



HAL
open science

Analyse et modélisation du changement climatique - 2^o édition du Livre blanc Escrime

Pascale Braconnot, Jean-Louis Dufresne, David Salas y Melia, Laurent Terray

► **To cite this version:**

Pascale Braconnot, Jean-Louis Dufresne, David Salas y Melia, Laurent Terray (Dir.). Analyse et modélisation du changement climatique - 2^o édition du Livre blanc Escrime. Société Météorologique de France; Météo-France, pp.79, 2009. hal-03274716

HAL Id: hal-03274716

<https://hal.science/hal-03274716>

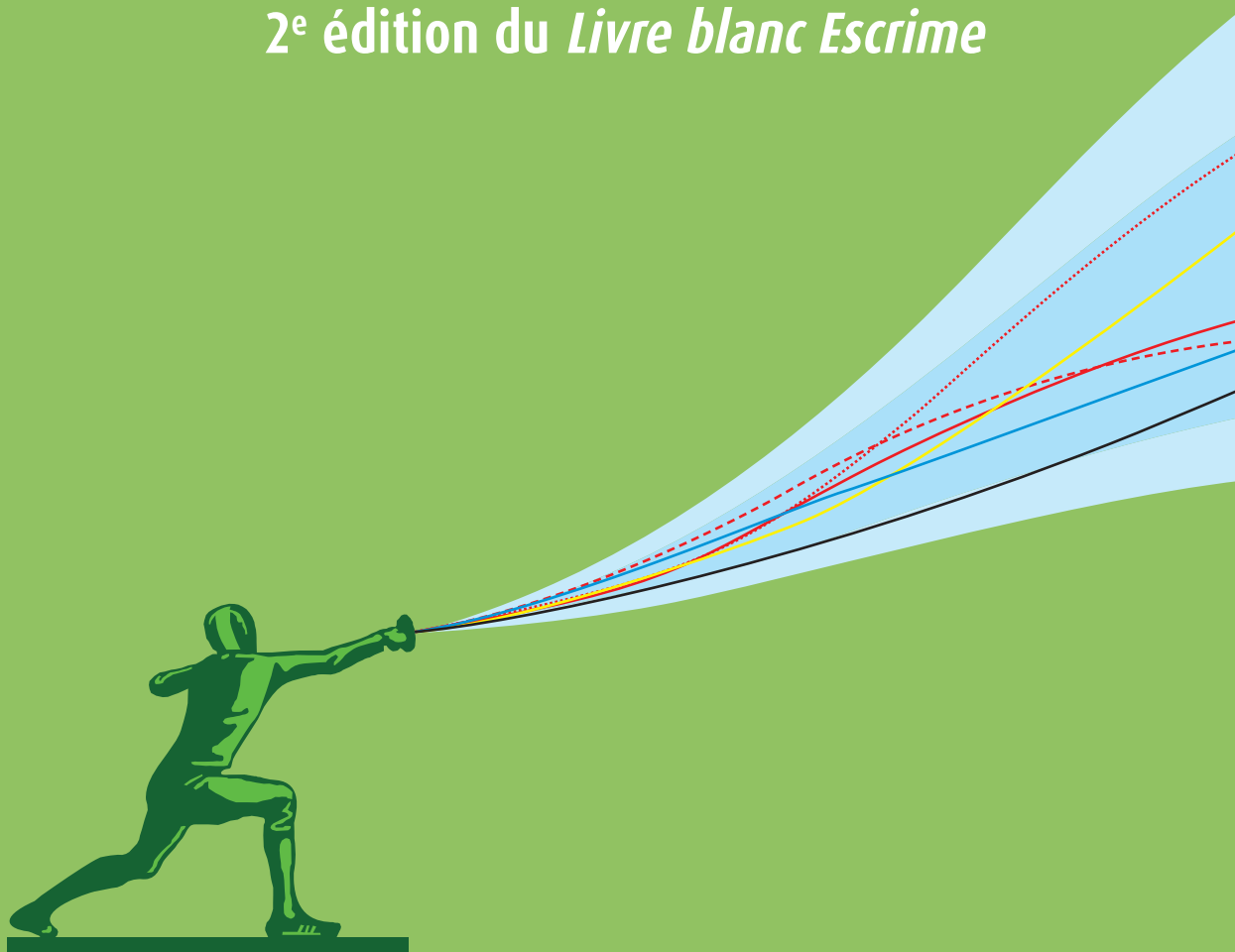
Submitted on 5 Jul 2021

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

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

analyse et modélisation du changement climatique

2^e édition du *Livre blanc Escrime*



sous la direction de

Pascale Braconnot, Jean-Louis Dufresne,
David Salas y Mélia et Laurent Terray

analyse et modélisation du changement climatique

Livre blanc Escrime
2^e édition

sous la direction de
Pascale Braconnot,
Jean-Louis Dufresne,
David Salas y Mélia
et Laurent Terray

*Avec une pensée particulière pour Marie-Angèle **Filiberti**
que la maladie nous a enlevée beaucoup trop tôt.*

Analyse et modélisation du changement climatique

*Ont contribué aux travaux d'Escrime présentés dans cet ouvrage,
mise au point des modèles couplés utilisés pour participer au Giec,
réalisation des expériences, diffusion des résultats et analyses scientifiques :*

Olivier **Arzel**
Jacques **Bellier**
Rachid **Benshila**
Sandrine **Bony**
Julien **Boé**
Laurent **Bopp**
Olivier **Boucher**
Jean-Philippe **Boulanger**
Pascale **Braconnot**
Alain **Braun**
Patrick **Brockmann**
Patricia **Cadule**
Christophe **Cassou**
Arnaud **Caubel**
Fabrice **Chauvin**
Francis **Codron**
Sébastien **Denvil**
Michel **Déqué**
Sébastien **Dominiak**
Hervé **Douville**
Jean-Louis **Dufresne**
Laurent **Fairhead**
Thierry **Fichefet**
Marie-Angèle **Filiberti**
Marie-Alice **Foujols**

Claude **Frankignoul**
Pierre **Friedlingstein**
Guillaume **Gastineau**
Christophe **Genthon**
Joséphine **Ghattas**
Anne-Laure **Gibelin**
Katarina **Goubanova**
Jean-Yves **Grandpeix**
Virginie **Guémas**
Jean-François **Guérémy**
Éric **Guilyardi**
Didier **Hauglustaine**
Frédéric **Hourdin**
Abderaman **Idelkadi**
Soumaya **Jamili**
Masa **Kageyama**
Gherart **Krinner**
Alexandre **Laîné**
Alban **Lazar**
Phu **Le Van**
Claire **Lévy**
Laurent **Li**
François **Lott**
Gurvan **Madec**
Éric **Maisonnave**

Pascal **Marquet**
Olivier **Marti**
Sébastien **Masson**
David **Salas y Mélia**
Marie **Minvielle**
Ionela **Musat**
Nathalie **de Noblet**
Serge **Planton**
Johannes **Quaas**
Annie **Rascol**
Catherine **Ritz**
Jean-François **Royer**
Victoria **Serafini**
Florence **Sevault**
Samuel **Somot**
Didier **Swingedouw**
Claude **Talandier**
Laurent **Terray**
Pascal **Terray**
Hubert **Teyssède**
Sophie **Tyteca**
Sophie **Valcke**
Nicolas **Viovy**
Aurore **Voldoire**



Remerciements

Le projet Escrime tient à remercier les centres de calcul de l'Idris, de Météo-France et du CEA sans lesquels cet effort sans précédent de la communauté française de modélisation climatique n'aurait pu aboutir.

Les chapitres de cet ouvrage ont fait l'objet d'une première publication dans les numéros 55 à 59 de *La Météorologie*.

Le Comité de rédaction de cette revue, les experts qui ont lu et commenté les différents chapitres, l'équipe de PAO de Météo-France qui a finalisé cet ouvrage et Anne Guillaume, responsable des publications de Météo-France, qui a piloté ce projet de réédition, sont vivement remerciés.

Sommaire

Préface	7
Jean Jouzel et Éric Brun	
Synthèse des analyses réalisées par Escrime et des résultats obtenus	9
Sandrine Bony, Laurent Bopp, Pascale Braconnot, Patricia Cadule, Christophe Cassou, Michel Déqué, Hervé Douville, Jean-Louis Dufresne, Pierre Friedlingstein, Christophe Genthon, Éric Guilyardi, Laurent Li, Serge Planton, Jean-François Royer, David Salas y Mélia, Laurent Terray et Pascal Terray	
Chapitre 1 15	
Simulation du climat récent et futur par les modèles du CNRM et de l'IPSL	
Jean-Louis Dufresne et al.	
Chapitre 2	31
Processus régissant la sensibilité climatique	
Sandrine Bony et Jean-Louis Dufresne	
Chapitre 3	37
Modes de variabilité et changement climatique	
Synthèse du 4^e rapport d'évaluation du Giec	
Christophe Cassou et Éric Guilyardi	
Chapitre 4	47
La prévision climatique : régionalisation et extrêmes	
Michel Déqué et Laurent Li	
Chapitre 5	51
Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques	
Que nous disent les dernières simulations du GIEC ?	
Hervé Douville et Pascal Terray	
Chapitre 6	59
Régions polaires, cryosphère et circulation thermohaline	
Que nous ont appris les simulations du 4^e rapport d'évaluation du GIEC ?	
David Salas y Mélia, Christophe Genthon et al.	
Chapitre 7	67
Changement climatique et cycle du carbone	
Pierre Friedlingstein, Laurent Bopp et Patricia Cadule	
Chapitre 8 .	71
Détection et attribution à l'échelle régionale : le cas de la France	
Serge Planton et Laurent Terray	
Acronymes utilisés	77

Préface

La réunion du groupe 1 du Giec à Paris, début 2007, fut un événement de première grandeur pour la communauté internationale impliquée dans l'étude des aspects scientifiques du changement climatique. Elle a en effet permis l'approbation des documents préparés par le groupe scientifique pour le 4^e rapport du Giec et marqué ainsi l'aboutissement d'un effort de synthèse qui aura mobilisé un grand nombre de chercheurs au cours des trois années précédentes.

