiquent l'écart type. SCF donne le pourcentage de covariance entre les deux champs, Var la variance des deux champs pris séparément et Corr la corrélation temporelle entre les deux champs. (D'après Joly et al., 2007)



ne sont pas correctement prises en compte comme le soulignent Joly et al. (2006) à partir de quatorze GCM. Dans les observations, un événement chaud dans le Pacifique est associé à un déficit de pluie sur l'ensemble de l'Afrique tropicale (figure 2a). Cette connexion représente environ 50 % de la covariance (donnée par la valeur du paramètre noté SCF⁽¹⁾) entre les précipitations africaines et les SST globales. Les modèles tendent à largement surestimer la connexion avec l'Enso, avec des SCF plus proches de 90 %, et, en plus, pour la moitié d'entre eux, la relation Enso-WAM a un signe opposé à celui des observations. C'est le cas pour CNRM-CM3 en Afrique centrale (figure 2b) et pour IPSL-CM4 dans son ensemble (figure 2c). Le forçage par les SST des autres bassins (en particulier du golfe de Guinée) est ainsi largement sous-estimé ou de signe inverse (figure 2c). Ces biais majeurs expliquent la très grande disparité des précipitations modélisées sur le Sahel et de leur réponse aux forçages anthropiques. Notons cependant que le renforcement des téléconnexions Enso-WAM observé à la fin du xx^e siècle semble être reproduit par les modèles les plus performants qui simulent une covariabilité correcte entre le Pacifique tropical et l'ensemble des autres bassins.

Projections

Une simple analyse multimodèle donnerait une diminution marginale des précipitations sahéniennes et une augmentation marginale des précipitations guinéennes au xx^e siècle dans les différents scénarios. À l'image du climat présent, une étude plus fine révélerait cependant une véritable dispersion dans la réponse des modèles, certains suggérant une remontée significative de la ZCIT vers le nord avec un étalement latitudinal conduisant à une augmentation forte des précipitations, alors que d'autres simulent plutôt un effondrement de la mousson. Il est dès lors impossible de conclure à partir du quatrième rapport du Giec sur la réponse du système WAM au forçage anthropique. Cette grande incertitude peut être attribuée aux biais systématiques des

modèles couplés (position et intensité moyenne de la ZCIT, absence d'upwellings côtiers, etc.), aux relations complexes entre le système WAM et les SST des différents bassins, aux pratiques d'utilisation des sols dans ces régions, aux rôles méconnus des aérosols et à la nature même du système de mousson africaine qui fait intervenir des rétroactions non-linéaires entre les différents acteurs climatiques. Il nous est d'ailleurs impossible de conclure

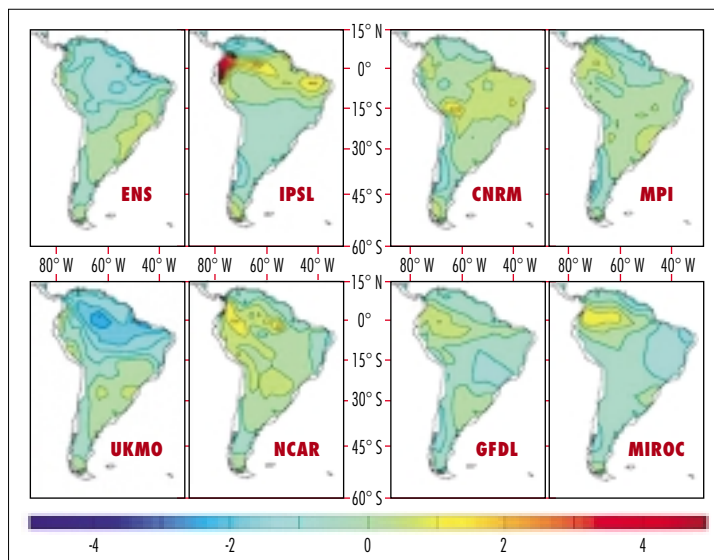


Figure 3 - Changement dans les précipitations annuelles moyennes (en mm/jour) entre 2076-2100 et 1976-2000 pour le scénario SRES-A2. ENS représente la projection de l'ensemble par réseau de neurones. Les autres figures correspondent à la réponse individuelle de chaque modèle. Les contours sont tous les 0,5 mm/jour. (D'après Boulanger et al., 2006a)

