

Simulation du climat récent et futur par les modèles du CNRM et de l'IPSL

Jean-Louis Dufresne⁽¹⁾, D. Salas y Méliá⁽²⁾, S. Denvil⁽³⁾, S. Tyteca⁽²⁾, O. Arzel⁽⁴⁾, S. Bony⁽¹⁾, P. Braconnot⁽⁵⁾, P. Brockmann⁽⁵⁾, P. Cadule⁽³⁾, A. Caubel⁽⁵⁾, F. Chauvin⁽²⁾, M. Déqué⁽²⁾, H. Douville⁽²⁾, L. Fairhead⁽¹⁾, T. Fichefet⁽⁴⁾, M.-A. Foujols⁽³⁾, P. Friedlingstein⁽⁵⁾, J.-Y. Grandpeix⁽¹⁾, J.-F. Guérémy⁽²⁾, F. Hourdin⁽¹⁾, A. Idelkadi⁽¹⁾, G. Krinner⁽⁶⁾, C. Levy⁽⁷⁾, G. Madec⁽⁷⁾, P. Marquet⁽²⁾, O. Marti⁽⁵⁾, I. Musat⁽¹⁾, S. Planton⁽²⁾, J.-F. Royer⁽²⁾, D. Swingedouw⁽⁵⁾, A. Voldoire⁽²⁾

Résumé

Dans le cadre de la préparation du 4^e rapport du Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat (Giec), qui doit paraître début 2007, les principales équipes de modélisation de par le monde ont réalisé un important exercice coordonné de simulation de l'évolution du climat au cours des xx^e et XXI^e siècles. Nous présentons ici les résultats obtenus par les modèles du CNRM et de l'IPSL, en évoquant les progrès réalisés depuis le précédent rapport du Giec. Nous replaçons également nos résultats par rapport à ceux des autres modèles, et indiquons les résultats qui sont communs à l'ensemble des modèles et ceux qui peuvent être différents.

Abstract

Recent and futur climate change as simulated by the CNRM and IPSL models

In support of the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) that should appear in early 2007, modelling groups world-wide have performed a huge coordinated exercise of climate change runs for the 20th and 21st centuries. In this paper we present the results of the two French climate models, CNRM and IPSL. In particular we emphasise the progress made since the previous IPCC report and we identify which results are comparable among models and which strongly differ.

(1) Laboratoire de météorologie dynamique (LMD-IPSL), CNRS-UPMC
4, place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05
Jean-Louis.Dufresne@lmd.jussieu.fr

(2) Météo-France - Centre national de recherches météorologiques (CNRM)
Toulouse

(3) Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) - CNRS-UPMC - Paris

(4) Institut d'astronomie et de géophysique G. Lemaître
Université catholique de Louvain - Louvain-la-Neuve - Belgique

(5) Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE-IPSL)
CNRS-CEA - Gif-sur-Yvette

(6) Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement (LGGE)
CNRS-UJF - Saint-Martin-d'Hères

(7) Laboratoire d'océanographie et climat (Locean-IPSL) - CNRS-UPMC - Paris

Des premiers concepts aux modèles complexes

Effet de serre et température de la Terre : les premières études

Au début du XIX^e siècle, Joseph Fourier formule les principes des lois physiques régissant la température de surface de la Terre (Fourier, 1827). Il établit que la température de surface s'ajuste pour équilibrer le bilan d'énergie à la surface et que ce bilan est dominé par deux phénomènes : l'absorption du rayonnement solaire – qui apporte de l'énergie – et les échanges par rayonnement infrarouge – qui contrôle les pertes d'énergie vers l'espace – (Bard, 2004 ; Pierrehumbert, 2004 ; Dufresne, 2006). Il en déduit que tout changement des conditions de surface peut entraîner un changement du climat : « L'établissement et le progrès des sociétés humaines, l'action des forces naturelles peuvent changer nota-

blement, et dans de vastes contrées, l'état de la surface du sol, la distribution des eaux et les grands mouvements de l'air. De tels effets sont propres à faire varier, dans le cours de plusieurs siècles, le degré de la chaleur moyenne ; car les expressions analytiques comprennent des coefficients qui se rapportent à l'état superficiel et qui influent beaucoup sur la valeur de la température » (Fourier, 1890, p.113). De même, un changement de l'énergie solaire incidente peut changer le climat, ce qui inquiète Fourier et le conforte dans l'idée que l'espace a une température suffisamment élevée pour atténuer ces éventuels changements d'ensoleillement : « Dans cette hypothèse du froid absolu de l'espace, s'il est possible de la concevoir, tous les effets de la chaleur, tels que nous les observons à la surface du globe, seraient dus à la présence du Soleil. Les moindres variations de la distance de cet astre à la Terre occasionneraient des changements très considérables dans les températures, l'excentricité de l'orbite terrestre donnerait naissance à diverses saisons » (Fourier, 1890, p.111).

Cette hypothèse d'une température de l'espace assez élevée est aujourd'hui abandonnée (elle est estimée à 3 K) et le rôle des changements d'ensoleillement sur les variations du climat ne sera admis que dans la seconde moitié du XX^e siècle. J. Fourier évoque également le piégeage du rayonnement infrarouge par l'atmosphère, ou effet de serre. « C'est ainsi que la température est augmentée par l'interposition de l'atmosphère, parce que la chaleur trouve moins d'obstacle pour pénétrer l'air, étant à l'état de lumière, qu'elle n'en trouve pour repasser dans l'air lorsqu'elle est convertie en chaleur obscure » (Fourier, 1890, p.106).

À partir de ces travaux fondateurs, de nombreuses études ont été menées tout au long du XIX^e et du XX^e siècle (par exemple, Bard, 2004). Svante Arrhénius (1895) est le premier à avoir effectivement calculé l'effet d'une augmentation ou d'une diminution de la concentration de CO₂ sur les températures de surface. Il a aussi émis l'hypothèse que les variations de concentration de gaz pouvaient jouer un rôle moteur dans les variations climatiques passées et futures. Mais les calculs radiatifs réalisés par Arrhénius étaient très imprécis (et se révèlent aujourd'hui faux). C'est seulement depuis la fin des années 1980 que l'on sait calculer précisément les échanges par rayonnement à l'aide de codes de transfert radiatif et de bases de données spectrales – pourvu que l'on spécifie les différents constituants de l'atmosphère et de la surface (gaz à effet de serre, nuages, aérosols, couverture neigeuse...).

On peut aussi calculer précisément l'effet d'une perturbation particulière (tel un changement de la concentration d'un gaz) sur le bilan énergétique de l'atmosphère et de la surface en supposant que toutes les autres caractéristiques de l'atmosphère et de la surface restent fixées. La grandeur que l'on calcule ainsi s'appelle le **forçage radiatif** d'une perturbation. À titre d'exemple, pour un doublement de la concentration de l'atmosphère en CO₂, on obtient un forçage radiatif à la tropopause, pour une atmosphère « moyenne », idéalisée et sans nuages, de $5,48 \pm 0,07 \text{ W.m}^{-2}$ (Collins et al., 2006). Il reste une incertitude, mais on voit qu'elle est assez faible. En moyenne, sur le globe et sur l'année, et en tenant compte des nuages, on obtient un forçage radiatif au sommet de l'atmosphère de $3,7 \pm 0,2 \text{ W.m}^{-2}$. Comme on s'intéresse aux variations lentes du climat, ce calcul prend en compte l'ajustement en température de la stratosphère car il est très rapide.

L'étape suivante consiste à déterminer l'effet de ce forçage radiatif sur la température de la Terre. Une solution très simple est de calculer l'impact sur les températures atmosphériques et de la surface en supposant que :

- ce changement de température est le même en tous points ;
- il n'affecte que la loi d'émission du rayonnement (ou loi d'émission du corps noir), mais ne modifie aucune propriété physique de l'atmosphère ni aucun échange d'énergie autre que ceux par rayonnement infrarouge.

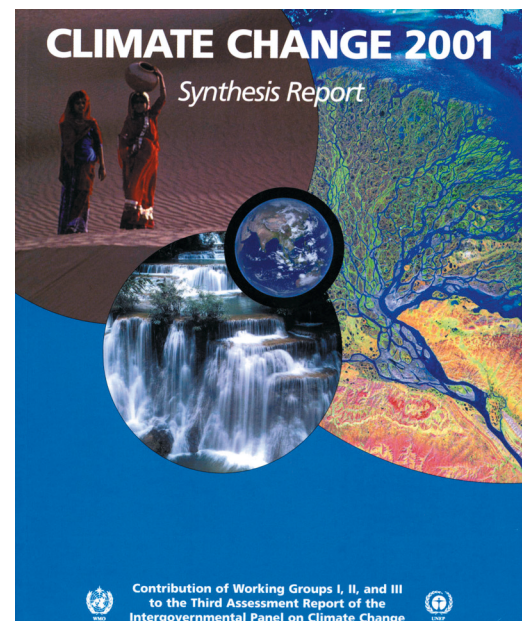
Ce calcul est assez précis car on connaît la loi du corps noir et on sait calculer les échanges radiatifs lorsque toutes les propriétés radiatives sont connues. Toujours avec l'exemple d'un doublement de CO₂, on obtient un accroissement de température de $1,2 \pm 0,1 \text{ °C}$ avec les hypothèses simplificatrices ci-dessus.

L'utilisation de modèles de climat

Dans la réalité, dès que l'on change le bilan d'énergie de la surface et de l'atmosphère, toutes les variables climatiques (vent, humidité, nuages, pluie, couverture neigeuse...) sont modifiées. Or ces variables influencent fortement les processus de rayonnement et induisent des **rétroactions**. Une perturbation (un changement des gaz à effet de serre, la présence d'aérosols dus à une éruption volcanique...) modifie le bilan radiatif, ce qui modifie la température de surface, le climat (notamment la vapeur d'eau et les nuages), et en retour les échanges radiatifs eux-mêmes. Ces rétroactions sont dites positives lorsqu'elles ont pour effet d'amplifier les perturbations initiales, et dites négatives dans le cas contraire. Les premières études les prenant en compte ont été effectuées à l'aide de **modèles radiatifs-convectifs** à une seule dimension verticale. Par exemple, Manabe et Wetherald (1967) ont montré qu'avec leur modèle, le réchauffement en surface dû à un doublement du CO₂ était de $1,3 \text{ °C}$ lorsque l'humidité absolue de l'atmosphère restait constante, mais atteignait $2,4 \text{ °C}$ lorsque l'humidité relative restait constante.

De nombreuses autres études ont confirmé l'importance cruciale de ces mécanismes de rétroaction sur l'amplitude du réchauffement climatique et

leur forte dépendance à des processus physiques complexes (et moins bien connus que le transfert radiatif), tels que la turbulence, la convection, la formation de systèmes nuageux et de précipitations (par exemple, Ramanathan et Coakley, 1978). Cependant, les modèles radiatifs-convectifs sont encore trop simples car ils ne prennent pas en compte certains phénomènes importants, comme les mouvements d'air qui déterminent la redistribution d'énergie et de vapeur d'eau au sein de l'atmosphère. Il est alors nécessaire d'introduire la dynamique atmosphérique et d'avoir recours à des modèles tridimensionnels représentant la circulation générale de l'atmosphère sur l'ensemble du globe.



Le rapport de synthèse du Giec 2001. Les différents rapports et résumés sont accessibles sur le site [www.ipcc.ch].

Les premières études de l'impact d'un doublement du CO₂ avec ce type de modèle ont été effectuées dans les années 1970 au Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, (GFDL, Princeton, États-Unis) par S. Manabe et R.T. Wetherald (1975), avec un océan sans circulation et de capacité thermique nulle, permettant une mise en équilibre rapide. Mais l'océan joue lui-même un rôle important dans l'équilibre énergétique : on estime que le transport de chaleur de l'équateur vers le pôle effectué par les courants océaniques représente un tiers environ du transport de chaleur par la circulation atmosphérique. Des modèles de circulation générale de l'océan ont alors été développés et couplés avec les modèles atmosphériques, en incluant également l'évolution de la glace de mer. On fabrique ainsi des modèles numériques qui prennent en compte de façon cohérente les principaux phénomènes physiques régissant le

climat, et leurs interactions. Ce gain en cohérence a pour contrepartie de rendre les modèles climatiques complexes, donc très difficiles à développer, à mettre au point et à évaluer.

Dès 1985, les conclusions de la conférence de Villach (Autriche) indiquaient que le réchauffement global provoqué par un doublement du CO₂ serait compris entre 1,5 et 5,5 °C (Weart, 2003). Ce travail a été poursuivi par le Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat (Giec, ou IPCC en anglais), qui a régulièrement publié des rapports de synthèse en 1990, 1995 et 2001. Certaines caractéristiques des changements climatiques simulés sont comparables quel que soit le modèle utilisé, mais d'autres sont très différentes. La modélisation des nuages est identifiée depuis plusieurs années déjà comme une source majeure d'incertitude dans ces estimations (Cess et al., 1990). Les évolutions des surfaces continentales et de l'océan peuvent également être très différentes selon les modèles, et les raisons de ces différences restent encore largement incomprises. Mais lors des précédents rapports du Giec, et jusqu'en 2005, peu de modèles avaient réalisé des simulations de changement climatique, ces simulations n'étaient pas facilement comparables entre elles et elles n'avaient été analysées que par un nombre très réduit de personnes.