Ce fut aussi un rendez-vous un peu exceptionnel pour tous les scientifiques français actifs dans ce domaine, non seulement parce que nous en fûmes les hôtes, mais aussi à cause de la vitalité et de la qualité des recherches conduites dans notre pays. Ce 4^e rapport en a apporté le témoignage : quatorze scientifiques français, près de 10 % du total, en sont auteurs principaux et de nombreux travaux d'équipes françaises sont cités, qu'ils portent sur des aspects liés au cycle du carbone et des autres gaz à effet de serre, aux aérosols, ou aux observations, en particulier celles ayant trait à l'évolution passée de notre climat qui, pour la première fois, fait l'objet d'un chapitre à part entière.

Mais ce rapport du Giec est résolument tourné vers le futur de notre climat. Les résultats de simulations basées sur l'utilisation de modèles de circulation générale, qui couplent atmosphère et océan, y tiennent une place centrale. Seul un nombre restreint de ces modèles couplés avait été utilisé lors du précédent rapport dans lequel les travaux français n'étaient pris en compte que de façon marginale. Mais, le cercle s'est élargi et il était crucial que les équipes françaises qui développent et utilisent les modèles couplés de Météo-France et de l'IPSL participent pleinement au quatrième rapport.

L'objectif a été atteint : les projections réalisées par les équipes françaises sont partie intégrante du 4^e rapport, y compris sur le couplage entre climat et cycle du carbone dont l'influence est prise en compte dans les fourchettes de réchauffement qui sont citées. Ce succès a nécessité le passage par des exercices obligatoires d'intercomparaison sur lesquels s'est appuyée la synthèse du Giec. Ces exercices étaient très contraignants et rien n'aurait été possible sans un effort soutenu et enthousiaste d'une communauté de modélisateurs qui, en France, réunit des équipes du Cerfacs, du CNRM, de l'IPSL et de ses laboratoires, et du LGGE. Les trois organismes le plus fortement impliqués – CEA, CNRS et Météo-France – ont apporté, comme cela leur avait été officiellement demandé, en 2003, par la Mission interministérielle sur l'effet de serre, un fort soutien à ces

activités. Ce soutien, qui ne s'est jamais démenti, a été essentiel vis-à-vis des personnels, chercheurs, ingénieurs et techniciens, les encourageant à s'investir dans des exercices somme toute assez arides, et à travers les moyens informatiques mis à disposition par les centres de calcul du CEA, de l'Idris et de Météo-France.

L'objectif initial d'une participation au 4^e rapport du Giec, a été pleinement atteint. Mais au-delà, s'est progressivement créée une grande émulation autour de l'analyse scientifique des résultats obtenus. Celle-ci s'est organisée autour du projet Escrime dont, même s'il s'agit au départ d'exercices imposés, le livre blanc témoigne de l'extrême richesse. Merci à l'ensemble des auteurs de la grande qualité de leurs contributions.

Autour des scénarios climatiques, Escrime a réussi à fédérer une communauté qui s'est naturellement fixé comme objectif d'être présente dans le 5^e rapport du Giec. Cela n'a de sens que si les équipes concernées, qui ont récemment fédéré leurs activités dans ce domaine au sein du projet national Missterre (financé par le programme Lefe de l'Insu), restent compétitives sur le plan international. Cela requiert que le développement des modèles se poursuive à la fois sur les aspects dynamiques, physiques et informatiques, que les moyens de calcul adaptés soient disponibles, et qu'un ensemble de projets scientifiques visant à analyser le réalisme des résultats obtenus soit mis en œuvre.

Par ailleurs, une telle approche ne prend son véritable sens qu'à travers une large ouverture vers l'extérieur, de façon à irriguer d'autres communautés, celles intéressées par les impacts des changements climatiques ou par les aspects socio-économiques, et à être en mesure de répondre aux utilisateurs de plus en plus nombreux de ces projections. Cette ouverture s'exprime aujourd'hui par des programmes de recherche spécifiques, notamment au sein du Medd (programme Gestion des impacts du changement climatique) et de l'ANR (appel d'offre Vulnérabilité : milieu, climat et société). Les liens tissés avec l'Onerc et l'Iddri sont de nature à amplifier cette ouverture vers d'autres acteurs, en particulier industriels, directement concernés par les conséquences du changement climatique.

L'ouverture vers l'extérieur concerne également la société dans son ensemble et il ne fait aucun doute que l'excellent état d'esprit qui anime la coopération autour d'Escrime a grandement facilité la cohérence du discours que les scientifiques et responsables des organismes concernés ont tenu sur la réalité du changement climatique et sur les menaces qu'il fait peser sur l'humanité même. Le 4^e rapport du Giec restera longtemps dans les mémoires comme celui qui a permis, à l'échelle mondiale, la prise de conscience de la société vis-à-vis de la gravité reconnue du problème, ainsi que la qualité de l'expertise, à travers le prix Nobel de la paix décerné conjointement au Giec et à Al Gore. Ce fut une étape indispensable et préalable aux décisions politiques pour la réduction des émissions, comme en témoigne la qualité des réflexions engagées dans le cadre du Grenelle de l'environnement. Nul doute que les travaux et synthèses présentés dans ce livre blanc ont très largement contribué à cette prise de conscience de la société, en particulier au plan national.

Jean Jouzel

Directeur de l'Institut Pierre-Simon-Laplace

Éric Brun

Directeur du Centre national de recherches météorologiques

Synthèse des analyses réalisées par Escrime et des résultats obtenus

Sandrine Bony⁽¹⁾, Laurent Bopp⁽²⁾, Pascale Braconnot⁽²⁾, Patricia Cadule⁽³⁾, Christophe Cassou⁽⁴⁾, Michel Déqué⁽⁵⁾, Hervé Douville⁽⁵⁾, Jean-Louis Dufresne⁽¹⁾, Pierre Friedlingstein⁽²⁾, Christophe Genthon⁽⁴⁾, Éric Guilyardi⁽⁷⁾, Laurent Li⁽⁶⁾, Serge Planton⁽⁵⁾, Jean-François Royer⁽⁵⁾, David Salas y Méliá⁽⁵⁾, Laurent Terray⁽⁸⁾, Pascal Terray⁽⁶⁾

- (1) Laboratoire de météorologie dynamique (LMD-IPSL), CNRS-UPMC, 4, place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05
- (2) Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE-IPSL) CNRS-CEA - Gif-sur-Yvette
- (3) Institut Pierre-Simon-Laplace (IPSL), CNRS-UPMC - Paris
- (4) Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement (LGGE) Saint-Martin-d'Hères
- (5) Météo-France - Centre national de recherches météorologiques (CNRM) Toulouse
- (6) Lodyc-IPSL - Université Pierre-et Marie-Curie - Paris
- (7) Locean - IPSL - Paris
- (8) Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique (Cerfacs)

Pour la première fois, les équipes françaises, regroupées dans le cadre du projet Escrime, ont réalisé l'ensemble des simulations climatiques requises par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (Giec) et ont ainsi pu contribuer plus fortement à la préparation de son 4^e rapport de 2007 (AR4). Mais les chercheurs réunis dans le projet Escrime ont aussi réalisé des simulations et produit des analyses indépendantes. Les principaux résultats issus de l'ensemble de ces travaux font l'objet de cet ouvrage.

Synthesis of the analyses realized by Escrime and of their results

For the first time, the French teams, brought together under the framework of the Escrime project, realized the whole set of climatic simulations the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) required and were thus able to contribute more strongly to its 4th report of 2007 (AR4). Furthermore, scientists gathered under Escrime also realized a few independent simulations and analyses. This book discussed the main results of all these studies.

Les résultats des travaux sont synthétisés ici selon trois grandes thématiques dont les rubriques font chacune l'objet d'un chapitre indépendant auquel le lecteur est renvoyé pour des explications plus détaillées :

- modélisation globale et évolution du climat (chapitre 1) ;
- rétroactions et variabilité climatique (chapitres 2, 3, 5, 6 et 7) ;
- régionalisation et détection-attribution du changement climatique (chapitres 4 et 8).

Modélisation globale et évolution du climat

(chapitre 1)

Le groupe de travail sur les modèles couplés (WGCM) du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP) a, en 2004, lancé une action d'envergure afin d'encourager les équipes à réaliser des simulations d'évolution du climat à l'aide de modèles couplés (projet CMIP). Un protocole commun a été défini ainsi qu'un format standard d'archivage, cela afin d'encourager les analyses croisées entre plusieurs modèles et faciliter les échanges entre les équipes impliquées. Les résultats issus de l'analyse de ces données ont largement servi de base au 4^e rapport du Giec.