quant à la modification des téléconnexions entre WAM et les autres modes de variabilité. Il semblerait que les projections climatiques soient plus robustes et prévoient une augmentation des précipitations de mousson en Afrique centrale et de l'Est, en particulier le long de la façade orientale de l'Afrique, sous l'effet du réchauffement de l'océan Indien.

Mousson sud-américaine

Climat présent

Le changement le plus marquant du système de mousson sud-américaine (SAMS) au xx^e siècle se caractérise par un assèchement marqué au nord du bassin amazonien et, au contraire, un arrosage marqué au sud, suggérant un déplacement vers le sud de la ZCIT et du transport d'humidité et de chaleur associé. Les fluctuations de la Zone de convergence sud-atlantique (SACZ, pour South Atlantic Convergence Zone) sont également modulées par les anomalies de SST de l'Atlantique tropical et Sud, ainsi que par l'Enso. La SACZ semble s'être déplacée vers le sud également.

Projections

Les projections futures ne donnent pas d'indications claires quant à l'évolution des précipitations annuelles et/ou saisonnières du nord de l'Amérique du Sud, incluant le bassin amazonien. Les erreurs systématiques des modèles sont encore une fois à blâmer pour cette incertitude en termes de précipitations, ainsi que l'utilisation future des sols dont l'évolution et l'influence restent très incertaines. Ces projections sont

étudiées dans un sous-ensemble de modèles à l'aide de réseaux de neurones et de statistiques bayésiennes par Boulanger et al. (2006a,b). L'analyse multimodèle montre une légère diminution des précipitations sur l'ensemble du bassin amazonien, contrastant avec une légère augmentation dans les subtropiques en moyenne annuelle (figure 3). Le poids donné par la méthode bayésienne aux modèles privilégiant ce scénario est plus fort, en particulier, pour les mois d'été austral, ce qui tend à conclure à un ralentissement des régimes de mousson. Mais, comme

pour la mousson indienne, le plus grand stockage d'humidité par une atmosphère chaude pourrait contrebalancer les modifications dynamiques.

Variabilité extratropicale

Le concept de mode de variabilité ou téléconnexion prend toute sa mesure aux moyennes et hautes latitudes. En effet, les fluctuations atmosphériques de l'échelle du « temps qu'il fait » aux échelles climatiques (interannuelle et plus) s'interprètent au mieux en termes d'excitation de modes préférentiels de circulation, ou encore en termes de transition entre régimes de circulation et/ou de fréquence d'occurrence de certains régimes (Cassou, 2004). Modes et régimes sont tous deux définis comme les états préférentiels de circulation atmosphérique sur un domaine couvrant typiquement le bassin océanique. Comme nous l'avons vu, l'approche classique en mode de variabilité fait l'hypothèse linéaire d'existence de ces

(1) Pour Spectral Calibration Functions.

structures spatiales de base, dont l'amplitude est variable et la définition au signe près. Le mode le plus classique aux moyennes et hautes latitudes est l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), considérée comme la seule structure de téléconnexion présente toute l'année. La NAO est une oscillation de masse/pression entre les latitudes tempérées et les latitudes subpolaires et correspond à des changements des vents dominants d'ouest sur tout le bassin Atlantique Nord. La NAO est souvent définie de façon linéaire comme la différence de pression normalisée entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores. En revanche, le régime atmosphérique se distingue du mode de variabilité classique par une polarité propre. Le blocage est un exemple typique de régime. Dans ce chapitre, nous nous limiterons aux modes de variabilité/régimes de l'hémisphère Nord.