Les simulations pour le Giec

Pour essayer de comprendre l'origine de ces différences et pouvoir évaluer les modèles par rapport au climat actuel et à son évolution récente, le groupe de travail sur les modèles couplés (WGCM en anglais) du Programme mondial de recherche sur le climat (WCRP en anglais) a lancé en 2004, sous les auspices du Giec, une très importante action. Celle-ci a pour but d'évaluer les modèles climatiques actuels, de les comparer et d'étudier leurs réponses à des perturbations d'origine naturelle (activité solaire, éruptions volcaniques...) ou anthropiques (émissions de CO₂, d'aérosols...) (Meehl et al., 2005). Les équipes

de modélisation ont dû réaliser un certain nombre de simulations selon un protocole précis, et les données de ces simulations devaient être écrites selon un format standard afin d'encourager au maximum les analyses croisées entre plusieurs modèles. Pour la première fois, un grand nombre de résultats de simulations du climat présent et des changements climatiques futurs ont été mis à la disposition de toute la communauté scientifique, et ce pour un grand nombre de modèles climatiques (une vingtaine environ).

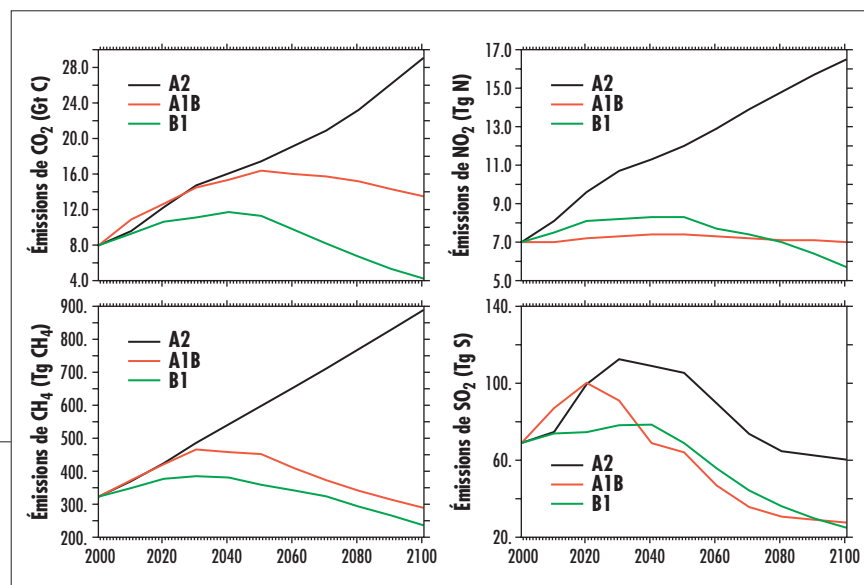
Ces analyses ont servi de support à la rédaction du 4^e rapport du Giec qui doit paraître en 2007. Les deux modèles climatiques français, celui du Centre national de recherches météorologiques (CNRM) et celui de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), ont participé à cet exercice pour la première fois et nous présentons ici quelques résultats. Ceux-ci sont dans l'ensemble cohérents avec les résultats obtenus par les autres modèles. Par ailleurs, les différences entre les deux modèles sont souvent une bonne illustration des différences les plus marquantes que l'on peut obtenir avec un plus grand ensemble de modèles. Les simulations recommandées pour la préparation du 4^e rapport du Giec peuvent être regroupées en plusieurs catégories.

Simulation de contrôle

Cette simulation a pour principal objectif de servir de référence aux autres simulations présentées ci-après et pour lesquelles on applique différentes perturbations ou **forçages**. Par forçage, on entend une variation imposée de

quelques paramètres des modèles climatiques : la concentration des gaz à effet de serre, la concentration des aérosols, l'intensité du rayonnement solaire incident... Dans les simulations perturbées, on impose à ces paramètres de varier dans le temps afin de reproduire, par exemple, des forçages naturels (éruptions volcaniques...) ou des forçages dus aux activités humaines. Dans la simulation de contrôle, tous ces paramètres sont maintenus constants à leur valeur de l'époque **préindustrielle**, définie comme celle de 1860. Dans tous les cas, toutes les variables climatiques sont calculées par le modèle et il n'y a aucun rappel direct vers les observations. La différence entre les résultats des simulations perturbées et de la simulation de contrôle permet d'identifier l'effet des forçages sur le climat. Cette simulation de contrôle permet également de vérifier la stabilité et l'équilibre énergétique du modèle. En effet, si aucune perturbation n'est appliquée, le modèle doit atteindre un équilibre énergétique (toute l'énergie solaire absorbée doit être perdue par émission de rayonnement infrarouge vers l'espace) et le climat doit être quasi stable. Comme le climat est un système chaotique, qu'il varie en permanence d'une année sur l'autre, il faut considérer plusieurs dizaines d'années pour vérifier ces propriétés de stabilité et d'équilibre. Enfin, ces variations inter-annuelles autour du climat moyen d'équilibre sont utilisées pour étudier la variabilité interne du climat sur des longues périodes de temps. Ainsi, la comparaison des résultats de plusieurs simulations permet de vérifier si leurs différences peuvent s'expliquer par la variabilité interne ou si elles sont dues aux forçages.

Figure 1 - Évolution des émissions dues aux activités humaines, pour les principaux gaz ayant une influence sur le climat, dans les scénarios SRES-A2 (courbe noire), SRES-A1B (courbe rouge) et SRES-B1 (courbe verte) du Giec. (Giec-2001)



Simulation de l'évolution récente du climat

La période couverte va de 1860 à nos jours. L'objectif est triple :

- comparer l'évolution du climat simulé par les modèles à celle observée depuis 140 ans ;
- comparer les caractéristiques du climat simulé à celles observées ces dernières années ;
- déterminer un état initial pour les simulations de changement climatique futurs selon différents scénarios.

Ce dernier objectif introduit des difficultés particulières. En effet, pour bien simuler l'évolution récente du climat, il faut considérer tous les forçages, aussi bien naturels (éruptions volcaniques, variations de la constante solaire) que ceux dus aux activités humaines (émissions de gaz à effet de serre, d'aérosols...). Mais ces forçages n'étant pas prévisibles, on ne sait pas comment les prendre en compte pour le futur. Le forçage volcanique est aléatoire et toujours négatif : une partie des poussières émises lors des très grosses éruptions volcaniques reste plusieurs mois dans la basse stratosphère. Elles réfléchissent le rayonnement solaire, ce qui tend à refroidir la surface. Par conséquent, considérer le forçage volcanique pour le XX^e siècle, mais pas pour le XXI^e, introduit un biais, une erreur systématique.

Il y a alors deux types de solutions possibles : prendre en compte les forçages naturels observés au XX^e siècle et générer de façon plus ou moins aléatoire ceux pour le XXI^e siècle, ou, au contraire, ne les prendre en compte ni au XX^e ni au XXI^e siècle. C'est cette deuxième solution que nous avons choisie ici. Les simulations de 1860 à 2000 sont réalisées en ne considérant que les forçages dus aux activités humaines : accroissement des gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés. L'évolution de la concentration des gaz à effet de serre bien mélangés dans l'atmosphère, comme le CO₂ ou le CH₄, est bien connue. Elle est mesurée directement dans l'air depuis quelques dizaines d'années (depuis 1958 pour le CO₂) et dans les bulles d'air renfermées dans les glaciers pour les périodes antérieures. Contrairement aux gaz bien mélangés, la concentration des aérosols sulfatés est très variable dans l'espace et dans le temps. À partir des mesures réalisées en différents sites, il n'est pas possible d'estimer directement la distribution géographique des aérosols et leur évolution temporelle. Il faut recourir à un modèle de chimie-transport, et nous

avons utilisé les concentrations d'aérosols sulfatés calculées par Boucher et Pham (2002) et recommandées par le Giec.

Simulations de l'évolution future du climat

Différents scénarios socio-économiques d'évolution des activités humaines ont été établis dans le cadre du Giec. Ils couvrent une période d'un siècle et permettent d'estimer les émissions des principaux gaz dont on sait qu'ils peuvent influencer le climat (figure 1). Pour les simulations climatiques, trois scénarios ont été retenus :

- le scénario SRES-A2 où les émissions de CO₂ continuent de croître jusqu'en 2100 ;
- le scénario SRES-A1B où les émissions de CO₂ continuent de croître jusqu'en 2050, puis décroissent ;
- enfin le scénario SRES-B1 où les émissions de CO₂ sont presque stabilisées dès l'année 2000, puis décroissent à partir de 2050.

Les émissions de CO₂ ont principalement pour origine l'utilisation de combustibles fossiles (pétrole, charbon, gaz...) et les émissions de SO₂ proviennent du soufre présent dans ces combustibles. Pour des raisons sanitaires et de protection de l'environnement (le SO₂ étant notamment à l'origine des « pluies acides »), les combustibles sont de plus en plus épurés de leur soufre avant utilisation, d'où une croissance des émissions de SO₂ moins rapide (ou une diminution plus rapide) que celles du CO₂ dans presque tous les scénarios. À partir des émissions des différents gaz, des modèles représentant les cycles du carbone, du méthane, etc., calculent l'évolution de leur concentration (figure 2). Pour les aérosols sulfatés qui

ont pour origine les émissions de SO₂, nous utilisons les résultats de Pham et al. (2005) qui reposent sur le même modèle de chimie-transport que pour le XX^e siècle.

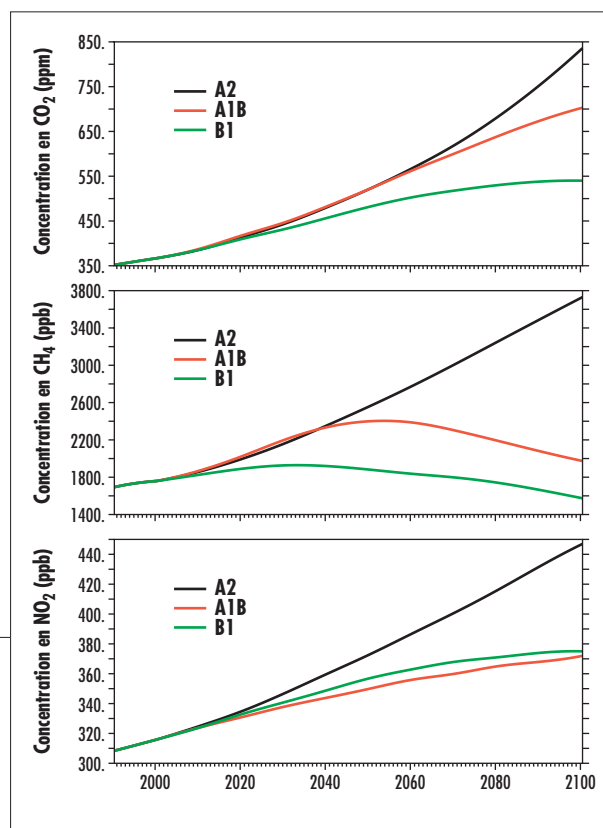
Simulations en réponse à des scénarios idéalisés

Un des inconvénients des scénarios précédents est la multiplicité des forçages à imposer aux modèles climatiques et leur variété. Ces forçages ne sont pas tous pris en compte de la même façon dans les modèles. Pour les climatologues, il est donc intéressant de réaliser des simulations en appliquant des forçages très simples : ainsi, on peut faire des comparaisons en se focalisant sur la réponse climatique des modèles. Dans ces simulations idéalisées, la concentration de CO₂ augmente de 1 % par an, jusqu'à 2 fois ou 4 fois sa valeur initiale (celle de l'époque préindustrielle). Avec cet accroissement, la concentration de CO₂ double en soixante-dix ans.

Simulations de stabilisation

Dans ces simulations, les forçages, après avoir évolué selon différents scénarios, sont maintenus constants et le climat continue à évoluer du fait de son

Figure 2 - Évolution de la concentration des principaux gaz à effet de serre due aux activités humaines, pour les scénarios SRES-A2, SRES-A1B et SRES-B1 du Giec. (Giec-2001)



inertie thermique. Nous montrerons notamment dans cet article des résultats pour un scénario dans lequel les concentrations des gaz à effet de serre sont fixées aux valeurs de l'année 2000 pendant tout le XXI^e siècle.