La France possède deux modèles climatiques couplés qui diffèrent principalement par leur composante atmosphérique : d'une part, CNRM-CM3, développé par Météo-France et le Cerfacs ; d'autre part, IPSL-CM4, développé par l'Institut Pierre-Simon

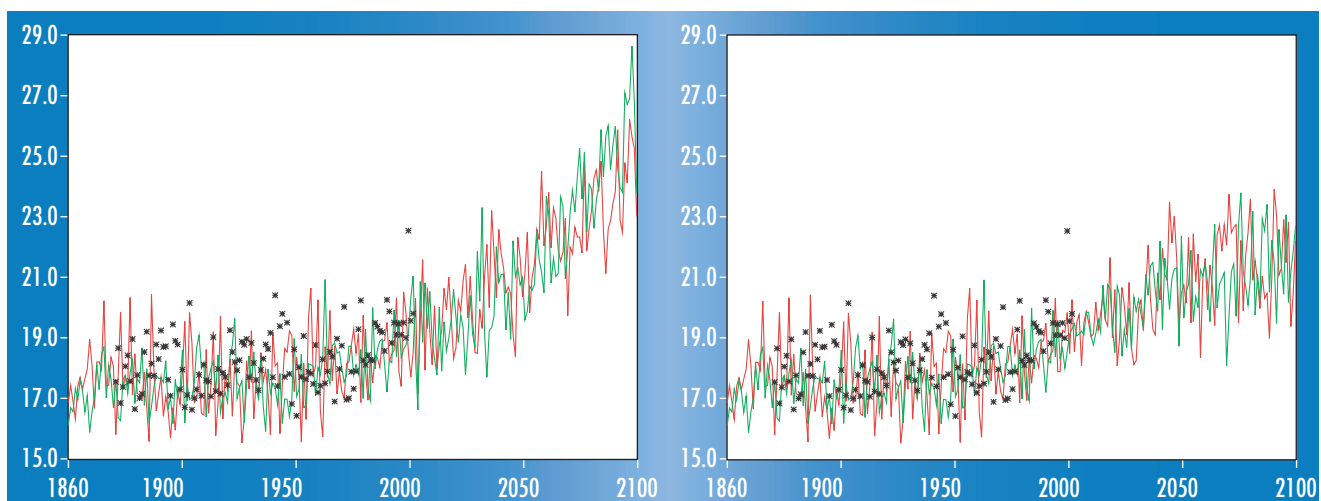
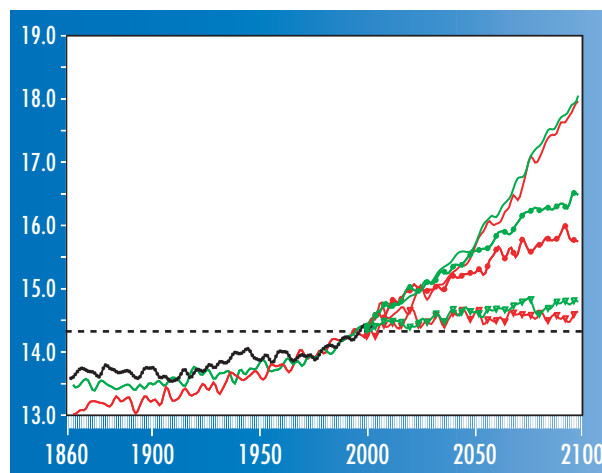
Laplace (IPSL). Depuis le précédent rapport du Giec de 2001, toutes les composantes de ces modèles ont été améliorées. De nombreux travaux de recherche récents y ont été intégrés. Pour la modélisation de l'atmosphère, on soulignera la représentation de la convection, des nuages, des aérosols ; pour l'océan, une formulation en surface libre et une rhéologie associée à la glace de mer ; ou encore, pour les surfaces continentales, l'ajout de la nature d'utilisation des sols. La résolution a été accrue et le couplage entre composants amélioré. Des travaux ont été entrepris pour coupler les modèles climatiques à des modèles de chimie, d'aérosols et de cycles biogéochimiques.

Les simulations réalisées pour le Giec couvrent l'évolution du climat de 1860 à nos jours, ainsi que des projections pour le XXI^e siècle ; les équipes de Météo-France et de l'IPSL ont réalisé l'ensemble des simulations climatiques requises. Pour la première fois,

deux modèles français s'ajoutaient à la liste des modèles pris en compte pas le Giec et figuraient dans son rapport de 2007.

Escrime a permis de faire un état des lieux des travaux entrepris au niveau français, et de comparer les performances de nos deux modèles aux autres modèles globaux. Ce fut aussi l'occasion d'établir un bilan sur d'autres travaux en cours, tout aussi indispensables pour une bonne projection climatique, comme les études sur les rétroactions, la variabilité climatique, la détection et l'attribution du changement climatique.

Une étude spécifique à Escrime a été d'aborder la régionalisation du changement climatique pour la France, l'Europe et l'Atlantique nord, au moyen d'autres simulations à plus haute résolution. Celles-ci n'étaient pas demandées par le Giec et leurs résultats n'ont donc pas été intégrés dans leur rapport. Ils sont présentés ici.



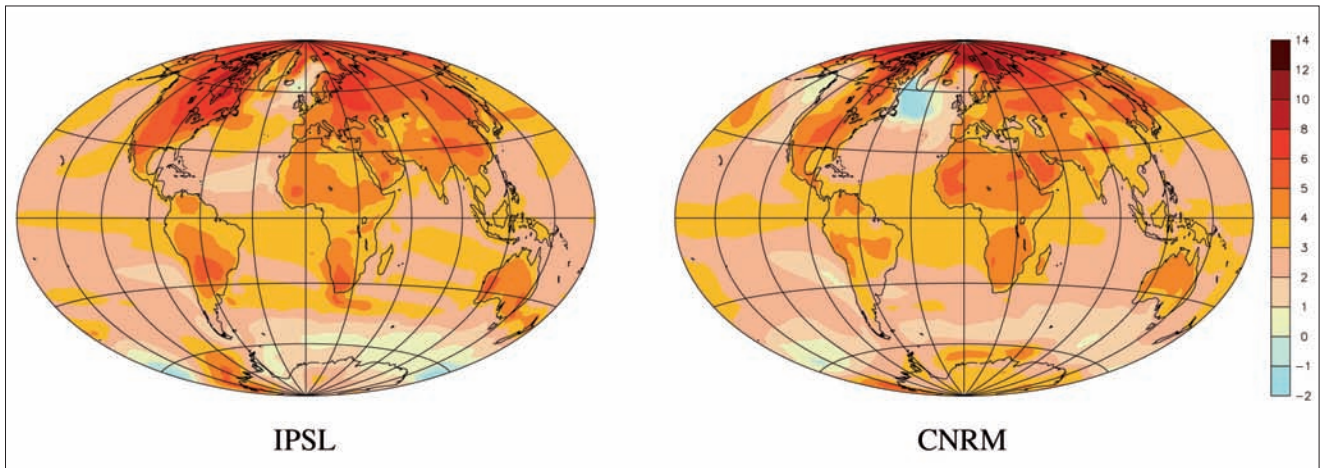


Figure 3 - Différence de la température (°C) de l'air à la surface de la Terre entre la fin et le début du XXI^e siècle, simulé par les modèles de l'IPSL (à gauche) et du CNRM (à droite), en considérant le scénario SRES-A2 pour l'évolution des concentrations des gaz à effet de serre.

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 et 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. Pourquoi le réchauffement simulé est-il significativement différent pour des modèles utilisant un même scénario d'évolution de gaz à effet de serre (GES) ? 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... ? Quels seront les changements de précipitations aux échelles régionales ? Les modèles climatiques nous donnent des indications, mais elles peuvent être contradictoires et il est parfois difficile d'établir leur fiabilité.

En ce qui concerne les modèles français, CNRM-CM3 et IPSL-CM4, plusieurs études ont permis d'évaluer, par comparaison avec des observations, leur fiabilité pour simuler l'évolution climatique récente. Ainsi, pour le XXI^e siècle, les deux simulent des tendances de température cohérentes avec les observations, aussi bien à l'échelle globale qu'à l'échelle de la France.

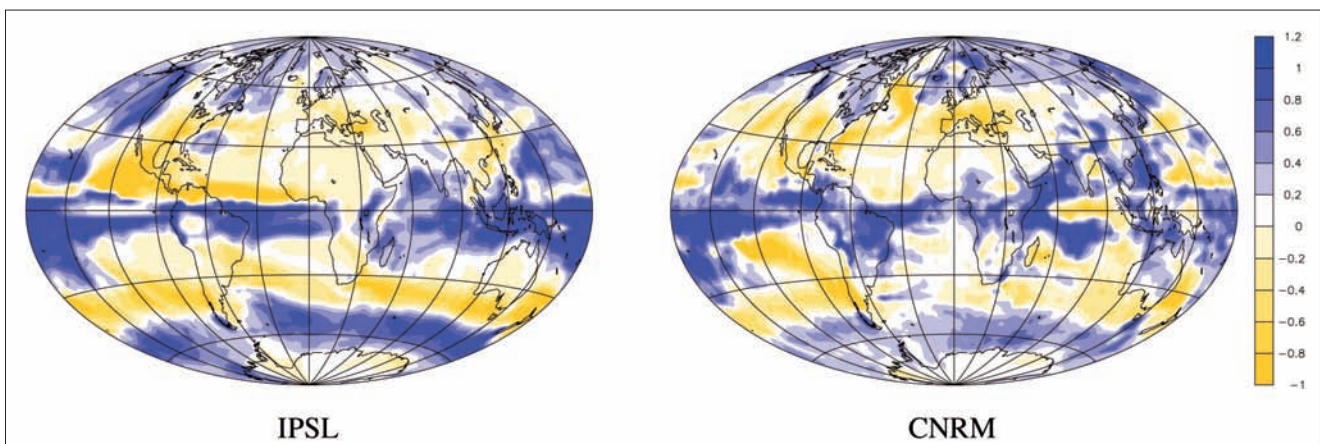
Pour le climat futur, les deux modèles simulent une évolution des températures assez semblable (figures 1, 2 et 3). Pour les précipitations, en revanche, les divergences sont plus importantes, notamment sur leur intensité au-dessus des continents et sur la distribution géographique de leur évolution (figure 4).