Atlantique Nord : la NAO et les régimes de temps

Climat présent

Les changements de circulations atmosphériques et océaniques, suivant des structures préférentielles, font partie intégrante de la variabilité climatique à toutes les échelles de temps. L'exercice de détection et d'attribution en est d'autant plus complexe pour expliquer et/ou simuler les changements observés au cours du XX^e siècle et attendus pour le prochain. La tendance en pression de surface sur l'Atlantique Nord depuis 1950 se caractérise en hiver par un creusement de la dépression d'Islande et des minima polaires associés et un renforcement de l'anticyclone des Açores se prolongeant vers l'Europe méditerranéenne. Cette structure est barotrope⁽¹⁾ et s'accompagne également d'un affaiblissement de l'anticyclone de Sibérie. Ce changement de pression moyen est associé à un décalage vers le nord des routes dépressionnaires, à un renforcement des tempêtes individuelles le long de cette nouvelle route mais à leur diminution en nombre. Cette tendance peut très bien s'expliquer par la prédominance de phase positive de la NAO (Cassou, 2004) ou du mode annulaire de l'hémisphère Nord (NAM) sur la fin du XX^e siècle. Par simplicité, dans cet article nous ne distinguerons pas les deux approches, les considérant comme équivalentes sur

l'Atlantique Nord. L'excitation privilégiée des phases positives de NAO (NAO+) est à l'origine des sécheresses marquées le long du pourtour méditerranéen, mais aussi du réchauffement plus rapide de l'Europe du Nord par rapport au taux global planétaire. Ces modifications atmosphériques sont aussi responsables du refroidissement local de la mer du Labrador et des zones continentales adjacentes. En été, on note aussi une tendance positive de la NAO conduisant à un assèchement quasi global de l'Europe, en particulier des régions méditerranéennes.

Modélisation

Les modèles du quatrième rapport ont prouvé leur capacité à reproduire correctement les propriétés spatiales de la NAO. En revanche, la simulation de la variabilité temporelle de la NAO est plus problématique et l'intensité de la tendance actuelle n'est pas reproduite même en considérant les forçages externes (par exemple Osborn, 2004). Il est cependant établi dans le quatrième rapport du Giec que la tendance observée de la NAO est incompatible avec la variabilité naturelle du climat (par exemple Gillett, 2005). Plusieurs pistes sont à l'étude pour essayer de comprendre pourquoi les modèles sous-estiment tellement cette tendance. On pense surtout aux trop faibles interactions entre la stratosphère et la troposphère, aux connexions trop fortes entre le Pacifique et l'Atlantique qui perturberaient la dynamique atmosphérique propre à l'Atlantique (surestimation en particulier des connexions Enso-NAO - Cassou et Terray, 2001), au rôle de l'ozone, à la mauvaise représentation des échanges entre les ondes stationnaires et l'activité transitoire (tempêtes), aux rôles respectifs des anomalies de SST des différents bassins océaniques, en particulier tropicaux (Hoerling et al., 2005), etc. Il est intéressant de noter que tous les forçages pris de manière isolée et testés dans les expériences de sensibilité induisent une excitation privilégiée de la phase positive de la NAO, mais aucun n'est capable de simuler l'intensité de la tendance observée. Il est ainsi probable qu'il manque dans les modèles des rétroactions importantes entre les différents processus pouvant conduire à une forte amplification des réponses individuelles à chaque forçage. En conclusion, le changement de circulation atmosphérique est détecté au sens statistique du terme, mais les mécanismes à l'origine de ce signal et de son amplitude restent largement spéculatifs.