La réalisation de ces scénarios nécessite de très importantes ressources informatiques. Par exemple, pour accomplir cet ensemble de simulations, il a fallu, avec les deux modèles français, environ 40 000 heures de calcul sur supercalculateur (sur une période de six à douze mois) et les résultats générés occupent un espace mémoire d'environ 40 téraoctets (To).

Afin d'avoir une vue la plus large et la plus complète possible sur le comportement des modèles et sur leur validité, les équipes de modélisation sont également encouragées à réaliser des simulations complémentaires, et notamment :

- des simulations sans modèle océanique et dans lesquelles le modèle atmosphérique est forcé par les températures de surface de l'océan observées, sur la période 1979-2004 ;
- des simulations dans lesquelles le modèle océanique est remplacé par un modèle calculant uniquement la température de l'océan superficiel, mais pas la circulation océanique ;
- des simulations avec le modèle climatique complet, mais pour simuler des changements climatiques anciens : il y a 6 000 ans (époque pendant laquelle des fresques avec des scènes de chasse ont été réalisées dans le Sahara) et il y a 21 000 ans (fin de la dernière époque glaciaire, lorsque l'extension des calottes de glace était maximale).

Ces simulations complémentaires ne seront pas présentées ici.

Description des modèles climatiques

Les modèles climatiques présentent de nombreuses similitudes avec les modèles de prévision météorologique ; ils reposent sur des formulations et des méthodes de calcul proches, et partagent un certain nombre d'outils logiciels. Néanmoins, la première préoccupation des modèles de prévision est de « coller » au plus près avec l'état réel de l'atmosphère, à un instant donné. À cette fin, de très importants travaux ont pour objectif d'utiliser au mieux le maximum d'observations (par exemple, Rabier et al., 2000). Par rapport aux modèles de prévision, une spécificité essentielle des modèles climatiques est de ne pas être du tout rappelés vers des observations. Le système climatique évolue totalement librement. Il reçoit de l'énergie sous forme de rayonnement solaire et en perd sous forme de rayonnement infrarouge émis vers l'espace. Le climat simulé (vent, température, etc.) est le résultat de cet ajustement entre énergie reçue et énergie perdue. La conservation de l'énergie, et de façon plus générale les échanges d'énergie, sont donc fondamentaux pour un modèle climatique, et leur modélisation est la première préoccupation des climatologues.

Pour pouvoir assurer cette cohérence énergétique, les modèles climatiques prennent en compte, avec des degrés d'approximation divers, l'ensemble des milieux intervenant dans le cycle énergétique et le cycle de l'eau (atmosphère, surface continentale, océan, glace de mer, glaciers et calotte polaire) ainsi que les échanges entre ces milieux (échange de chaleur, évaporation, précipitations, écoulement par les rivières, fonte des glaciers...). En France, deux modèles

climatiques ont été développés, par le CNRM et par l'IPSL. Ils diffèrent principalement par la composante atmosphérique. Le modèle CNRM-CM3 utilise « Arpège-Climat », une version du modèle de prévision météorologique de Météo-France spécifiquement adaptée pour les études climatiques. La composante atmosphérique du modèle de l'IPSL est « LMDZ », modèle spécifiquement développé pour les études du climat terrestre et des atmosphères planétaires (Mars, Titan, Vénus...). La structure générale des deux modèles, CNRM-CM3 (Salas y Méliá et al., 2005) et IPSL-CM4 (Marti et al., 2005), est la même (tableau 1). Le modèle atmosphérique est couplé, d'une part, à un modèle de surface continentale qui inclut une représentation de la végétation et, d'autre part, avec un modèle océanique qui gère aussi l'évolution de la glace de mer. Du point de vue technique, le couplage atmosphère-océan se fait une fois par jour au travers du coupleur Oasis (Valcke et al., 2004) développé au Cerfacs, alors que le modèle de surface continentale est couplé directement à l'atmosphère, à chaque pas de temps, notamment en raison de la nécessité de décrire explicitement le cycle diurne, c'est-à-dire les variations d'ensoleillement, de température et autres paramètres au cours de la journée.

Comme nous l'avons expliqué, le climat simulé par les modèles est le résultat de l'ajustement entre l'énergie reçue et l'énergie perdue par la Terre, ajustement qui dépend de la façon dont les différents échanges de chaleur et de masse sont représentés. En particulier, une erreur sur les flux de chaleur à la surface des continents ou des océans se traduit directement par un écart entre la température de surface simulée et celle observée. Il y a encore quelques années, ces erreurs sur

Tableau 1 - Résumé des caractéristiques générales des modèles climatiques du CNRM et de l'IPSL.

	CNRM-CM3	IPSL-CM4
Atmosphère	Arpège-Climat V4	LMDZ-4
Référence	(Déqué et al., 1994)	(Hourdin et al., 2006)
Résolution horizontale (en degrés de latitude et longitude)	1,9°x1,9° (T63)	2,5°x3,75°
Nombre de niveaux verticaux	45	19
Surface-végétation	Isba	Orchidée
Référence	(Mahfouf et al., 1995)	(Krinner et al., 2005)
Résolution horizontale identique à celle de l'atmosphère		
Océan	OPA	Orca
Référence	(Madec et al., 1998)	(Madec et al., 1998)
Résolution horizontale (en degrés de latitude et longitude)	2°x2° (avec raffinement près de l'équateur)	2°x2° (avec raffinement près de l'équateur)
Nombre de niveaux verticaux	31	31
Glace de mer		
Référence	(Salas y Méliá, 2002)	(Fichefet et Maqueda, 1997)
Résolution horizontale identique à celle de l'océan		

les flux étaient telles que des corrections ad hoc des flux de chaleur, d'eau ou de tension de vent à l'interface air-mer étaient appliquées à de très nombreux modèles climatiques afin d'éviter que les températures de surface simulées ne s'éloignent trop de celles observées (Giec, 2001). Nous n'appliquons pas ces corrections de flux (de même que la majorité des modèles climatiques actuels) et l'écart entre les températures de surface simulées et observées sera un indicateur de l'erreur sur les valeurs calculées des flux. Même sans ces corrections, les résultats des modèles sont dans l'ensemble nettement meilleurs aujourd'hui qu'il y a cinq ans, ce qui est une bonne illustration des progrès réalisés.

Caractéristiques générales des simulations réalisées

Stabilité des simulations de contrôle

Pour la simulation de contrôle (comme pour toute simulation), il faut tout d'abord définir un état initial de l'atmosphère et de l'océan. La procédure d'initialisation que nous avons retenue est la même pour les deux modèles climatiques. L'état initial de l'atmosphère et de l'océan correspond à un état du climat actuel déduit des observations. Les concentrations des gaz à effet de serre et des aérosols sont prescrites à leur valeurs à l'époque préindustrielle (année 1860). Une simulation est ensuite réalisée pendant plusieurs dizaines d'années jusqu'à ce que le climat simulé tende vers un état d'équilibre, dans lequel le système climatique reçoit autant d'énergie du soleil qu'il en perd sous forme de rayonnement infrarouge et où les températures de surface demeurent à peu près stables. Lorsque l'on considère que la simulation a effectivement atteint cet état de quasi-équilibre (ou qu'elle en est très proche), on choisit de façon arbitraire un jour particulier comme état initial de la simulation de contrôle. Cette simulation a ensuite été prolongée pendant 500 ans, en maintenant les paramètres de forçage (gaz à effet de serre, aérosols...) toujours constants, à leur valeur préindustrielle. Nous avons pu vérifier que le climat était bien stable : par exemple, la température moyenne de surface de la

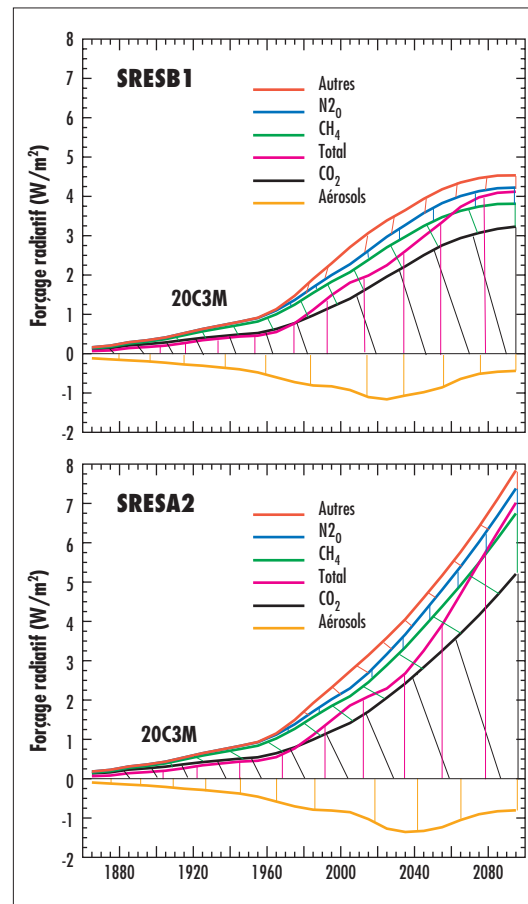


Figure 3 - Évolution du forçage radiatif total (tirets mauves) dû aux activités humaines et contribution des différents gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés à ce forçage. Les gaz « autres » sont notamment les CFC (dits « Fréon ») et leurs remplaçants, les HFC. De 1860 à 2000, l'évolution des différents constituants repose sur des observations directes ou des inventaires d'émission. À partir de 2000, l'évolution correspond au scénario SRES-B1 (dit « faible ») à gauche et au scénarios SRES-A2 (dit « fort ») à droite. Les forçages (en $W.m^{-2}$) sont calculés par le modèle de l'IPSL et par rapport à l'année 1860.

Terre varie pendant les 500 ans d'environ $0,2\text{ }^{\circ}C$ pour le modèle de l'IPSL et de $0,5\text{ }^{\circ}C$ pour le modèle du CNRM.

Évolution du forçage radiatif

Nous avons vu précédemment que le forçage radiatif est une grandeur qui permet de caractériser l'effet d'une perturbation sur l'équilibre énergétique de la Terre, à climat fixé. Pour ce calcul, on utilise uniquement un modèle radiatif et non le modèle climatique complet. Sur la figure 3, sont représentées les évolutions du forçage radiatif total dû aux activités humaines, ainsi que la contribution des différents gaz ou des aérosols sulfatés à ce forçage. Ces forçages sont calculés en prenant comme référence les concentrations des gaz en 1860 et en considérant que toutes les caractéristiques de l'atmosphère et de la surface restent inchangées par rapport à l'époque préindustrielle. Les gaz à effet de serre produisent un forçage positif, ce qui contribue à augmenter la température de surface de la Terre, alors que les aérosols sulfatés produisent un forçage négatif, qui induit un refroidissement. L'augmentation progressive du forçage à partir de 1860 est bien visible sur cette figure, augmentation qui s'accélère dans les années 1960. Pour le scénario SRES-A2, l'augmentation actuelle continue jus-

qu'en 2100, alors que, pour le scénario SRES-B1, cette augmentation diminue progressivement et le forçage radiatif est stabilisé vers la fin du siècle. Le forçage radiatif total augmente principalement à cause de l'augmentation de la concentration en CO_2 , mais aussi en méthane (CH_4), dont on pense toutefois aujourd'hui avoir surestimé le rôle. À partir des années 1960, la contribution d'autres gaz, dont notamment les CFC (connus sous le nom de Fréon) et leurs remplaçants, les HFC, apparaît clairement. Plusieurs de ces gaz n'existaient pas avant leur introduction par l'homme. L'amplitude⁽¹⁾ du forçage des aérosols sulfatés suit à peu près l'augmentation du CO_2 de 1860 jusque vers les années 1980-2000. À partir des années 2020-2040, selon les scénarios, l'amplitude de ce forçage stagne, puis décroît. C'est surtout à cause de la diminution des émissions de SO_2 . Jusque vers les années 1980, l'amplitude du forçage radiatif des aérosols sulfatés est égale à environ un tiers de celle des gaz à effet de serre. En d'autres termes, ces aérosols ont réduit de $0,5\text{ }^{\circ}C$ l'accroissement de température dû à l'effet de serre (Dufresne et al., 2005). Cet effet de réduction diminue fortement par la suite, pour devenir négligeable à la fin du siècle.

Évolution de la température moyenne de surface

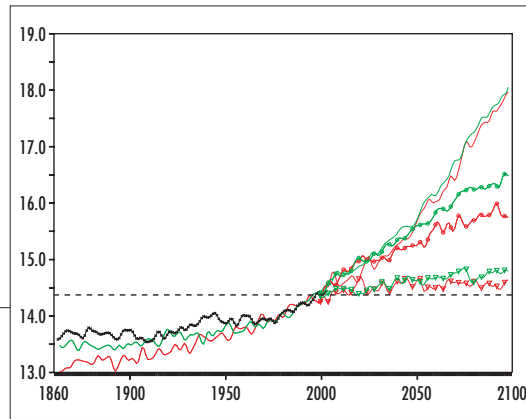
Nous avons réalisé des simulations avec les modèles climatiques en augmentant progressivement la concentration des gaz à effet de serre et des aérosols depuis 140 ans (1860-2000), ainsi que pour les

(1) On appellera « amplitude » du forçage sa valeur absolue.