Rétroactions, incertitudes et variabilité climatique

Une modification de la concentration des gaz à effet de serre modifie le bilan énergétique de la Terre. Cette modification, appelée forçage radiatif, entraîne une modification de la température moyenne dont l'amplitude dépend, non seulement du forçage lui-même, mais aussi de la façon dont le système climatique dans son ensemble répond à ce forçage. Par exemple, la vapeur d'eau, la cryosphère et les nuages sont modifiés par un changement de température et ces modifications influencent le changement initial de température. Ces phénomènes, appelés phénomènes de rétroaction, jouent un rôle clé dans l'estimation de l'amplitude du réchauffement climatique.

Par nature, le climat moyen n'existe pas. Il représente l'intégration dans le temps de fluctuations de plus ou moins grandes

Figure 4 - Idem figure 3, mais pour les précipitations (en mm/j).



échelles spatiales et temporelles qui représentent sa variabilité. On parle de fluctuations journalières (le temps qu'il fait), de fluctuations interannuelles (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).

Variabilité et rétroactions contribuent aux incertitudes sur les simulations climatiques et leur étude est nécessaire pour progresser vers une meilleure anticipation du climat futur, en particulier à des échelles spatiales plus petites.

Rétroaction et nuages (chapitre 2)

Pour un scénario donné d'évolution des gaz à effet de serre, les modèles climatiques divergent dans l'ampleur du réchauffement global de la Terre. Il est reconnu depuis longtemps que cette incertitude provient avant tout des différences entre modèles dans la réponse radiative des nuages au changement climatique.

Le développement de nouvelles méthodologies pour analyser les mécanismes physiques de rétroaction dans les

modèles climatiques montre que c'est principalement la réponse des nuages de couche limite (stratus, stratocumulus et cumulus) qui est au cœur de ces incertitudes (figure 5). L'arrivée de nouveaux jeux de données d'observation spatiale par les satellites *Calipso* et *CloudSat* devrait aider à la compréhension de la physique de ces processus.

Cycle du carbone (chapitre 7)

La possibilité d'une rétroaction positive du changement climatique anthropique sur le cycle du carbone a été mise en évidence depuis peu. L'évolution future du climat pourrait en effet diminuer de façon drastique la capacité que les puits naturels, biosphère continentale et océans, ont à absorber le CO₂ anthropique. Cela aurait pour conséquence d'accélérer l'augmentation de la teneur atmosphérique en CO₂. Il faudrait alors revoir à la hausse les estimations de réchauffement qui sont faites.

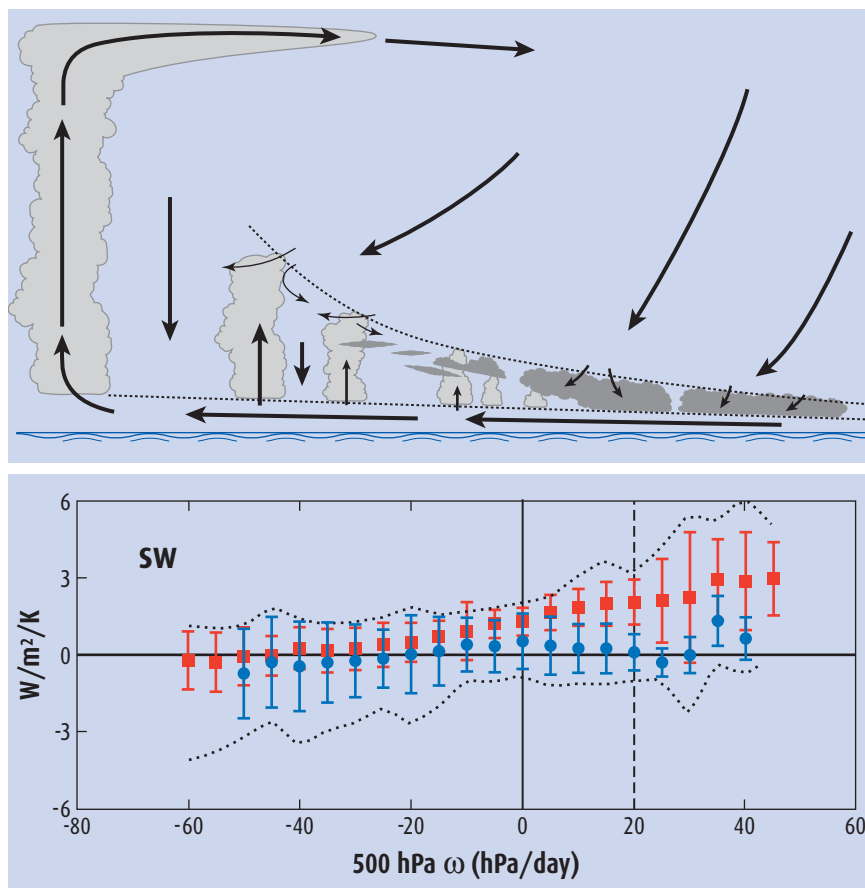
Les études menées dans le cadre du projet international de comparaison de modèles couplés climat-carbone, coordonné par l'IPSL, ont montré que cela conduisait à une amplification, toujours

positive, variant entre 20 et 200 ppm à l'horizon 2100, en fonction des modèles. Cette amplification est de 35 ppm pour le modèle de l'IPSL. Cette rétroaction positive pourrait induire un réchauffement de 1,5 °C supérieur aux estimations faites à l'aide des modèles climatiques sans cycle du carbone.

Cycle hydrologique (chapitre 5)

La réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques, bien que cruciale pour de nombreuses études d'impacts, reste encore incertaine pour de nombreuses régions.

Les projections d'intensité annuelle des précipitations demeurent très variables d'un modèle à l'autre, y compris à l'échelle globale continentale. Par ailleurs, dans les régions où les précipitations annuelles devraient augmenter, l'accroissement des ressources en eau n'est pas garanti si les pluies se concentrent sur une période relativement courte et si la capacité de stockage (réservoirs) ne permet pas de tirer parti de cet excédent. Au-delà de l'évolution des cumuls annuels, il est ainsi important d'avoir des projections de variabilité annuelle (figure 6).



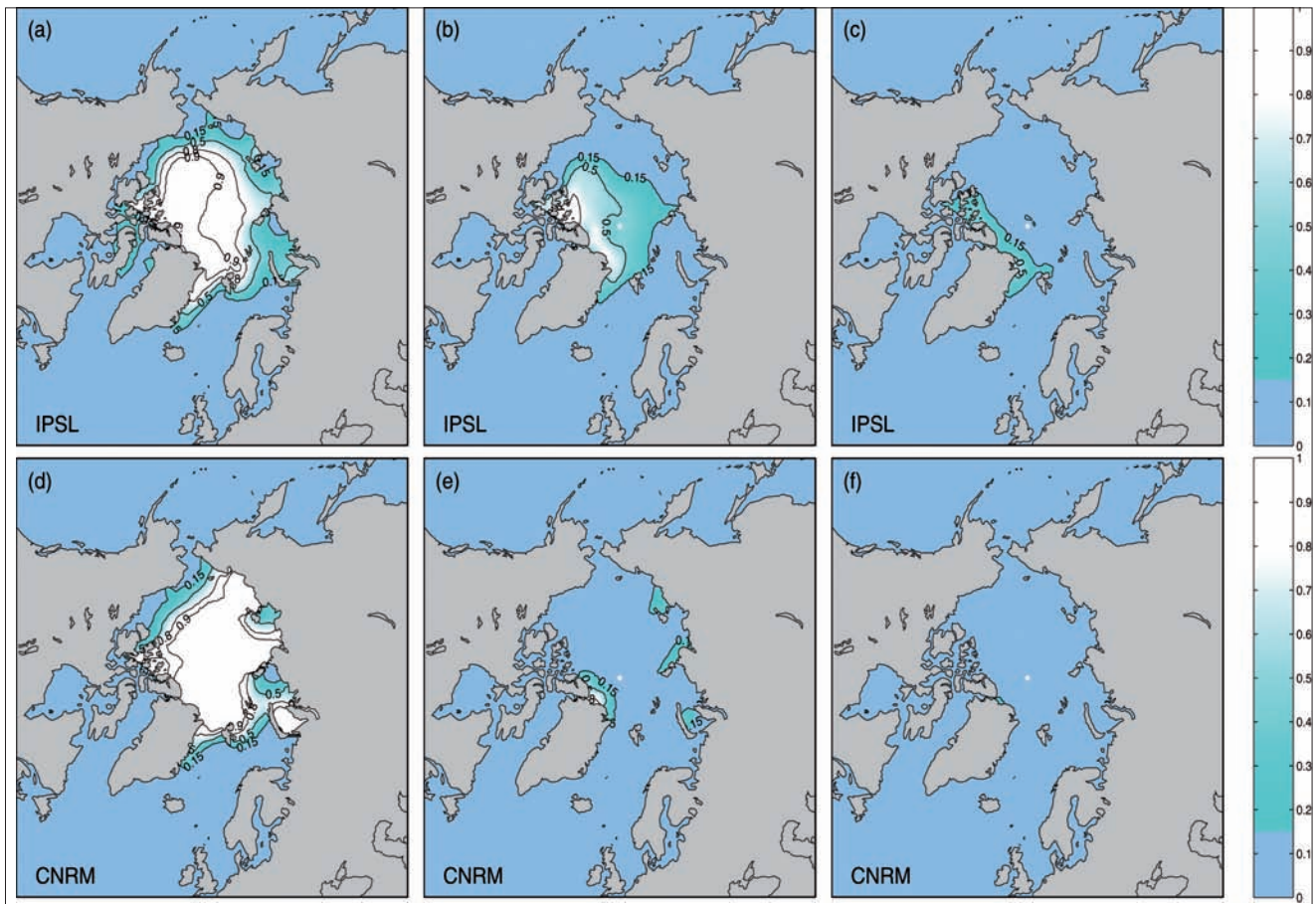
Modes de variabilité (chapitre 3)

Certains types de variabilité (saisonnière, interannuelle, décennale) peuvent être quantifiés et s'interpréter grâce à un nombre restreint de modes de circulation atmosphérique et/ou océanique typique. Ces modes sont caractérisés

Figure 5 - En haut : représentation schématique du type des nuages en fonction du régime de la circulation atmosphérique dans les tropiques. Ces régimes de circulation sont décrits par la vitesse verticale de l'air à 500 hPa, exprimée en hPa/f. Les valeurs négatives correspondent à des situations de subsidence et celles positives à des situations d'ascendance.