Projections

La tendance positive observée de la NAO d'hiver se maintient dans les projections futures ; elle est certes faible à l'image de la tendance simulée pour le XX^e siècle, mais significative. Miller et al. (2006) montrent que, parmi les modèles étudiés, aucun ne simule une tendance négative. Stephenson et al. (2006) montrent que quinze des modèles représentent correctement le dipôle de pression de la NAO et que, sur ces quinze, treize prévoient une augmentation de l'indice NAO en réponse au forçage anthropique, avec certes une amplitude faible et dépendante des modèles. Cette tendance s'accompagne généralement d'un gonflement méridien de la cellule de Hadley, qui va toutefois en s'affaiblissant, et d'un décalage vers le nord du jet troposphérique et des tempêtes associées. Gastineau et al. (2007) suggèrent, à l'aide du modèle IPSL-CM4, que ces changements de la cellule de Hadley sont associés au réchauffement inhomogène de la SST en latitude. Une part de la dispersion dans la réponse des modèles pourrait s'expliquer par les interactions entre l'activité des tempêtes et l'état moyen, mais aussi par la variabilité interne ou naturelle propre à chaque modèle. Laîné et al. (2007) montrent que les deux modèles de la communauté française donnent des résultats opposés sur l'Atlantique Nord dans des simulations idéalisées $4xCO_2$. CNRM-CM3 simule une activité synoptique renforcée et zonale alors que IPSL-CM4 associe un décalage marqué vers le nord avec une diminution importante de l'activité transitoire. Les différences de changement d'instabilité barocline permettent d'expliquer ces comportements opposés, soulignant l'importance des SST dans certaines régions clés de l'océan Atlantique Nord (mer du Labrador, mer du Groenland, etc.) et donc de l'interaction entre l'état moyen du système couplé océan-atmosphère-glace et la réponse au forçage anthropique.

L'approche en régime de Boé (2007) permet d'aller un peu plus loin dans la prise en compte et la compréhension des incertitudes inhérentes à l'approche multimodèle. La réponse moyenne de quatorze modèles est décomposée en termes de changements de fréquence d'occurrence des quatre régimes journaliers caractéristiques de la dynamique atmosphérique de l'Atlantique Nord en hiver (Vautard, 1990 ; Cassou, 2004) et en été (Cassou et al., 2005). La figure 4 montre que la moyenne d'ensemble est en fait l'agrégation de modèles dont l'amplitude de la réponse est très différente (par exemple, les deux modèles de la communauté française en été, figure

(1) C'est-à-dire qu'elle existe à tous niveaux d'altitude.

4b), mais aussi dont la nature même de la réponse varie fortement (par exemple, les deux modèles de la communauté française en hiver, figure 4a). En hiver (figure 4a), le signal le plus robuste montre une diminution très importante et quasi systématique des régimes négatifs de la NAO (NAO-) au profit du régime dorsale atlantique et dans une moindre mesure et de manière plus dispersée du régime NAO+. Le fait que le régime NAO- soit compensé par deux régimes et non par son seul symétrique montre bien le caractère non-linéaire de la réponse et les limites de l'approche linéaire classique ; cela pourrait expliquer en partie pourquoi les tendances sur l'indice NAO sont faibles. L'excitation du régime de blocage d'hiver est, soit renforcée, soit inhibée selon les modèles, ce qui rend impossible toute conclusion sur l'évolution potentielle de ce régime en climat perturbé au XXI^e siècle.

Vavrus et al. (2006) montrent une diminution de moitié du nombre de vagues de froid sur l'Europe du Nord en accord avec des régimes NAO- moins récurrents. L'excitation privilégiée des régimes NAO+ et dorsale atlantique explique bien les sécheresses hivernales de l'Europe méditerranéenne et des hivers beaucoup plus humides et chauds sur l'Europe du Nord. En été (figure 4b), la dispersion des modèles est plus faible avec une excitation accrue des régimes de blocage et dorsale atlantique et une diminution importante des régimes NAO- et Atl.Low⁽¹⁾. Cette réorganisation d'occurrence des régimes est cohérente avec un assèchement marqué de l'Europe entière en été et une plus forte probabilité de vagues de chaleur associées au blocage d'été. Ces signaux font partie des plus robustes des conclusions du quatrième rapport du Giec.