Figure 4 - Évolution de la température (°C) moyenne de surface du globe observée (en noir, de 1860 à 2004), et simulée par les modèles du CNRM (en rouge) et de l'IPSL (en vert). Après l'an 2000, on utilise, soit le scénario SRES-A2 (trait continu), soit le scénario SRES-B1 (trait avec cercle), ou bien on maintient la concentration de CO₂ constante (trait avec triangle). La droite horizontale correspond à la température en 2000. Les observations sont celles compilées par le Climatic Research Unit (CRU) au Royaume-Uni. (Jones et Moberg, 2003)

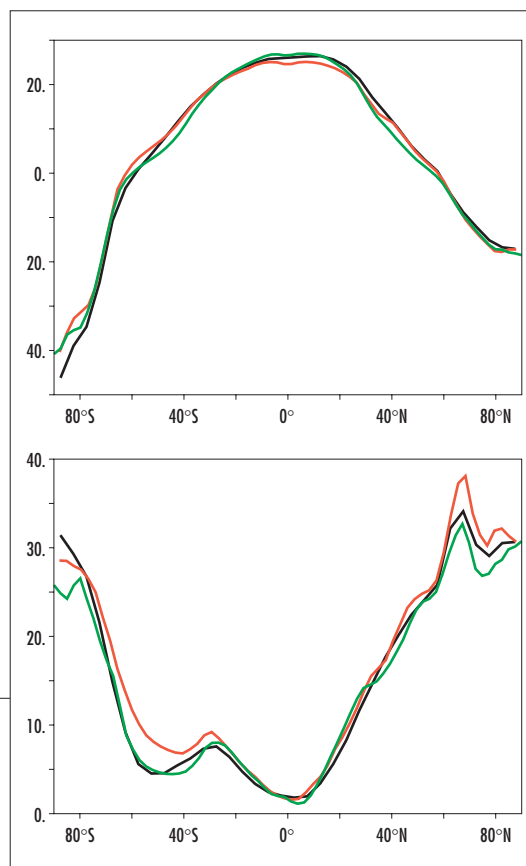
100 prochaines années selon différents scénarios. L'état initial de l'atmosphère et de l'océan est le même que celui de la simulation de contrôle. La figure 4 présente l'évolution de la température de l'air à la surface de la Terre, en moyenne globale, de 1860 à 2100. Nous verrons ci-après que les modèles sont trop froids de 0,5 °C et 0,7 °C respectivement pour le modèle du CNRM et celui de l'IPSL. Sur la figure 4, nous avons corrigé de leurs biais les températures simulées, de sorte que les moyennes globales de chacun des modèles et des observations soient identiques sur la période récente (1970-2000). Sur la période 1860-2000, les deux modèles simulent bien un accroissement de la température moyenne du globe, comme dans les observations. Toutefois, celui-ci est surestimé, surtout pour le CNRM. Une comparaison plus précise avec les observations nécessiterait de prendre en compte les forçages naturels (constante solaire, éruptions volcaniques...) et de réaliser un ensemble de simulations pour étudier la façon dont l'évolution du climat au xx^e siècle dépend de l'état initial de l'océan. Ce travail est actuellement en cours. Pour les deux modèles, l'accroissement de température depuis les années 1960 est bien simulé, ce qui est important, car c'est depuis cette période que les perturbations dues aux activités humaines sont particulièrement fortes. Entre 2000 et 2100, les deux modèles donnent un accroissement de température quasi identique pour le scénario SRES-A2 (fortes émissions) : 3,5 °C par rapport à la température d'aujourd'hui, et 4,5 à 5 °C par rapport à celle de 1860. Pour le scénario SRES-B1, avec des émissions plus faibles, l'accroissement de température est réduit de moitié environ. Pour le scénario où l'on maintient la concentration de CO₂ constante à sa valeur d'aujourd'hui, la température continue à croître très légèrement, du fait de l'inertie thermique du système (figure 4).

Figure 5 - Moyenne zonale de la température (°C) de l'air près de la surface, sur la période 1960-1989, observée (en noir), et simulée par les modèles du CNRM (en rouge) et de l'IPSL (en vert). En haut, moyenne annuelle. En bas, amplitude du cycle saisonnier. (Observations : compilation CRU, Jones et Moberg, 2003)



Climatologie des modèles

L'analyse du climat modélisé et la comparaison aux observations est une étape très importante pour asseoir la crédibilité des modèles. Ce travail représente une fraction importante de l'activité des climatologues qui analysent, non seulement l'état moyen, mais, aussi les variabilités à différentes échelles de temps (de quelques jours à quelques dizaines d'années) ou encore les variations du climat passé. Voici quelques caractéristiques du climat moyen simulé par les modèles. Sauf indication contraire, les comparaisons sont réalisées sur la période 1960-1989.



Rayonnement solaire et température

En moyenne annuelle, le rayonnement solaire incident est plus élevé aux basses latitudes (régions équatoriales et tropicales) qu'aux hautes latitudes, ce qui est à l'origine de la différence de température entre l'équateur et les pôles. En l'absence de circulation atmosphérique et océanique, ce seul facteur « solaire » induirait une différence de

température équateur-pôles de 85 °C (James, 1995). Mais toute différence de température induit une circulation de l'atmosphère et de l'océan, circulation qui transporte de l'énergie et donc modifie les températures. Ainsi, la différence de température entre l'équateur et les pôles est le moteur des circulations atmosphériques et océaniques, mais est en même temps contrôlée par ces circulations, qui tendent à la réduire. Elle est également influencée par la présence de nuages, de surfaces très réfléchissantes (neiges, glaciers), de grands massifs montagneux... Les modèles simulent bien ce fort contraste équateur-pôle : la température simulée varie de 25 °C à l'équateur à -20 °C au pôle Nord et -40 °C au pôle Sud, comme dans les observations (figure 5, haut). En moyenne sur tout le globe et sur toute l'année, la température simulée de l'air à la surface

de la Terre est assez proche de celle observée : elle est trop froide de 0,5 °C et 0,7 °C, respectivement, pour le modèle du CNRM et celui de l'IPSL. Sur la figure 6, nous avons représenté la distribution géographique de la différence entre ces deux températures, pour bien faire ressortir les défauts des modèles. Pour le CNRM, il y a un biais froid relativement uniforme, un peu plus prononcé sur l'Afrique, avec un biais chaud dans le sud de l'océan Austral. Pour l'IPSL, la température simulée est proche de celle observée dans les régions équatoriales et subtropicales, avec un fort biais froid dans les moyennes latitudes, notamment dans l'hémisphère Nord.

Le cycle saisonnier

La variation annuelle du rayonnement solaire est, en dehors du cycle diurne, la plus forte « perturbation »

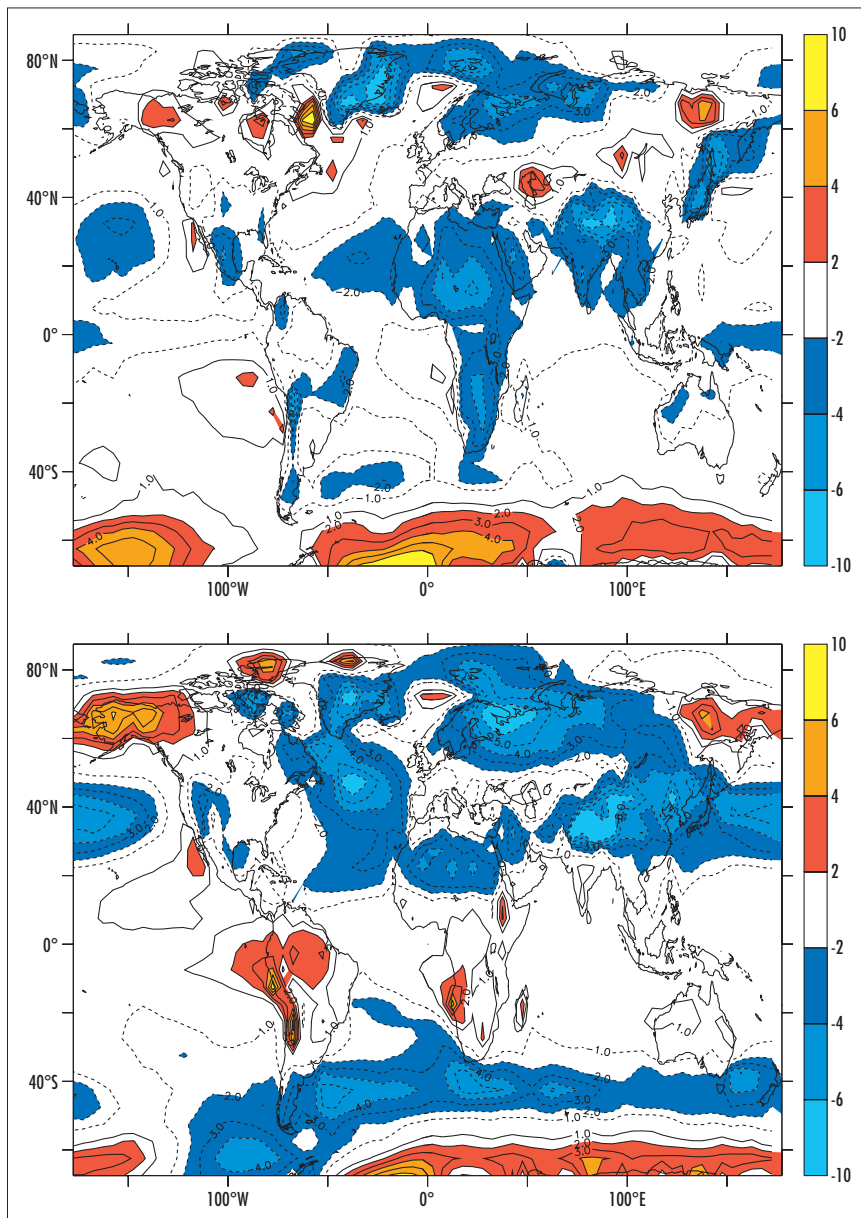


Figure 6 - Différence (°C) entre la température annuelle de l'air près de la surface simulée par les modèles et celle observée, en moyenne sur la période 1960-1989. En haut, modèle CNRM-CM3, en bas modèle IPSL-CM4. (Observations : compilation CRU, Jones et Moberg, 2003)

trop fort pour les deux modèles au-dessus du Sahara, trop faible dans le nord-est de l'océan Pacifique pour le modèle IPSL-CM4, et trop fort dans l'océan Austral pour le modèle CNRM-CM3. Dans la bande de latitude 60° S-40° S, le modèle du CNRM a une température proche des observations pendant l'hiver austral, mais environ 3 °C plus élevée pendant l'été (décembre à février).

Les précipitations

La formation des précipitations fait intervenir de très nombreux processus, la plupart étant de toute petite échelle. Leur

énergétique à laquelle est soumise la surface de la Terre. Pour décrire l'amplitude du cycle saisonnier de température de l'air en surface, nous utiliserons ici simplement la différence entre la température moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid. La distribution de ce cycle saisonnier est représentée, soit directement (figure 7), soit en moyenne zonale (figure 5, bas).

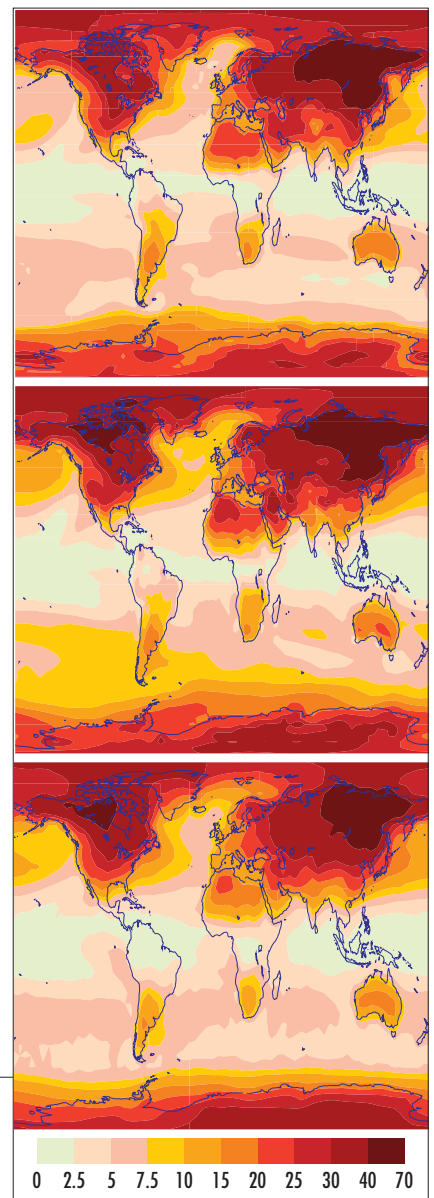
On remarque que :

- Le cycle saisonnier est plus fort aux hautes qu'aux basses latitudes. Cela a pour origine l'amplitude saisonnière du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère, qui est beaucoup plus forte aux hautes latitudes (où le rayonnement incident journalier varie de 0 à 500 W.m⁻² au cours de l'année) qu'à l'équateur (où ce rayonnement varie de 380 à 440 W.m⁻²).
- L'amplitude saisonnière des températures est plus élevée au-dessus des

continents qu'au-dessus des océans. La raison principale en est l'inertie thermique de la surface, qui est beaucoup plus faible sur continent que sur océan.