En bas : sensibilité du forçage radiatif ondes courtes des nuages tropicaux au réchauffement climatique dans différents régimes de la circulation atmosphérique, associés à différents types de nuages dominants (une sensibilité positive correspond à une diminution de la réflectivité du rayonnement solaire par les nuages). C'est dans les régimes de subsidence atmosphérique, caractérisés par la présence de nuages bas du type stratus, stratocumulus ou petits cumulus, que la réponse radiative des nuages au réchauffement diffère le plus entre les modèles climatiques sensibles [en rouge, moyenne des simulations de modèles prédisant un fort réchauffement climatique] et les modèles les moins sensibles [en bleu, modèles prédisant un réchauffement climatique moindre]. (Adapté de Bony et Dufresne, *Geophys. Res. Lett.*, 2005)

Figure 6 - Fraction de glace de mer, en moyenne pour le mois de septembre (extension minimale) en Arctique, simulée par les modèles CNRS/IPSL-CM4 (haut) et Météo-France/CNRM-CM3 (bas). (a), (d) : période 1960-1989, ces résultats sont très proches des observations par satellite dont on dispose actuellement ; (b), (e) : 2070-2099, scénario SRES-B1 ; (c), (f) : 2070-2099, scénario SRES-A2. Il apparaît ainsi que, même si les estimations de quantité de glace persistant à la fin de l'été varient selon le modèle et le scénario SRES utilisé, la tendance à la régression de la glace de mer est très nette.



par une structure spatiale quasi fixe, d'échelle assez grande (typiquement le bassin océanique) et une série temporelle signant 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 (ONA) qui domine les fluctuations du temps et du climat sur toute l'Europe.

Les projections pour le futur restent très incertaines en termes de modes de variabilité et la multiplication des modèles n'a fait qu'élargir le spectre des réponses possibles au forçage anthropique. Pourtant, tous s'accordent pour prévoir que l'Enso ne devrait pas connaître de changement significatif, son amplitude et sa fréquence ne devant pas être affectées par le réchauffement moyen du Pacifique tropical océanique (figure 7).

Sur l'Atlantique nord, une majorité de modèles simulent des changements aux moyennes et hautes latitudes caractérisés par une dynamique plus zonale qui se traduit en une augmentation des précipitations hivernales sur l'Europe de l'Ouest.

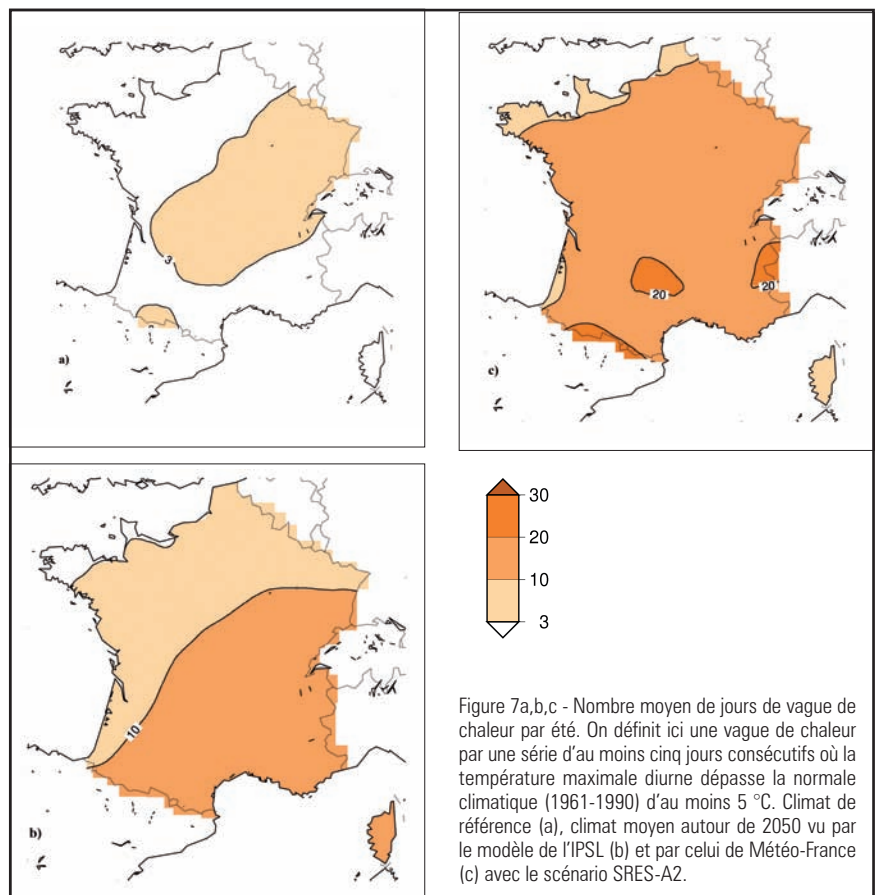


Figure 7a,b,c - Nombre moyen de jours de vague de chaleur par été. On définit ici une vague de chaleur par une série d'au moins cinq jours consécutifs où la température maximale diurne dépasse la normale climatique (1961-1990) d'au moins 5 °C. Climat de référence (a), climat moyen autour de 2050 vu par le modèle de l'IPSL (b) et par celui de Météo-France (c) avec le scénario SRES-A2.

En revanche, de grandes incertitudes demeurent sur les modes de variabilité liés aux régimes de mousson en Asie, en Afrique, et en Amérique du Sud. L'évolution de ces régimes est d'une importance vitale pour une grande partie de la population.

La cryosphère (chapitre 6)

Comprendre l'évolution actuelle et future des glaces continentales et marines est tout aussi important. Des observations satellitaires montrent que les glaces continentales ont contribué par leur fonte à une élévation du niveau des océans de près de 1 mm par an sur la période 1993-2005, à ajouter aux 2 mm par an dus à la dilatation thermique des océans en phase de réchauffement.

La glace de mer est actuellement en régression rapide en Arctique, particulièrement l'été. En revanche, aucune tendance significative n'est décelée jusqu'à présent en Antarctique

Les modèles de projections climatiques s'accordent pour simuler une amplification du réchauffement dans les régions polaires. Le réchauffement atmosphérique austral se traduirait par

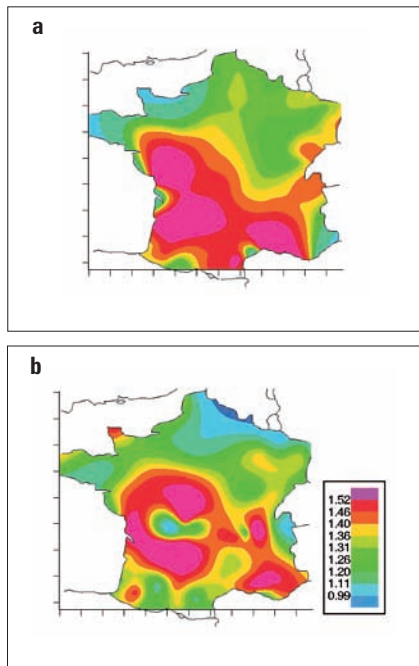


Figure 8 a,b - Signal de changement de température minimale journalière d'été calculé à partir de la moyenne de trois scénarios de changement climatique réalisés à partir du modèle Arpège-Climat à résolution variable. L'échelle est arbitraire mais le réchauffement augmente du bleu au rouge (a). Observation de la tendance de la température minimale journalière d'été sur la période 1971-2000. L'échelle est en dixième de degré par décennie (b).

une croissance de la calotte antarctique du fait d'une augmentation des précipitations neigeuses, tandis que l'élévation des températures en Arctique devrait accélérer la perte de masse de la calotte groenlandaise déjà observée par satellite.

Selon les modèles climatiques les plus récents, l'évolution de la couverture de la banquise en Antarctique, déjà essentiellement saisonnière, devrait être moins marquée qu'en Arctique où les simulations climatiques pour le XXI^e siècle indiquent une disparition progressive l'été, cette tendance devrait se poursuivre : ainsi, en été, l'océan Arctique pourrait être totalement libre de glace à la fin du XXI^e siècle (figure 8).