Pacifique Nord : la PNA et les connexions Enso, la PDO

Le mode de variabilité Pacific North America (PNA) se caractérise par une structure ondulatoire émanant du Pacifique subtropical central/ouest se propageant vers le nord-est selon les propriétés des ondes de Rossby en réponse à un forçage diabatique tropical. La PNA est maximale en hiver et est associée à une modulation de la dépression aléoutienne, du jet asiatique et de la route des dépressions Pacifique affectant les précipitations sur l'ensemble du continent nord-américain et la fréquence des blocages sur l'Alaska associés aux intrusions d'air polaire au Canada et aux États-Unis. La Pacific

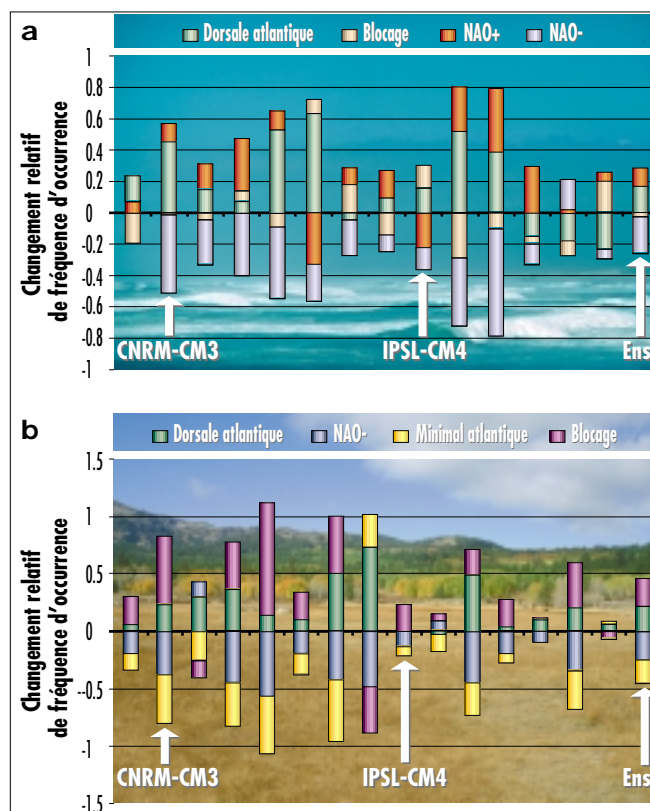


Figure 4 - Changement relatif des fréquences d'occurrence des quatre régimes de temps de l'Atlantique Nord pour les saisons d'hiver (a) et d'été (b) et pour l'ensemble des modèles du Giec contrastant la période 2070-2100 à la période 1970-2000. ENS représente la projection des modifications de régimes pour la moyenne d'ensemble. (D'après Boé, 2007)

Decadal Oscillation (PDO) est une fluctuation combinée de la dépression aléoutienne et de la SST du bassin Pacifique Nord et tropical. Comme son nom l'indique, sa fréquence privilégiée est la bande décennale à interdécennale. Alors que la PNA est reconnue comme un mode naturel de variabilité du Pacifique extratropical mais est fortement liée à l'Enso, le débat est plus ouvert quant à l'origine de la PDO, certains auteurs l'interprétant comme une simple signature à distance de la variabilité décennale liée à l'Enso, d'autres comme une source intrinsèque de variabilité extratropicale pouvant *in fine* affecter les SST tropicales.

Les modèles reproduisent bien à la fois la PNA et la PDO en termes de structures spatiales. Ils semblent également capables de simuler l'évolution temporelle de leur phase quand on leur prescrit les anomalies de SST Pacifique tropicale, ce qui tend à corroborer leur lien avec l'Enso comme forçage. À l'échelle décennale, les modèles sont capables de reproduire ainsi le changement de régime des années 1976-1977 de l'ensemble de la zone Indo-Pacifique, mais certains semblent cependant surestimer les relations entre le Pacifique tropical et le bassin Pacifique Nord.