Sur les continents de l'hémisphère Nord, aux moyennes et hautes latitudes, l'amplitude saisonnière est plus faible sur la façade ouest que sur la façade est à cause de la circulation atmosphérique : la circulation étant principalement dirigée d'ouest en est dans ces régions, elle propage au-dessus des façades ouest des continents l'effet de l'inertie thermique des océans. Ces caractéristiques générales sont bien reproduites par les modèles (figure 7). On pourra néanmoins remarquer des différences, comme un cycle saisonnier

Figure 7 - Distribution géographique de l'amplitude (°C) du cycle saisonnier de la température de l'air en surface, simulée par le modèle IPSL-CM4 (à gauche), CNRM-CM3 (au milieu) et observée (à droite). (Observations : compilation CRU, Jones et Moberg, 2003)

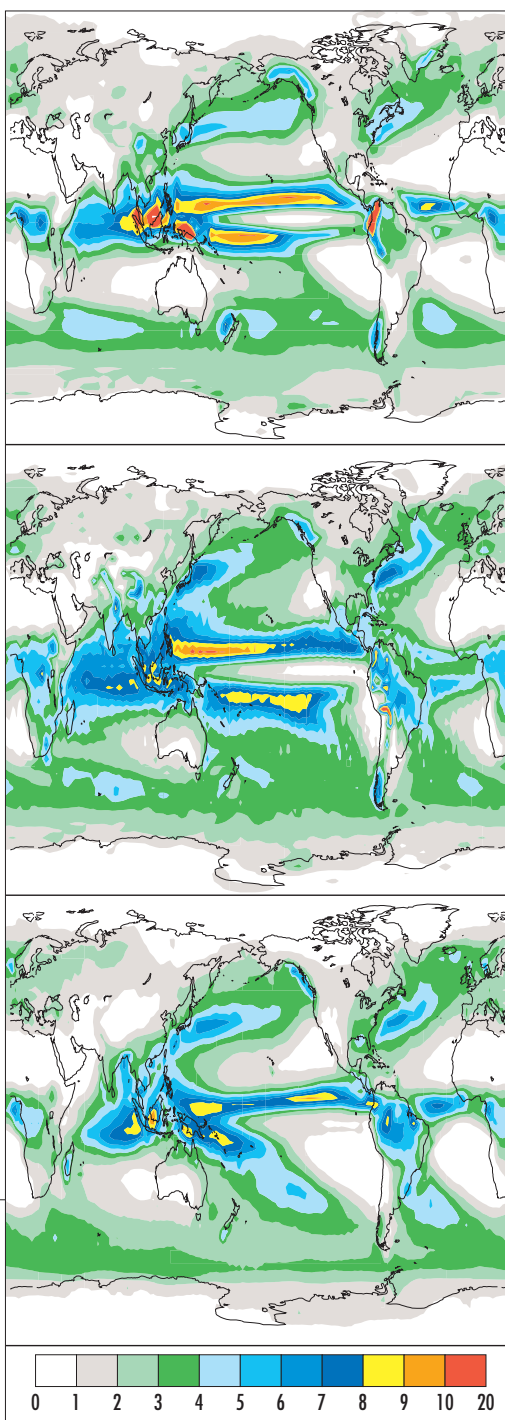


modélisation dans les modèles climatiques planétaires nécessite de nombreuses approximations, et les précipitations demeurent une des grandeurs que les modèles ont le plus de difficulté à simuler correctement. De façon très générale, les pluies sont les plus abondantes dans les régions équatoriales, au-dessus des océans. Le maximum des précipitations se trouve dans la zone de convergence intertropicale (ZCIT), zone qui correspond à la branche ascendante de la circulation de Hadley-Walker et qui se déplace en fonction des saisons. En moyenne annuelle, les observations (figure 8) donnent un maximum vers 10° N, indiquant que cette zone de convergence reste principalement localisée dans l'hémisphère Nord, pour des raisons qui ne sont d'ailleurs pas encore bien comprises. Les deux modèles ont, en revanche, deux maxima situés de part et d'autre de l'équateur, défaut qui est partagé par de nombreux autres modèles climatiques. Dans la ceinture subtropicale, vers 30° nord et sud, on voit clairement que les précipitations sont très faibles, notamment à l'est des bassins océaniques et sur les continents. Ces régions sont des zones de hautes pressions et correspondent aux branches descendantes de la cellule de Hadley-Walker. Ces minima de précipitations sont bien représentés dans le modèle de l'IPSL, mais ont une surface trop réduite dans celui du CNRM. Aux moyennes latitudes, on retrouve des maxima de précipitations au-dessus des océans, dans des régions qui correspondent aux « routes des dépressions », c'est-à-dire au passage des coups de vent d'ouest qui ont lieu principalement en hiver. Ces maxima sont assez bien simulés par les deux modèles. Les pluies sur l'Inde et l'Afrique de l'Ouest sont régies par les régimes de mousson. Le modèle du CNRM simule correctement ces précipitations alors que celui de l'IPSL les sous-estime. Il sous-estime également les pluies au centre de l'Amérique du Sud.

Figure 8 - Distribution géographique des précipitations moyennes annuelles (mm/j) simulées par le modèle IPSL-CM4 (à gauche), CNRM-CM3 (au milieu) et observées (à droite). Les observations proviennent du Global Precipitation Climatology Project (GPCP). (Adler et al., 2003)

La glace de mer

L'extension et les caractéristiques de la glace de mer étaient très mal simulées dans la précédente génération de modèles climatiques : par exemple, certains modèles ne prévoient pratiquement pas de glace de mer autour du continent Antarctique, même en hiver austral, et en Arctique le cycle saisonnier de la glace était souvent beaucoup trop faible (Giec, 2001). De ce point de vue, la génération actuelle de modèles, et notamment les deux modèles français, est de bien meilleure qualité (Arzel et al., 2006). En Arctique, le cycle saisonnier est bien reproduit au premier ordre (figure 9 a, c).



En hiver, tout le bassin arctique est couvert de glace. Dans le Pacifique Nord, et notamment en mer d'Okhotsk, le modèle du CNRM tend à surestimer l'extension de la glace de mer. Ce biais est essentiellement dû au fait que la dépression aléoutienne est centrée trop à l'ouest du Pacifique Nord dans le modèle : les vents modélisés dans cette région entraînent la glace trop loin des côtes. En revanche, le modèle de l'IPSL sous-estime l'étendue de glace dans cette même région. En mer du Labrador, entre le Canada et le Groenland, il y a trop de glace dans le modèle de l'IPSL. Ce défaut semble dû à un apport d'eau douce vers la surface océanique trop important dans cette région : les eaux de l'océan superficiel sont trop peu salées, donc trop peu denses pour permettre le déclenchement de la convection océanique (Swingedouw et al., 2006) qui a deux effets :

- elle crée des remontées compensatoires d'eaux sous-jacentes plus chaudes que celles de la surface, ce qui apporte de la chaleur vers la surface de l'océan et limite l'extension de la glace de mer ;
- elle alimente la circulation océanique profonde et contribue à la circulation thermohaline.

En absence de convection, l'extension de la glace de mer devient trop importante et la circulation de l'océan profond devient trop faible, deux caractéristiques que nous constatons dans le modèle de l'IPSL. À l'inverse, le climat trop froid et sec simulé en mer du Labrador par CNRM-CM3 conduit à une densification des eaux océaniques de surface, une convection trop intense et une sous-estimation de la couverture de glace. L'épaisseur de la glace simulée en Arctique est réaliste (environ 2 et 4 m pour la période 1960-1989, respectivement, pour le modèle du CNRM et celui de l'IPSL), même si les estimations parcellaires dont on dispose indiquent que 3 m serait une valeur plus exacte pour cette période. La production thermodynamique de glace de mer, essentiellement pilotée par les conditions atmosphériques dans cette région, paraît donc correctement modélisée. En revanche, la structure des vents semble responsable d'erreurs dans le calcul de la répartition de la banquise en Arctique : les observations indiquent que l'épaisseur de glace n'excède généralement pas 1 m au nord de la Sibérie, pour atteindre plus de 5 m au nord du Groenland et de l'archipel Canadien. Or, dans le modèle de l'IPSL, les glaces les plus épaisses se situent plutôt en Arctique central, tandis que celui du CNRM simule des glaces d'épaisseur relativement uniforme en Arctique.

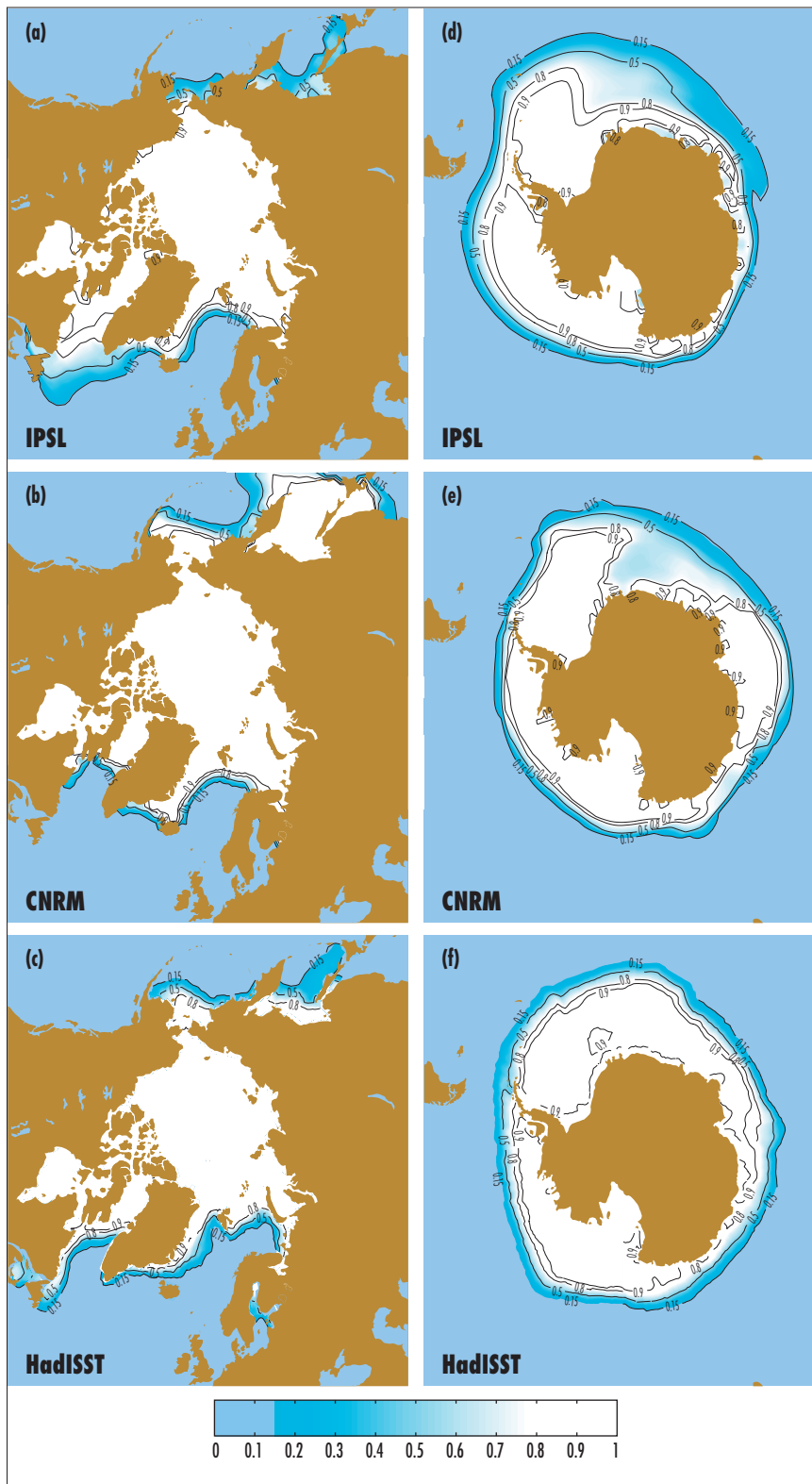


Figure 9 - Fraction de glace de mer, en moyenne pour les mois de mars en Arctique (à gauche) et de septembre en Antarctique (à droite), sur la période 1960-1989, correspondant à l'extension maximale de glace pour les deux régions.