Régionalisation, détection et attribution du changement climatique

Il existe une forte demande, en particulier pour la mise en place de politiques pertinentes d'atténuation et d'adaptation, pour que le climat futur soit étudié à l'échelle locale et en termes de phénomènes extrêmes. Cela va de pair avec la poursuite des travaux en cours sur la détection et l'attribution à partir de données récentes.

Régionalisation et extrêmes (chapitre 4)

La traduction du changement climatique en termes de phénomènes extrêmes a été réalisée à partir de simulations à haute résolution sur la France, l'Europe et l'Atlantique nord, produites spécifiquement par les modèles de l'IPSL et du CNRM.

L'accent a été mis sur l'étude de la fréquence des vagues de chaleur, des tempêtes et des phénomènes de pluies abondantes ou de sécheresses sur le territoire métropolitain, et sur la fréquence des cyclones tropicaux sur l'Atlantique nord. Trois approches ont été utilisées : une approche directe à partir des résultats du modèle climatique, une approche statistique et une approche par la dynamique des types de temps.

Les résultats les plus significatifs sont que, à l'horizon de la fin du XXI^e siècle, la France métropolitaine devrait connaître un réchauffement en toutes saisons, plus marqué l'été que l'hiver et que la fréquence des vagues de chaleur devrait augmenter en été. Les précipitations en hiver devraient diminuer sur le Sud et augmenter sur le Nord.

La réponse de la fréquence des cyclones dépend de l'hypothèse faite sur l'évolution de la température des océans. Cependant, les modèles semblent s'accorder sur une augmentation des précipitations associées aux cyclones.

Détection et attribution (chapitre 8)

Les études menées au sein de la communauté française sont les premiers à suggérer qu'il est possible de détecter, dans les observations des températures minimales d'été en France, une empreinte spatiale du changement climatique d'origine anthropique.

Les travaux d'attribution montrent que la majeure partie du réchauffement est due à l'action combinée des gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés, à laquelle s'ajoute une petite contribution liée au mode d'oscillation multi-décennale atlantique (OMA).

Les études sur les précipitations montrent qu'il est également possible de détecter un signal anthropique sur les tendances hivernales des trois dernières décennies.

L'ensemble de ces résultats constitue une validation fine sur la période récente de la capacité du modèle climatique régional Arpège-Climat à reproduire divers aspects de la sensibilité du climat européen aux forçages anthropiques. Une méthode qui pourrait servir à mieux valider les modèles avant de les utiliser pour des projections régionales du climat du XXI^e siècle.

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

Jean-Louis Dufresne⁽¹⁾, D. Salas y Mélia⁽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⁾

(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

Dans le cadre de la préparation du 4^e rapport du Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat (Giec), paru 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.

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) published 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.

Des premiers concepts aux modèles complexes

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

Àu 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 notablement, 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 $1,2 \pm 0,1 \text{ }^\circ\text{C}$ 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 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 $1,3 \text{ }^\circ\text{C}$ lorsque l'humidité absolue de l'atmosphère restait constante, mais atteignait $2,4 \text{ }^\circ\text{C}$ 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.

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 incompréhensibles. 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.

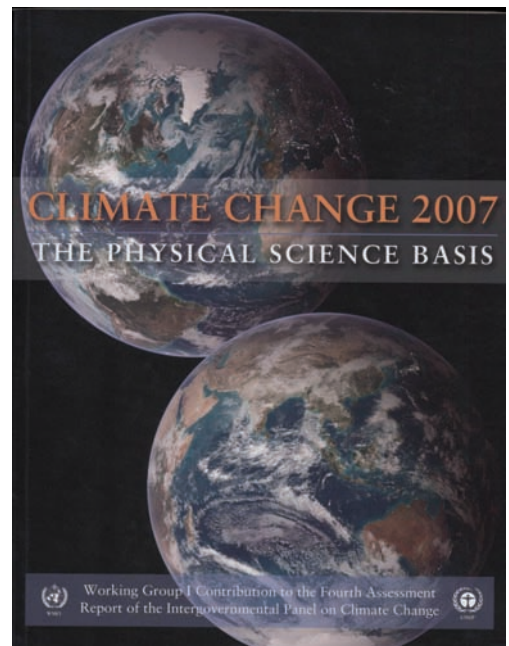
Les simulations pour le Giec

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 paru 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



Bilan 2007 des changements climatiques : les bases scientifiques physiques, le rapport compilé par le groupe de travail I du GIEC a été publié à Paris le 2 février 2007. Les différents rapports et résumés sont accessibles sur le site [www.ipcc.ch].

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.

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 futur 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 CO_2 ou le CH_4 , est bien connue. Elle est mesurée directement dans l'air depuis quelques

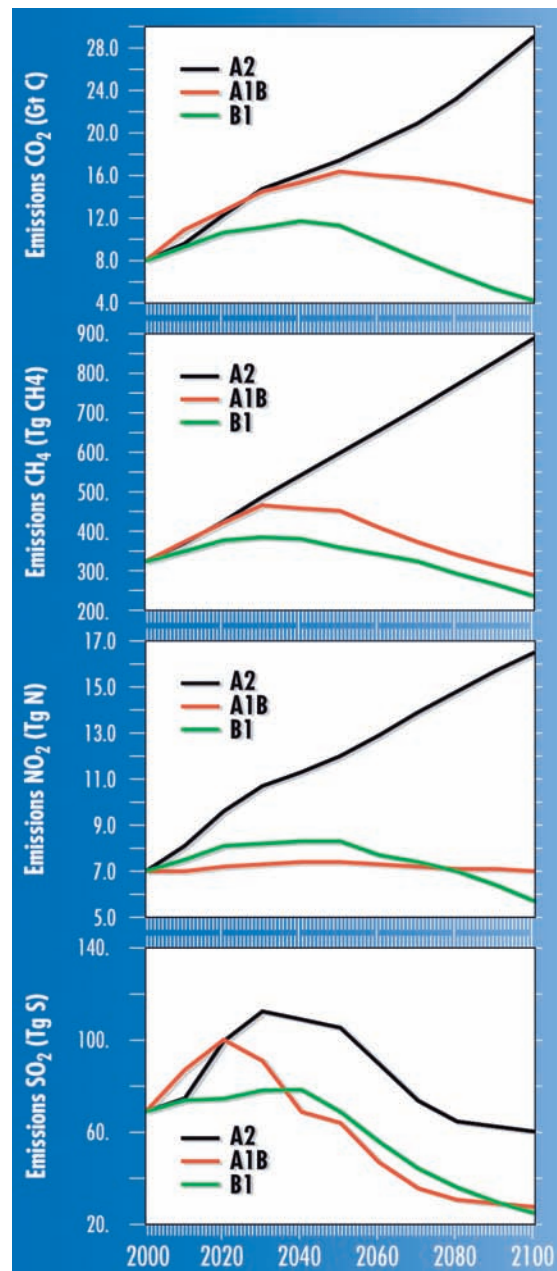


Figure 1 - Évolution des émissions dues aux activités humaines, pour les principaux gaz ayant une influence sur le climat, dans les scénarios SRES-A2 (courbe noire), SRES-A1B (courbe rouge) et SRES-B1 (courbe verte) du Giec. (Giec-2001)

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 CO_2 continuent de croître jusqu'en 2100 ;
- le scénario SRES-A1B où les émissions de CO_2 continuent de croître jusqu'en 2050, puis décroissent ;
- enfin le scénario SRES-B1 où les émissions de CO_2 sont presque stabilisées dès l'année 2000, puis décroissent à partir de 2050.

Les émissions de CO_2 ont principalement pour origine l'utilisation de combustibles fossiles (pétrole, charbon, gaz...) et les émissions de SO_2 proviennent du soufre présent dans ces combustibles. Pour des raisons sanitaires et de protection de l'environnement (le SO_2 étant notamment à l'origine des

dizaines d'années (depuis 1958 pour le CO_2) 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

« pluies acides »), les combustibles sont de plus en plus épurés de leur soufre avant utilisation, d'où une croissance des émissions de SO_2 moins rapide (ou une diminution plus rapide) que celles du CO_2 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 SO_2 , 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