Les projections futures en matière de PNA et de PDO suivent en fait les évolutions prévues de l'activité Enso. Nous avons conclu au chapitre précédent qu'il

n'y avait pas de changement détecté dans l'activité Enso dans les observations et qu'il n'y avait pas d'image consensuelle sur les changements futurs de l'Enso en réponse aux gaz à effet de serre au XXI^e siècle. Comme les modèles surestiment de manière quasi systématique le lien Enso-PDO-PNA, nous concluons de même pour l'évolution de la PNA et de la PDO.

Conclusions et perspectives

L'analyse combinée des observations et des différents modèles du quatrième rapport d'évaluation du Giec a montré que les changements climatiques enregistrés sur la fin du XX^e siècle à l'échelle suprarégionale (échelle du continent ou du bassin océanique) peuvent s'interpréter, au premier ordre, par les modifications d'occurrence de modes de variabilité. Ceux-ci expliqueraient que certaines zones aient un taux de réchauffement plus fort que la moyenne planétaire, alors que d'autres se refroidissent légèrement (mer du Labrador, par exemple) de façon contre-intuitive pour le grand public et, involontairement ou volontairement par raccourci scientifique, exploitée par les détracteurs du

(1) Dépression atlantique.

réchauffement global. Sur l'Europe (Hurrell, 2003), une large part du stress hydrique méditerranéen peut être ainsi interprétée par une plus grande occurrence des régimes NAO+ en hiver et des conditions de blocage en été. Le changement moyen observé de température et surtout de précipitations semble être ainsi le signal intérateur dans le temps d'une réorganisation des modes de variabilité préexistants ou l'excitation privilégiée d'une de leurs phases. Cette hypothèse semble de plus en plus mise à mal en ce début du XXI^e siècle où les tendances sur les variables d'impact (température, précipitations) sont plus fortes que celles directement estimées par la simple modification des téléconnexions. C'est en particulier le cas pour l'Europe (cf. Yiou et al., 2007 pour le cas particulier de l'automne-hiver 2006-2007 en Europe) ou pour le continent australien qui doit faire à face des sécheresses centennales.

Les projections pour le futur restent très incertaines en termes de modes de variabilité. La multiplication des modèles a élargi le spectre des réponses au forçage anthropique et il est souvent très difficile d'arriver à des conclusions consensuelles. Nous en avons dégagé deux : aucun changement n'est attendu en termes d'Enso dont l'amplitude et la fréquence ne semblent pas être affectées par le réchauffement moyen du Pacifique tropical océanique. Sur l'Atlantique Nord, un consensus est établi sur une diminution importante des phases négatives de la NAO. Mais la

tendance simulée de l'indice serait trop faible pour expliquer le fort assèchement et le fort réchauffement d'un bassin méditerranéen/Europe étendu. Cela souligne l'importance de prendre en compte toutes les rétroactions positives associées au changement de circulation atmosphérique et/ou océanique (effet du sol, cycle du carbone, etc.). De grandes incertitudes pèsent en revanche sur les modes de variabilité liés aux régimes de mousson. La difficulté des modèles à reproduire l'état moyen des climats tropicaux (en dehors de l'Enso où des progrès substantiels sont à souligner) rend délicate l'analyse directe des modes de variabilité dans ces régions. La mauvaise prise en compte de leurs liens avec les SST ou, plus généralement, les téléconnexions globales associées, est aussi un handicap fort. Douville et al. (2006) montrent ainsi que l'incertitude dans la nature et l'évolution des téléconnexions Enso représente une contribution importante aux divergences entre modèles pour le climat présent et les projections futures. Celles-ci contribuent en particulier aux incertitudes de la réponse globale du cycle hydrologique et expliquent en partie la zoologie des réponses des modes de variabilité liés aux moussons africaine, indienne et sud-américaine.