(a), (d) : modèle IPSL-CM4 ;
 (b), (e) : modèle CNRM-CM3 ;
 (c), (f) : climatologie HadISST, établie à partir d'analyses de données de couverture de glace de mer. (Rayner et al., 2003)

Variabilité interannuelle

Nous ne présenterons pas ici comment ces modèles climatiques simulent la variabilité naturelle interannuelle. Signalons seulement que, par rapport aux modèles utilisés dans le précédent rapport du Giec, les caractéristiques générales des principaux modes de variabilité (El Niño, oscillation Nord-Atlantique...) sont dans l'ensemble nettement mieux représentées.

Simulation des évolutions futures du climat

À partir de l'année 2000, plusieurs simulations ont été réalisées avec des concentrations de gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés qui varient suivant les différents scénarios évoqués auparavant. Nous avons vu que la température moyenne de surface de la Terre évoluait très différemment selon ces scénarios (figure 4). En voici les résultats.

Distribution géographique des changements de température

La distribution géographique de l'accroissement de température est à peu près similaire pour les différents scénarios, et nous l'avons tracée, figure 10, pour le scénario SRES-A2. On retrouve des résultats maintenant classiques : l'accroissement de température est plus élevé sur les continents que sur les océans, et il est particulièrement fort dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord.

Dans les régions tropicales, ce résultat s'explique en partie par les différences dans l'évaporation. Sur l'océan, la quantité d'eau disponible pour l'évaporation n'est pas limitée, alors qu'elle l'est sur les continents par le contenu en eau du sol, lui-même lié à la quantité totale de précipitations.

Autour du continent Antarctique, le cycle saisonnier de la glace de mer est beaucoup plus important que dans l'hémisphère Nord. En septembre, à la fin de l'hiver austral, la glace de mer atteint son extension maximale (18 millions de km²) et encercle tout le continent. Son épaisseur, de 1 m environ près du continent, décroît progressivement lorsque l'on s'en éloigne. Cette glace de mer disparaît presque totalement durant l'été austral : il n'en demeure qu'en mer de

Ross et de Weddell, et son extension ne dépasse pas alors 4 millions de km², soit 1/5^e environ de sa valeur maximale (figure 9 f). Les deux modèles climatiques (contrairement aux versions précédentes) simulent correctement ce cycle saisonnier, particulièrement pendant l'hiver (figure 9 d, e). Au cours de l'été, l'extension de la banquise reste trop faible, particulièrement dans le modèle du CNRM, mais l'impact climatique de ce biais reste limité.

Figure 10 - Différence de la température (°C) de l'air à la surface de la Terre entre la fin et le début du xx^e siècle, simulé par les modèles de l'IPSL (en haut) et du CNRM (en bas), en considérant le scénario SRES-A2 pour l'évolution des concentrations des gaz à effet de serre.

L'évaporation refroidit la surface : le refroidissement n'est donc pas limité sur les océans, alors qu'il l'est sur les continents. Pour le scénario SRES-A2, les deux modèles simulent en 2100 une augmentation du refroidissement par évaporation plus forte sur océan que sur continent. Pour le CNRM, cette augmentation est en moyenne de 5,5 W.m⁻² sur océan et 2,8 W.m⁻² sur continent ; pour l'IPSL, elle est de 9,8 W.m⁻² sur océan et 0,2 W.m⁻² sur continent. D'autres phénomènes, tels les changements de couverture nuageuse ou de circulation, jouent également un rôle dans le différentiel de réchauffement océan-continent.

Aux moyennes et hautes latitudes, la faible augmentation de la température de l'océan est en partie due à son inertie thermique. Cela est particulièrement vrai dans l'hémisphère Sud, où, les vents étant très forts, l'agitation de l'océan est élevée et la température homogène sur une épaisseur assez grande de l'océan. Pour que la température de la surface de l'océan augmente, il faut donc réchauffer une masse d'eau importante.

Dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord, l'augmentation importante de la température est partiellement due à ce que l'on appelle la rétroaction « albédo-température ». Lorsque la température augmente, il y a une diminution importante de l'enneigement et de l'extension de la glace de mer en

été, ce qui réduit la réflexion par la surface du rayonnement solaire, augmente la quantité de rayonnement absorbé et tend à amplifier l'augmentation initiale de la température. Dans les régions où l'épaisseur de la glace de mer diminue, voire où cette glace disparaît, la température de l'air augmente fortement, car la glace de mer n'isole plus l'air de l'océan, dont la température de la surface est plus élevée que celle de la glace. Enfin, une dernière cause allant dans le même sens est l'augmentation du transport de vapeur d'eau vers les hautes latitudes nord par la circulation atmosphérique.

En revanche, aux environs du Groenland, on peut remarquer que la température de l'air près de la surface n'augmente que très faiblement, voire diminue. Cette tendance est particulièrement affirmée pour le modèle du CNRM qui simule un léger refroidissement de la surface océanique et une extension hivernale de la banquise plus forte qu'actuellement en mer du Labrador. Pourquoi ? Parce que, dans ces régions, la densité de l'eau de mer diminue en surface à cause de l'augmentation des températures ou des précipitations. Par conséquent, les eaux de surface ne sont plus suffisamment denses pour plonger vers l'océan profond, limitant la remontée compensatoire d'eaux sous-jacentes plus chaudes que celles de la surface. Ce phénomène est parfois improprement qualifié d'« arrêt du Gulf Stream ». Il s'agit en fait d'une réduction de la convection océanique et de la dérive Nord-Atlantique associée, et non pas d'un arrêt total de ce fameux courant marin, généré avant tout par les vents. Cette réduction a un effet sur la température qui dépend des modèles, à la fois en termes d'amplitude et d'extension géographique, mais qui reste dans tous les cas très limité. Elle module localement le réchauffement

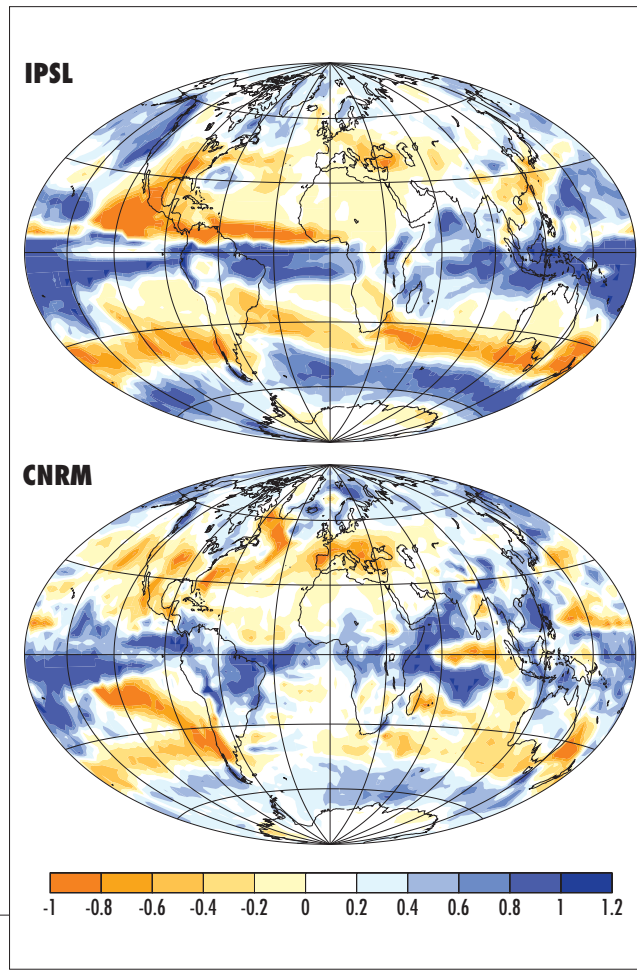
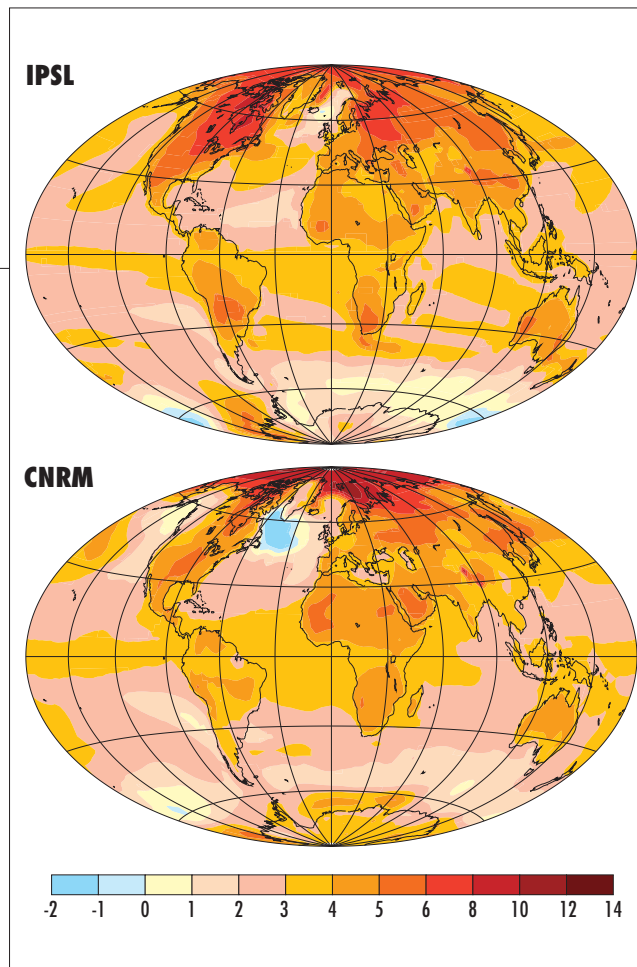


Figure 11 - Idem, figure 10, mais pour les précipitations (en mm/j).

climatique, mais il n'en reste pas moins que le réchauffement demeure important sur tous les continents de l'hémisphère Nord, notamment sur l'Europe.

Évolution des précipitations

Dans leur ensemble, les modèles climatiques prévoient – mais avec une forte dispersion – une augmentation du total des précipitations avec la température (Giec, 2001). Pour le scénario SRES-A2, le modèle du CNRM simule un accroissement moyen de 5 % en 2100 et celui de l'IPSL de 8 %. Mais ces changements des précipitations sont accompagnés d'une très forte variabilité interannuelle et sont loin d'être homogènes dans l'espace : dans certaines régions, les précipitations augmentent, alors que dans d'autres elles diminuent (figure 11).

En moyennes zonales, les précipitations ont tendance à augmenter partout, sauf dans les régions subtropicales (vers 30° N et 30 °S) où elles diminuent, et ce dans les deux modèles. Emori et Brown (2005) ont montré que l'augmentation générale des précipitations était due à l'augmentation du contenu en vapeur

d'eau de l'atmosphère, tandis que leur diminution dans les régions subtropicales était due à une modification de la circulation atmosphérique.

En Europe, les deux modèles français donnent une augmentation des précipitations dans le Nord et, à l'opposé, un assèchement autour du bassin méditerranéen. Ces résultats sont également obtenus par de nombreux autres modèles, la limite entre des deux zones variant d'un modèle à l'autre et la France métropolitaine se situant à la charnière.