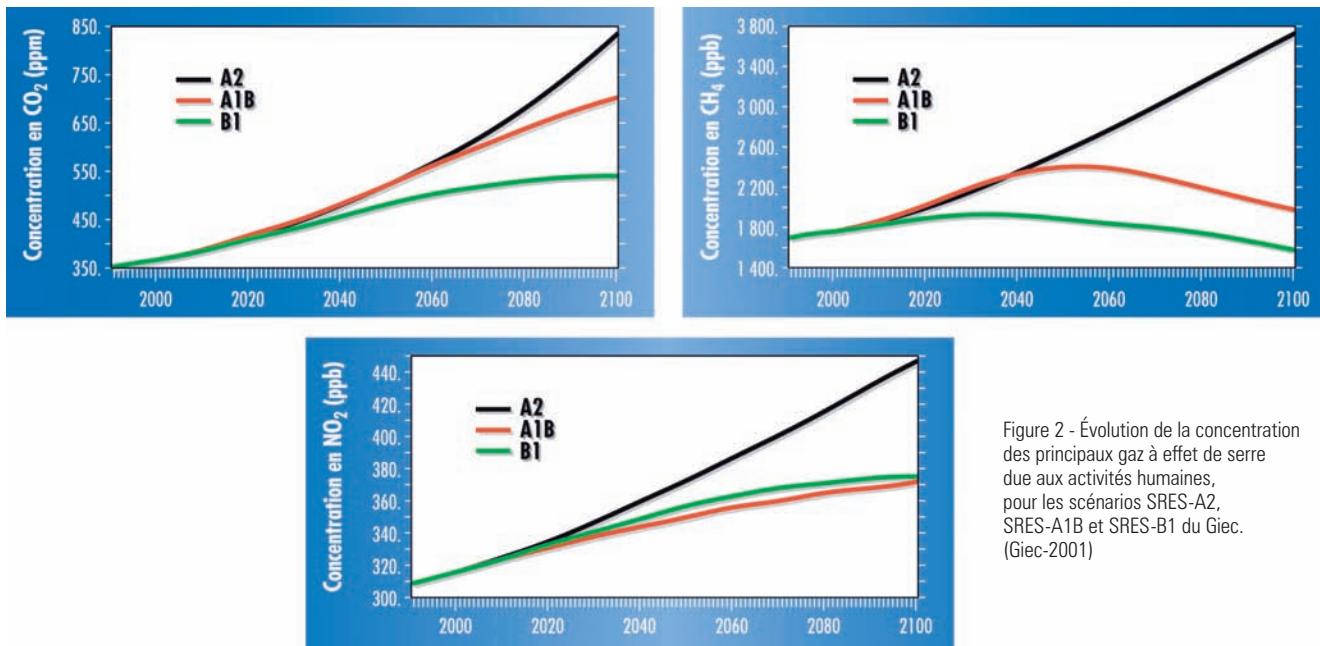


Figure 2 - Évolution de la concentration des principaux gaz à effet de serre due aux activités humaines, pour les scénarios SRES-A2, SRES-A1B et SRES-B1 du Giec. (Giec-2001)

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 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 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 leurs 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 Terre varie pendant les 500 ans d'environ 0,2 °C pour le modèle de l'IPSL et de 0,5 °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 jusqu'en 2100, alors que, pour le scénario SRES-B1, cette augmentation diminue progressivement

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	Orchidee
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	Gelato	LIM
Référence	(Salas y Méliá, 2002)	(Fichefet et Maqueda, 1997)
Résolution horizontale identique à celle de l'océan		

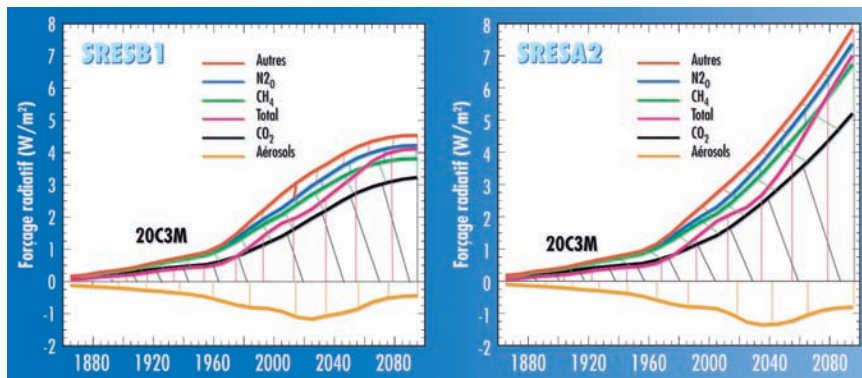


Figure 3 - Évolution du forçage radiatif total (tirets mauves) dû aux activités humaines et contribution des différents gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés à ce forçage. Les gaz « autres » sont notamment les CFC (dits « Freon ») et leurs remplaçants, les HFC.

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 scénario 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.

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 Freon) 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 $0,5\text{ °C}$ 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 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.

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

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 $0,5\text{ °C}$ et $0,7\text{ °C}$ 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) : $3,5\text{ °C}$ par rapport à la température d'aujourd'hui, et $4,5\text{ à }5\text{ °C}$ 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 CO_2 constante à sa valeur d'aujourd'hui, la température continue à croître très légèrement, du fait de l'inertie thermique du système (figure 4).

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

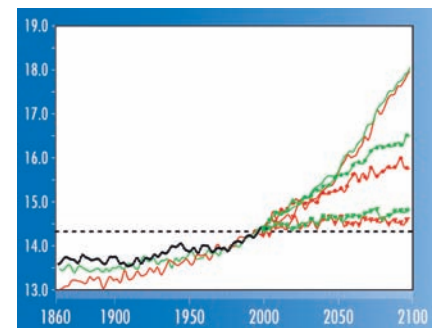


Figure 4 - Évolution de la température ($^{\circ}C$) moyenne de surface de la globe observée (en noir, de 1860 à 2004), et simulée par les modèles du CNRM (en rouge) et de l'IPSL (en vert). Après l'an 2000, on utilise, soit le scénario SRES-A2 (trait continu), soit le scénario SRES-B1 (trait avec cercles), ou bien on maintient la concentration de CO_2 constante (trait avec triangles). La droite horizontale en trait pointillé correspond à la température en 2000. Les observations sont celles compilées par le Climatic Research Unit (CRU) au Royaume-Uni. (Jones et Moberg, 2003)

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, gauche). 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 imperfections 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 » 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, droite).

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

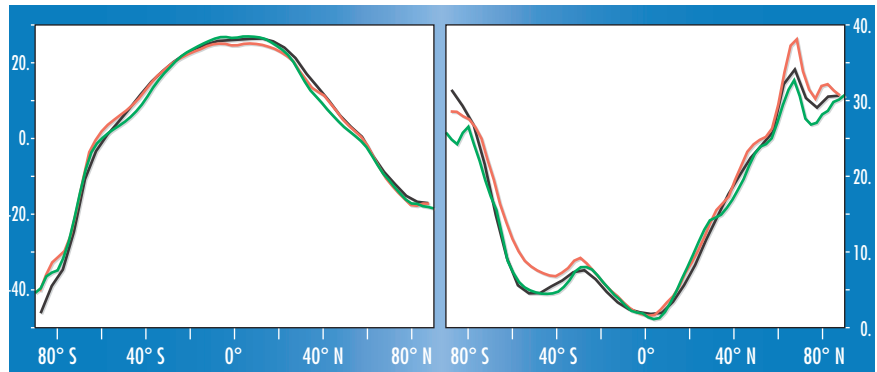


Figure 5 - Moyenne zonale de la température (°C) de l'air près de la surface, sur la période 1960-1989, observée (en noir), et simulée par les modèles du CNRM (en rouge) et de l'IPSL (en vert). À gauche, moyenne annuelle. À droite, amplitude du cycle saisonnier. (Observations : compilation CRU, Jones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

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 diri-

gée 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 trop fort pour les deux modèles au-dessus du

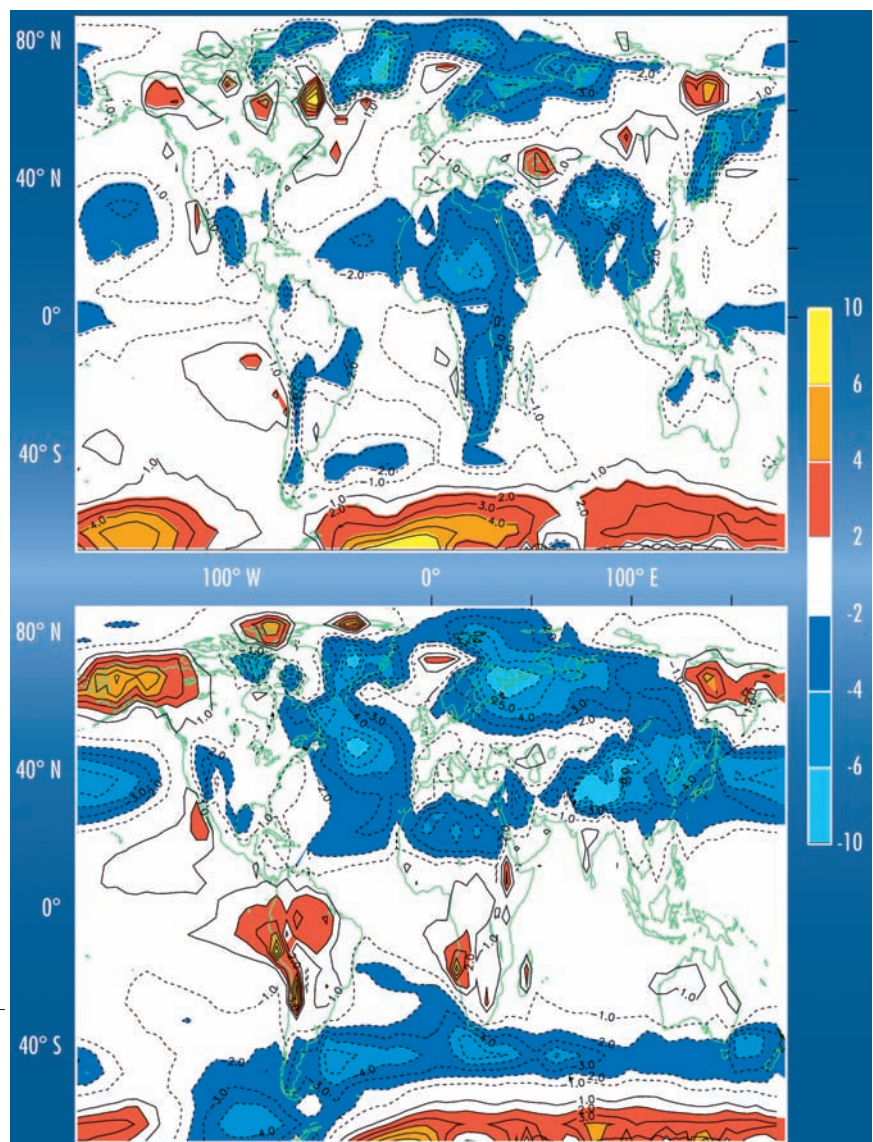
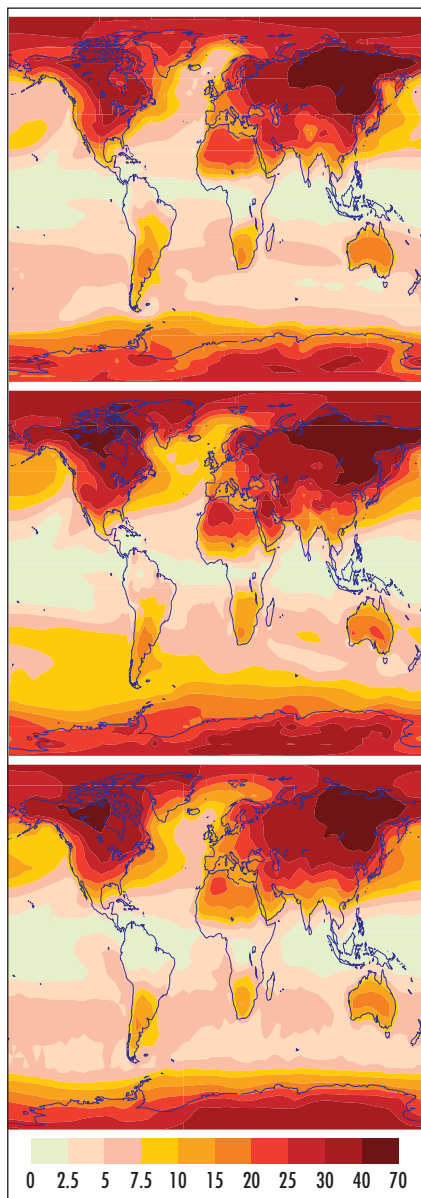