Cette conclusion suggère que valider le climat présent en termes d'état moyen n'est pas suffisant pour estimer la validité des projections climatiques et que l'analyse de la variabilité interannuelle est sans doute un meilleur moyen pour contraindre la réponse des modèles. Par

exemple, bien que la variabilité Enso ne soit pas un analogue parfait du changement climatique, il existe une similarité remarquable entre la sensibilité du cycle hydrologique modélisé à l'échelle interannuelle et celle modélisée à l'échelle de temps du changement climatique. Il est ainsi essentiel de poursuivre et soutenir les études de processus, les études sur les mécanismes de couplage entre les sous-systèmes climatiques et leur représentation dans les modèles couplés afin de réduire les incertitudes révélées par l'approche multimodèles à la base des rapports d'évaluation du Giec. Il est essentiel de bien comprendre et modéliser les grands équilibres de base, à la fois dynamiques et thermodynamiques, et leur interaction à toutes les échelles de temps et d'espace afin d'augmenter notre confiance dans notre capacité à répondre aux questions de la société et des décideurs, telles « Quel climat demain pour ma région ? » ou « Quel extrême pour ma région ? ». Voilà le challenge principal pour les modélisateurs du climat en vue du prochain cinquième rapport du Giec (2012).

Remerciements

Les auteurs remercient J. Boé (Cerfacs), J.-P. Boulanger (Locean-IPSL), H. Douville (CNRM-Météo-France), F. Hourdin (LMD-IPSL), J. Leloup (Locean-IPSL), M. Lengaigne (Locean-IPSL), A. Laîné (LSCE/CNRM), D. Salas y Mélia (CNRM-Météo-France) et L. Terray (Cerfacs) pour leur contribution à cet article.

Bibliographie

- Annamalai H., K. Hamilton et K. R. Sperber, 2007 : South Asian summer monsoon and its relationship with Enso in the IPCC AR4 simulations. *J. Climate*, 20, 1071-1083.
- Bélamari S., J.-L. Redelsberger et M. Pontaud, 2005 : Rôle des coups de vent d'ouest dans le déclenchement d'El Niño. *La Météorologie*, 8^e série, 49, 28-37.
- Boé J., 2007 : *Impact du changement climatique sur le cycle hydrologique des grands bassins versants français*. Thèse de l'université Paul-Sabatier III.
- Boulanger J.-P., F. Martinez et E. C. Segura, 2006 : Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and bayesian statistics. Part 1: Temperature mean state and seasonal cycle in South America. *Climate. Dyn.*, 27, 233-259.
- Boulanger J.-P., F. Martinez et E. C. Segura, 2007 : Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and bayesian statistics. Part 2: Precipitation mean state and seasonal cycle in South America. *Climate. Dyn.* Sous presse.
- Caminade C. et L. Terray, 2006 : Influence of increased greenhouse gases and sulphate aerosols concentration upon diurnal temperature range over Africa at the end of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L15703.
- Cassou C. et L. Terray, 2001 : Oceanic forcing of the wintertime low frequency atmospheric variability in the North Atlantic European sector: a study with the Arpege model. *J. Climate*, 14, 4266-4291.
- Cassou C., L. Terray et A. S. Phillips, 2005 : Tropical Atlantic influence on European heat waves. *J. Climate*, 18, 2805-2811.
- Cassou C., 2004 : Du changement climatique aux régimes de temps : l'Oscillation Nord Atlantique. *La Météorologie*, 8^e série, 45, 21-32.
- Cool K. H. et E. K. Vizzy, 2006 : Coupled model simulations of the west African monsoon system: 20th century simulations and 21st century predictions. *J. Climate*, 19, 3681-3703.
- Douville H., D. Salas y Mélia et S. Tyteca, 2006 : On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Climate Dyn.*, 26, 367-385.
- Gastineau G., H. Le Treut et L. Li, 2007 : Precipitation and large scale circulation change with global warming in the coupled GCMs: effect of the SST forcing. *Climate Dyn.*, en révision.
- Giannini A., Saravanan R. et P. Chang, 2003 : Oceanic forcing of Sahel Rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, 320, 1027-1030.
- Gillett N. P., R. J. Allen et T. J. Ansell, 2005 : Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19714, DOI:10.1029/2005GL023640.