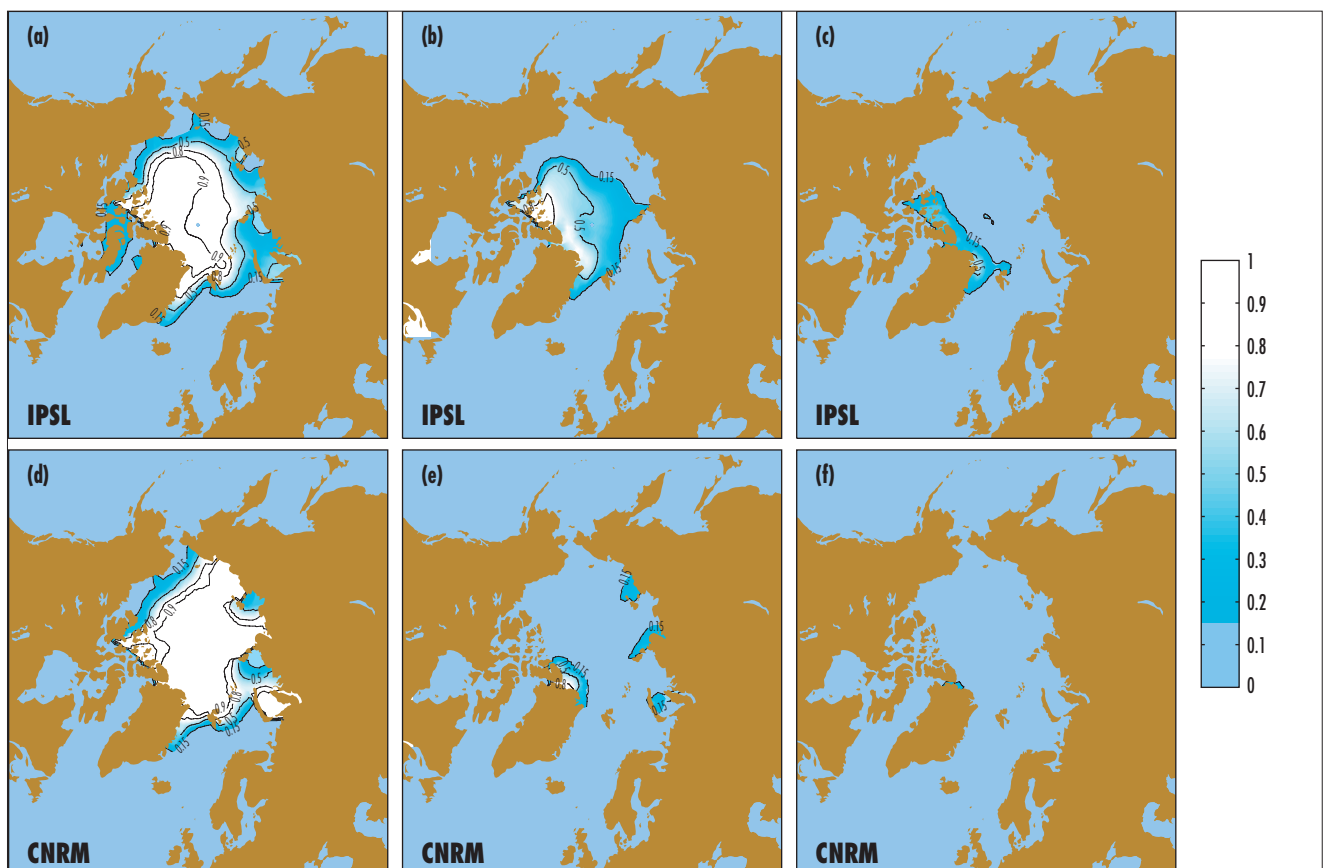
Sur d'autres régions, les deux modèles peuvent donner des résultats très différents, comme par exemple au-dessus de l'Amérique du Sud, de l'Afrique de l'Ouest et de l'ouest de l'Inde, où il y a diminution des précipitations dans le modèle de l'IPSL et augmentation dans celui du CNRM. Si l'on considère un plus grand ensemble de modèles climatiques, on obtient également des résultats très contrastés dans ces trois régions, qui sont des régions de mousson (Giec, 2001). De façon générale, les changements de précipitations sur continent restent très incertains (y compris au niveau du signe), même en moyenne annuelle, en raison d'incerti-

tudes majeures au niveau de la représentation de différents processus (Douville et al., 2006). Actuellement, on ne dispose pas de critère solide permettant de définir quels résultats sont plus crédibles que d'autres. Une des pistes de travail est de rechercher les liens éventuels entre les mécanismes régissant les variations de précipitations aux échelles de temps interannuelles et celles à plus grande échelle de temps.

Évolution des tempêtes

Dans le contexte d'un changement climatique, les caractéristiques des dépressions aux moyennes latitudes (en particulier celles qui atteignent les côtes bretonnes) sont susceptibles de changer pour deux raisons : la première est une modification du gradient de température équateur-pôle, gradient qui tend à diminuer près de la surface mais qui a tendance à augmenter en altitude. La seconde est une augmentation de la quantité totale de vapeur d'eau dans l'atmosphère, donc de la quantité de vapeur d'eau qui peut être condensée et ainsi dégager de la chaleur latente. Déjà, dans le précédent rapport du Giec, en 2001, il était mentionné que le nombre total de dépressions pouvait diminuer, alors que

Figure 12 - Fraction de glace de mer, en moyenne pour le mois de septembre (extension minimale) en Arctique, simulée par les modèles IPSL-CM4 (haut) et CNRM-CM3 (bas). (a), (d) : période 1960-1989 ; (b), (e) : 2070-2099, scénario SRES-B1 ; (c), (f) : 2070-2099, scénario SRES-A2.



le nombre de fortes dépressions (ou tempêtes) pouvait augmenter. À l'aide de diagnostics simples établis sur le gradient de pression en surface, en moyenne quotidienne, Lambert et Fyfe (2006) ont montré récemment que cette double tendance se retrouvait avec tous les modèles qu'ils avaient pu analyser, parmi ceux utilisés pour le prochain rapport du Giec. C'est le cas, en particulier, des deux modèles français, et ce dans les deux hémisphères. Pour le scénario SRES-A2, cette décroissance est, pour les deux modèles, de 10 % environ en 2100 dans l'hémisphère Sud, un peu moins dans l'hémisphère Nord. Pour les dépressions les plus intenses, le modèle IPSL-CM4 simule un accroissement de leur nombre de 20 % dans l'hémisphère Nord et de 70 % dans l'hémisphère Sud, deux valeurs proches des moyennes des modèles. Par contre, CNRM-CM3 simule un faible accroissement du nombre d'événements intenses, surtout dans l'hémisphère Sud. Lambert et Fyfe (2006) ont également montré que presque tous les modèles simulaient une modification de la fréquence des dépressions dès le milieu du XX^e siècle. Le modèle CNRM-CM3 est l'un des modèles faisant exception, probablement à cause d'une légère dérive dans la simulation de contrôle.

Évolution de la glace de mer

L'extension de glace de mer simulée en hiver par les deux modèles ne diminue que légèrement, car les conditions favorables à la congélation de la surface océanique persistent : peu ou pas de rayonnement solaire, températures, certes plus élevées, mais toujours nettement négatives. En revanche, le réchauffement des températures atmosphériques et océaniques affecte fortement la production annuelle nette de glace. Ainsi, dans une grande partie de l'Arctique, elle devient trop mince pour persister au cours de l'été. Les modèles de l'IPSL (figure 12, haut) et du CNRM (figure 12, bas) ont évalué cette déplétion estivale pour la fin du XXI^e siècle, et indiquent qu'elle devrait être d'autant plus marquée que les émissions de gaz à effet de serre sont intenses. Il apparaît, en particulier, que la glace de mer arctique pourrait disparaître totalement en été, comme le simule le modèle du CNRM pour la période 2070-2099, dans le cas du scénario SRES-A2 (le plus « pessimiste »). En Antarctique, l'extension maximale de la glace de mer est réduite de 25 % environ et les deux modèles simulent une fonte de glace plus rapide au printemps et en été à la fin du XXI^e siècle qu'à l'époque actuelle.

Évolution de la température estivale en France métropolitaine

Même si les modèles climatiques n'ont pas une résolution suffisante pour décrire correctement le climat partout en France métropolitaine, nous avons voulu regarder comment il simulait une grandeur climatique telle que la température moyenne estivale (de juin à août), et comment son évolution pouvait être interprétée. En moyenne sur la France et sur les trois mois d'été, la température peut varier de plusieurs degrés Celsius d'une année à l'autre (figure 13). Cette variabilité interannuelle est présente dans les observations et assez bien reproduite par les modèles, en la surestimant légèrement : sur la période 1880-2002, l'écart type est de 0,9 °C pour les observations et d'environ 1,2 °C pour les deux modèles. Cette figure est l'occasion de rappeler que ces simulations climatiques ne permettent pas de comparer modèles et observations pour une année particulière. Les modèles simulent des étés « caniculaires », mais n'étant contraints par aucune observation météorologique, il n'y a aucune raison pour qu'ils simulent la canicule d'une année précise, comme par exemple 2003, si ces extrêmes sont seulement le fait de la variabilité naturelle. Les comparaisons entre modèles climatiques et observations ne peuvent être que statistiques.

Les canicules

Dans les observations, le côté exceptionnel de l'été 2003 ressort très clairement. Nous allons prendre cette valeur, qui est exceptionnelle au regard du climat du siècle dernier, pour illustrer ce qui pourrait se passer au XXI^e siècle. Dans le scénario A2, la température moyenne des étés croît fortement, et, à la fin du siècle, la température de presque tous les étés simulés dépasse celle de l'été 2003, c'est-à-dire que l'été 2003 serait un été « froid » ! La température moyenne des étés atteint celle de

2003 vers 2070-2080 pour les deux modèles. Pour le scénario B1, la température des étés croît également, mais beaucoup plus faiblement. À la fin du siècle, la température moyenne des étés reste inférieure à celle de 2003. Un été de type 2003 n'est plus exceptionnel, mais correspond néanmoins à un été nettement plus chaud que la moyenne. Il ne faut pas considérer ces chiffres comme des valeurs exactes, mais plutôt comme une illustration concrète du fait que les changements climatiques futurs pourraient être très importants, et qu'ils sont aussi très dépendants de nos émissions futures en gaz à effet de serre.

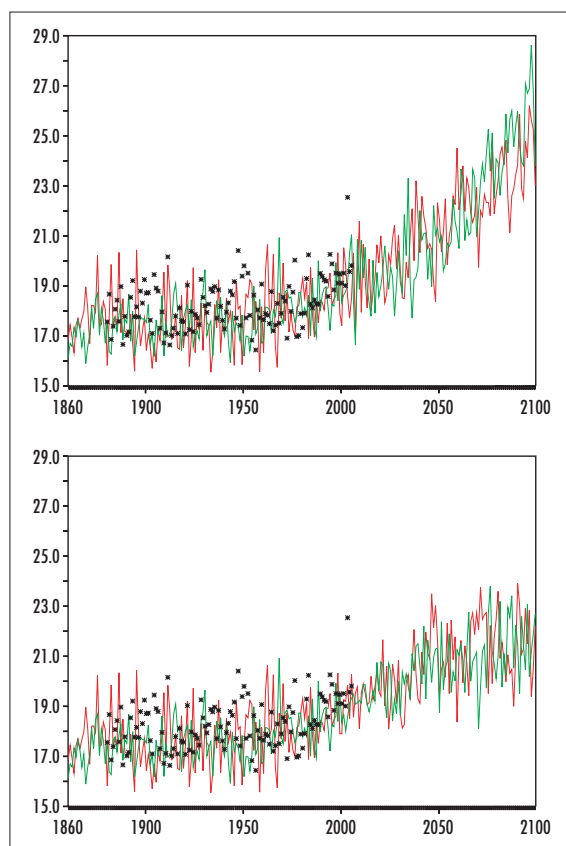


Figure 13 - Évolution de la température moyenne (°C) durant les trois mois d'été (juin à août) en France métropolitaine ; observée (étoiles noires, de 1880 à 2005), et simulée par les modèles du CNRM (en rouge) et de l'IPSL (en vert). Après l'an 2000, on utilise, soit le scénario SRES-A2 (courbes du haut), soit le scénario SRES-B1 (courbes du bas). L'été 2003 est bien visible. (Les observations proviennent de Météo-France)

Cette évolution des températures estivales nous offre la possibilité d'illustrer plus concrètement comment les effets d'un changement climatique global pourraient se traduire à l'échelle régionale. En effet, nous sommes couramment soumis à des changements de température de plusieurs degrés, par exemple en France métropolitaine de 10 à 15 °C entre le jour et la nuit, ou entre l'été et l'hiver. Et si nous et notre environnement subissons sans difficulté et sans dommage ces variations, pourquoi devrait-on s'inquiéter de changements

de 3 à 4 °C sur des constantes de temps beaucoup plus longues, de l'ordre du siècle ? Les observations nous indiquent que la température moyenne des étés « très chauds » (1976, 1983...) ne dépasse la température moyenne climatologique que de 2 °C environ, et que celle de l'été de 2003 ne l'a dépassée que de 4 °C. Et pourtant, pendant cet été 2003, il était évident que nos équipements (centrales électriques, transports en commun...), nos maisons, nos bâtiments, nos infrastructures, nos villes, notre environnement, tous les écosystèmes, étaient totalement inadaptés à de telles conditions climatiques. Même si la température moyenne ne permet évidemment pas de décrire la complexité réelle d'un été chaud ou caniculaire (cf. Rousseau, 2005, comme exemple d'analyse plus fine de la canicule 2003), il nous semble pertinent d'utiliser cet exemple pour montrer qu'une élévation de température de « quelques degrés seulement » correspond très concrètement à des changements très importants de notre cadre de vie et de l'environnement de tous les écosystèmes.

L'échelle régionale

Signalons enfin que la communauté française (Cerfacs, CNRM, IPSL, LGGE...) a entrepris des travaux pour développer des méthodes de régionalisation afin d'estimer les changements climatiques à des échelles plus fines.