- Guilyardi E., 2006 : El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Climate Dyn.*, 26, 329-348.
- Hoerling M. P., J. W. Hurrell, T. Xu, G. T. Bates et A. S. Phillips, 2005 : Twentieth century North Atlantic climate change: Part 2: understanding the role of the Indian Ocean. *Climate Dyn.*, 23, 291-405.
- Hoerling M. P., J. W. Hurrell, J. Eischeid et A. Phillips, 2006 : Detection and attribution of twentieth-century northern and southern African rainfall change. *J. Climate*, 19, 3989-4008.
- Hurrell J. W., 2003 : An overview of the North Atlantic Oscillation. *Eds. Geophysical Monograph Series.*, 134, 1-22.
- Joly M., A. Voldoire, H. Douville, P. Terray et J.-F. Royer, 2006 : African monsoon teleconnections with tropical SSTs in a set of IPCC AR4 coupled models. *Climate Dyn.*, 29, 1-20, DOI:10.1007/s00382-006-0215-8.
- Lainé A., M. Kageyama et D. Salas y Mélia, 2007 : A complete energetic study of northern hemisphere storm-tracks changes under 4xCO₂ conditions in two ocean-atmosphere coupled models. *J. Climate*, soumis.
- Lin J.-L., G. N. Kiladis, B. E. Mapes, K. M. Weickmann, K. R. Sperber, W. Lin, M. C. Wheeler, S. D. Schubert, A. Del Genio, L. J. Donner, S. Emori, J.-F. Guérémy, F. Hourdin, P. J. Rasch, E. Roeckner et J. F. Scinocca, 2006 : Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals. *J. Climate*, 19, 2665-2690.
- Leloup J., M. Lengaigne et J.-P. Boulanger, 2007 : Twentieth century ENSO characteristics in the IPCC database. *Climate Dyn.*, sous presse.
- Madden R. A. et P. R. Julian, 1994 : Observations of the 40-50 day tropical oscillation – A review. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 814-837.
- Miller R. L., G. A. Schmidt et D. T. Shindell, 2006 : Forced annular variations in the 20th century IPCC AR4 simulations. *J. Geophys. Res.*, 111, D18101, DOI:10.1029/2005JD006323.
- Neelin D., D. Battisti, A. Hirst, F. Jin, Y. W. T. Yamagata et S. Zebiak, 1998 : ENSO theory. *J. Geophys. Res.*, 103, 14261-14290.
- Osborn T. J., 2004 : Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the role of internal variability and greenhouse forcing. *Climate Dyn.*, 22, 605-623.
- Salas y Mélia D., C. Genthon, O. Arzel, C. Cassou, V. Guemas, G. Krinner, M. Minvielle et D. Swingedouw, 2007 : Régions polaires, cryosphère et circulation thermohaline. *La Météorologie*, 8^e série, 56, 33-39.
- Stephenson D. B., V. Pavan, M. Collins, M. M. Junge et R. Quadrelli, 2006 : North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment. *Climate Dyn.*, 27, 401-420.
- Tanaka H. L., N. Ishizaki et N. Nohara, 2005 : Intercomparison of the intensities and trends of the Hadley, Walker and Monsoon circulations in the global warming predictions. *Scientific Online Letters of the Atmosphere*, 1, 77-80.
- Vavrus S., J. E. Walsh, W. L. Chapman et D. Portis, 2006 : The behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming. *Int. J. Climatol.*, 26, 1133-1147.
- Vautard R., 1990 : Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2056-2081.
- Yiou P., R. Vautard, P. Naveau et C. Cassou, 2007 : Inconsistency between atmospheric dynamics and temperatures during the exceptional 2006-2007 fall-winter and recent warming in Europe. *Geophys. Res. Lett.*, soumis.
- Zhang C., 2005 : Madden and Julian Oscillation. *Rev. Geophys.*, DOI:10.1029/2004RG000158.