Discussion et conclusion

Dès le XIX^e siècle, lorsque les scientifiques comprirent que la température de surface de la Terre résultait de l'équilibre entre l'énergie reçue et celle perdue, ils en déduisirent que toute modification de l'une de ces quantités se traduirait par un changement de la température de surface, et donc du climat. En même temps le rayonnement solaire était identifié comme étant la principale source d'énergie, et le rayonnement infrarouge le principal mode d'échange par lequel la Terre et son atmosphère perdaient l'énergie vers l'espace. Il fallut néanmoins attendre le milieu du XX^e siècle pour calculer correctement ces échanges par rayonnement infrarouge et comprendre leurs interactions avec les autres modes d'échange (convection, etc.). Aujourd'hui, l'effet de l'accroissement de la concentration des gaz sur l'effet de serre est bien

quantifié. Les recherches portent plutôt sur l'étude des phénomènes qui peuvent amplifier ou atténuer ce phénomène, sur l'évaluation des impacts concrets que pourrait avoir cette augmentation (notamment sur les pluies et la disponibilité en eau, l'évolution des glaciers, le niveau de la mer...) et sur l'éventualité de changements brutaux et dramatiques du climat. Ainsi, la question scientifique n'est plus de savoir si la température de la Terre va augmenter du fait des activités humaines, mais plutôt d'évaluer de combien elle va augmenter, et avec quelles conséquences, notamment sur le cycle hydrologique.

Depuis le précédent rapport du Giec, en 2001, les modèles climatiques ont gagné en cohérence et représentent les phénomènes de façon plus complète. Ils simulent de façon assez réaliste une multitude de caractéristiques du climat actuel ainsi que l'évolution observée de la température moyenne de la Terre depuis plus de 100 ans. Les deux modèles français, dont nous avons présenté ici rapidement les résultats, sont représentatifs à la fois des caractéristiques générales de ces modèles, mais aussi de leurs différences.

Pour les changements climatiques futurs, plusieurs résultats sont considérés comme robustes car ils se retrouvent dans les différents modèles et ont des explications théoriques. Ce sont notamment la distribution géographique de l'accroissement de température (celui-ci étant plus élevé sur les continents que sur les océans, très fort en région Arctique), la répartition par bandes de latitude des changements de précipitations (augmentation près de l'équateur et aux hautes latitudes, diminution dans les régions subtropicales), l'augmentation de l'intensité des tempêtes aux moyennes latitudes ou le retrait de la glace de mer dans les régions polaires.

À côté de ces résultats robustes, des questions importantes demeurent très ouvertes. Pour une perturbation donnée, tel un doublement de CO₂, quel sera l'accroissement de température moyenne ? 2 ou 4,5 °C ? Quels seront les changements de précipitations aux échelles régionales ? Quelles seront les conséquences concrètes de cet accroissement de température en termes d'événements extrêmes, de cyclones, d'enneigement, de débit des rivières, d'intensité des orages... ? Les modèles climatiques nous donnent des indications, mais elles peuvent être contradictoires et il est parfois difficile d'établir leur fiabilité. De façon générale, nous

savons aujourd'hui évaluer le climat simulé par les modèles par rapport aux observations, mais nous ne disposons pas de méthodologie pour évaluer les changements du climat en réponse à différentes perturbations, à différents forçages. Par exemple, il est nécessaire que l'accroissement de température observé depuis un siècle soit bien simulé par les modèles, mais cette contrainte n'est pas suffisante pour permettre des prévisions fiables des changements climatiques futurs. D'autres pistes sont également explorées, comme l'étude détaillée des variations interannuelles du climat ou l'étude des climats passés.

Est-il encore temps d'agir ? Le climat ne va-t-il pas de toute façon continuer à changer du fait de nos émissions passées de gaz à effet de serre ? Les modèles nous indiquent effectivement que le climat de la Terre va continuer à se réchauffer dans le futur, même si les concentrations des gaz à effet de serre sont stabilisées à leur valeurs actuelles (ce qui nécessiterait un arrêt quasi total des émissions anthropiques). Mais ces modèles nous disent aussi que, selon le scénario d'émission de gaz à effet de serre choisi, l'amplitude du réchauffement sera très différente, et que, plus on réduit tardivement nos émissions, plus l'effet d'inertie du climat est important. L'accroissement de température pour le scénario « fort » (SRES-A2), pour lequel les émissions continuent de croître pendant tout le siècle, est deux fois plus élevé que pour un scénario (SRES-B1) pour lequel elles croissent lentement jusqu'en 2050, puis décroissent. Ainsi, des changements climatiques sont effectivement en cours, mais leur amplitude et leur sévérité dépendront avant tout des actions qui seront ou non entreprises, de la rapidité et de l'étendue de leur mise en œuvre.

Remerciements

Ces simulations ont été réalisées sous l'impulsion de la Mies (Mission interministérielle sur l'effet de serre), avec le soutien du CEA (Commissariat à l'énergie atomique), du CNRM (Centre national de recherches météorologiques) et du CNRS (Centre national de la recherche scientifique) et grâce à leurs centres de calcul (respectivement le CCRT, le centre de calcul de Météo-France et l'Idris). Ce travail a également été soutenu financièrement par le projet MC2 du ministère de la Recherche et par le projet Ensembles de la Commission européenne.

Bibliographie

- Adler R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind et P. Arkin, 2003 : The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979 - Present). *J. Hydrometeorol.*, 4(6), 1147-1167.
- Arrhenius S., 1896 : On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine*, 41, 237-276.
- Arzel O., T. Fichet et H. Goosse, 2006 : Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by current AOGCMs. *Ocean Modelling*, 12, 401-415.
- Bard E., 2004 : Effet de serre et glaciations, une perspective historique. (Greenhouse effect and ice ages: historical perspective). *C. R. Geosci.*, 336, 603-638.
- Boucher O. et M. Pham, 2002 : History of sulfate aerosol radiative forcings. *Geophys. Res. Lett.*, 29(9), 1308, doi : 10.1029/2001GL014048.
- Cess R. D., G. L. Potter, J. P. Blanchet, G. J. Boer, A. D. Del Genio, M. Déqué, V. Dymnikov, V. Galin, W. L. Gates, S. J. Ghan, J. T. Kiehl, A. A. Lacis, H. Le Treut, Z. X. Li, X. Z. Liang, B. J. McAvaney, V. P. Meleshko, J. F. B. Mitchell, J.-J. Morcrette, D. A. Randall, L. Rikus, E. Roeckner, J.-F. Royer, U. Schlese, D. A. Scheinin, A. Slingo, A. P. Sokolov, K. E. Taylor, W. M. Washington, R. T. Wetherald, I. Yagai et M. H. Zhang, 1990 : Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 general circulation models. *J. Geophys. Res. - Atmos.*, 95, 16601-16615.
- Collins W. D., V. Ramanamamy, M. D. Schwarzkopf, Y. Sun, R. W. Portmann, Q. Fu, S. E. B. Casanova, J.-L. Dufresne, D. W. Fillmore, P. M. D. Forster, V. Y. Galin, L. K. Gohar, W. J. Ingram, D. P. Kratz, M.-P. Lefebvre, J. Li, P. Marquet, V. Oinas, T. Tsushima, T. Uchiyama et W. Y. Zhong, 2006 : Radiative forcing by well-mixed greenhouse gases: Estimates from climate models in the IPCC AR4. *J. Geophys. Res. - Atmos.*, 111, D14317, doi : 10.1029/2005JD006713.
- Déqué M., C. Dreveton, A. Braun et D. Cariolle, 1994 : The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dyn.*, 10, 249-266.
- Douville H., D. Salas y Mélia, S. Tyteca, 2006 : On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Climate Dyn.*, 26, 367-385, doi : 10.1007/s00382-005-0088-2.
- Dufresne J.-L., 2006 : Jean-Baptiste Joseph Fourier et la découverte de l'effet de serre. *La Météorologie* 8^e série, 53, 42-46.
- Dufresne J.-L., J. Quaas, O. Boucher, S. Denvil et L. Fairhead, 2005 : Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, 32, 21, L21703, doi : 10.1029/2005GL023619.
- Emori S. et S. J. Brown, 2005 : Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17706, doi : 10.1029/2005GL023272.
- Fichet T. et M. M. Maqueda, 1997 : Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, 102, 12609-12646.
- Fourier J.-B. J., 1827 : Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires, *Mémoires de l'Académie Royale des Sciences de l'Institut de France*, tome VII, 570-604.
- Fourier J.-B. J., 1890 : *Œuvres de Fourier*, tome 2, publié par G. Darboux. Gauthier-Villars, 636 p.
- Giec - Houghton J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell et C. A. Johnson (eds.), 2001 : *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Royaume-Uni, 881 p.
- Hourdin F., I. Musat, S. Bony, P. Braconnot, F. Codron, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, M.-A. Filiberti, P. Friedlingstein, J.-Y. Grandpeix, G. Krinner, P. LeVan, Z. X. Li et F. Lott, 2006 : The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dyn.*, 19, 3445-3482, doi : 10.1007/s00382-006-0158-0
- James I. N., 1995 : *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge University Press, Royaume-Uni, 444 p.
- Jones P. D. et A. Moberg, 2003 : Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *J. Climate* 16, 206-223.
- Krinner G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, et I. C. Prentice, 2005 : A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB1015, doi : 10.1029/2003GB002199.
- Lambert S. et J. C. Fyfe, 2006 : Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse gas experiments: Results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Climate Dyn.*, 26, 713-728, doi : 10.1007/s00382-006-0110-3.
- Madec G., P. Delecluse, M. Imbart et C. Levy, 1998 : *Opa 8.1 ocean general circulation model reference manual*. Note du Pôle de modélisation n° 11, Institut Pierre-Simon Laplace, 94 p.
- Manabe S. et R. T. Wetherald, 1967 : Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
- Manabe S. et R. T. Wetherald, 1975 : The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 32, 3-15.
- Meehl G. A., C. Covey, B. McAvaney, M. Latif et R. J. Stouffer, 2005 : Overview of the Coupled Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 86, 89-93.
- Mahfouf J.-F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani et M. Déqué 1995 : The land surface scheme Isba within the Météo-France climate model Arpege. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Climate*, 8, 2039-2057.
- Marti O., P. Braconnot, J. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, P. Cadule, A. Caubel, S. Denvil, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, M. A. Filiberti, M.-A. Foujols, T. Fichet, P. Friedlingstein, H. Goosse, J.-Y. Grandpeix, F. Hourdin, G. Krinner, C. Lévy, G. Madec, I. Musat, N. De Noblet, J. Polcher et C. Talandier, 2005 : *The new IPSL climate system model: IPSL-CM4*. Note du Pôle de modélisation n° 26, ISSN 1288-1619, 2005, <http://igcmg.ipsl.jussieu.fr/Doc/IPSLCM4/>.
- Pham M., O. Boucher et D. Hauglustaine, 2005 : Changes in atmospheric sulfur burdens and concentrations and resulting radiative forcings under IPCC SRES emission scénarios for 1990-2100. *J. Geophys. Res.*, 110, D06112, doi : 10.1029/2004JD005125.
- Pierrehumbert R. T., 2004 : Greenhouse effect: Fourier's concept of planetary energy balance is still relevant today. *Nature*, 432, 677.
- Rabier F., J.-F. Mahfouf et E. Klunker, 2000 : Une nouvelle technique d'assimilation des données d'observation au CEPMMT : l'assimilation variationnelle quadrimensionnelle. *La Météorologie* 8^e série, 30, 87-101.
- Ramanathan V. et J. A. Coakley Jr., 1978 : Climate modeling through radiative-convective models. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 465-489.
- Rayner N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent et A. Kaplan, 2003 : Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871-2000. *J. Geophys. Res.* 108, 4407, doi : 10.1029/2002JD002670.
- Rousseau D., 2003 : Analyse fine des mortalités pendant la canicule 2003. L'événement météorologique de la nuit du 11 au 12 août 2003 en Île-de-France. *La Météorologie* 8^e série, 51, 16-22.
- Salas y Mélia D., 2002 : A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, 4, 137-172.
- Salas y Mélia D., F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, J.-F. Guérémy, P. Marquet, S. Planton, J.-F. Royer et S. Tyteca, 2005 : *Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model*. Note de centre n° 103 du CNRM, Météo-France, Toulouse.
- Swingedouw D., P. Braconnot, P. Delécluse, E. Guilyardi et O. Marti, 2006 : The impact of global freshwater forcing on the Thermohaline Circulation: Adjustment of North Atlantic convection sites in CGCM, à paraître dans *Climate Dyn.*, doi : 10.1007/s00382-006-0171-3.
- Valcke S., A. Caubel, R. Vogelsang et D. Declat, 2004 : OASIS3 ocean atmosphere sea ice soil user's guide. *Tech. Rep. TR/CMGC/04/68*, Cerfacs, Toulouse.
- Weart S. R., 2003 : *The Discovery of Global Warming (New Histories of Science, Technology, and Medicine)*. Harvard University Press, Cambridge, MA, États-Unis, 228 p.