Figure 6 - Différence (°C) entre la température annuelle de l'air près de la surface simulée par les modèles et celle observée, en moyenne sur la période 1960-1989. En haut, modèle CNRM-CM3, en bas modèle IPSL-CM4. (Observations : compilation CRU, Jones et Moberg, 2003)

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 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.

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

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 (en haut), CNRM-CM3 (au milieu) et observée (en bas). (Observations : compilation CRU, Jones et Moberg, 2003)

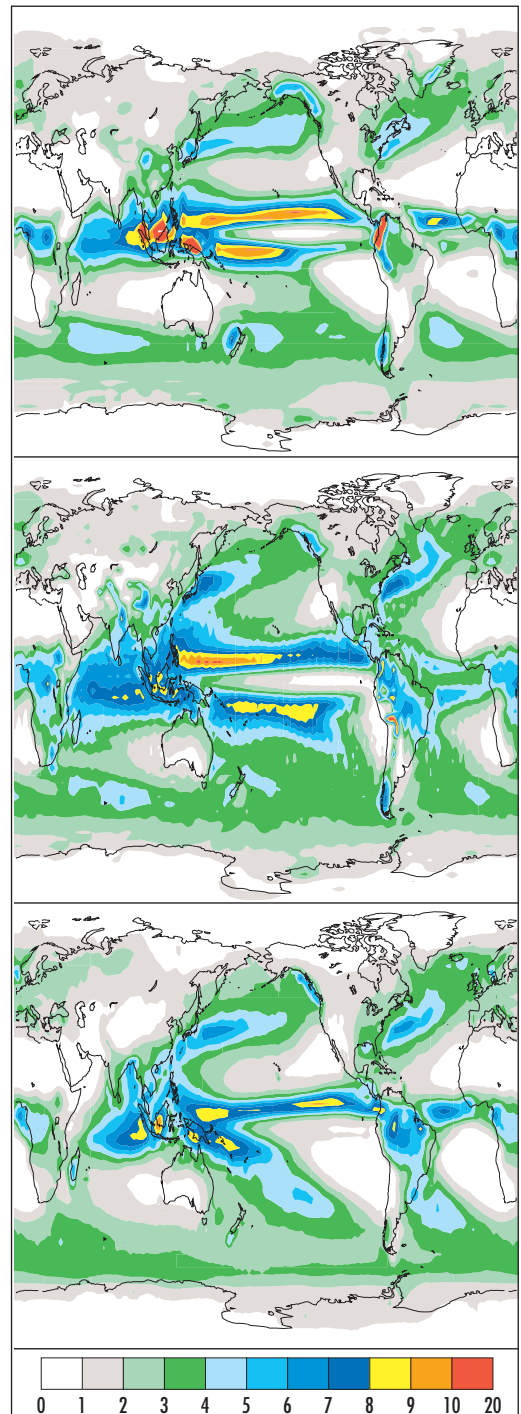


Figure 8 - Distribution géographique des précipitations moyennes annuelles (mm/j) simulées par le modèle IPSL-CM4 (en haut), CNRM-CM3 (au milieu) et observées (en bas). Les observations proviennent du Global Precipitation Climatology Project (GPCP). (Adler et al., 2003)

modèles ne prévoyaient 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 9a, c, page suivante).

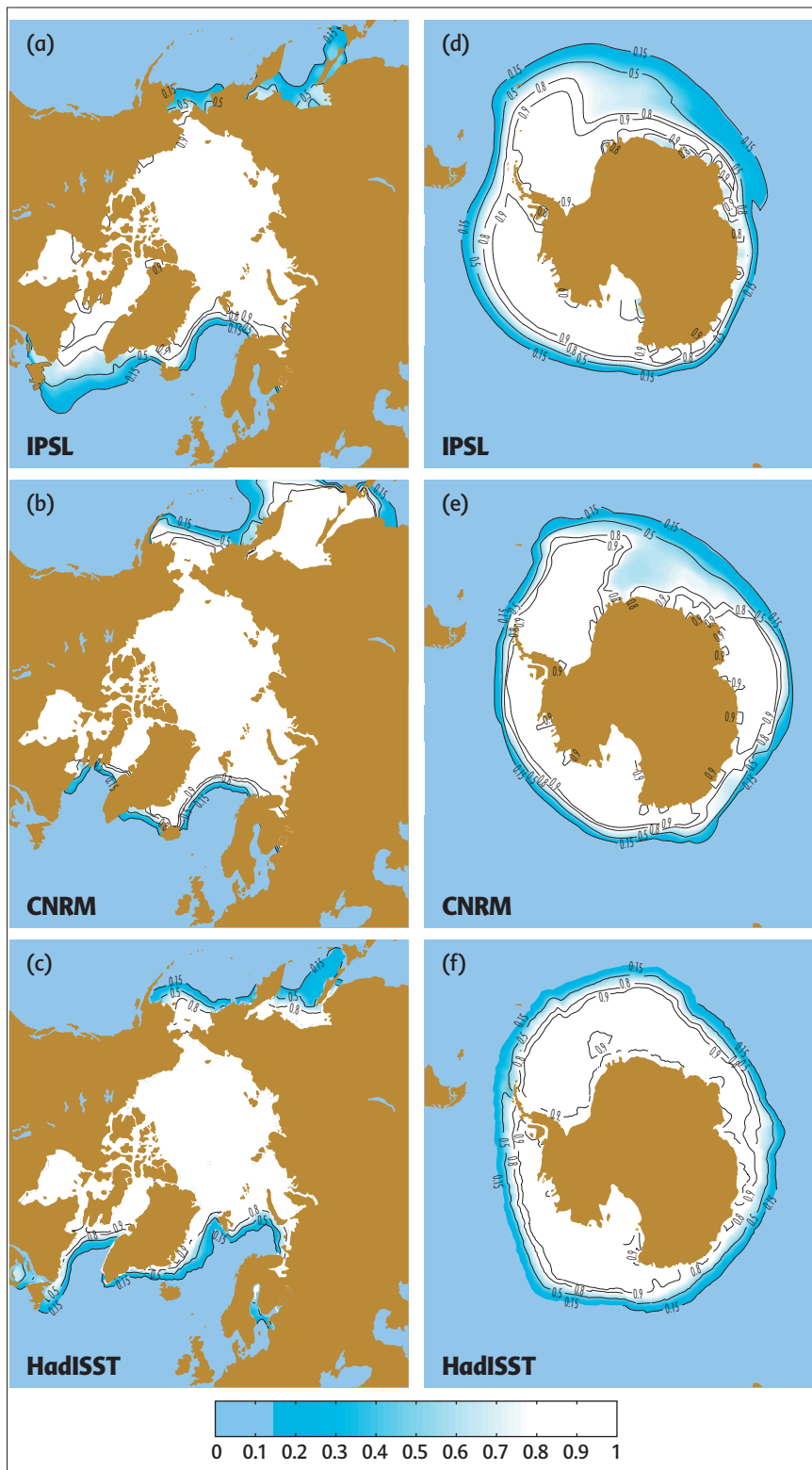


Figure 9 - Fraction de glace de mer, en moyenne pour les mois de mars en Arctique (à gauche) et de septembre en Antarctique (à droite), sur la période 1960-1989, correspondant à l'extension maximale de glace pour les deux régions.

(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)

- 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 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 l'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'exécède 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.

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 :

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 environ de sa valeur maximale (figure 9f). Les deux modèles climatiques (contrairement aux versions précédentes) simulent correctement ce cycle saisonnier, particulièrement pendant l'hiver (figure 9d, 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.

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.

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.m² sur océan et 2,8 W.m² sur continent ; pour l'IPSL, elle est de 9,8 W.m² sur océan et 0,2 W.m² 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.

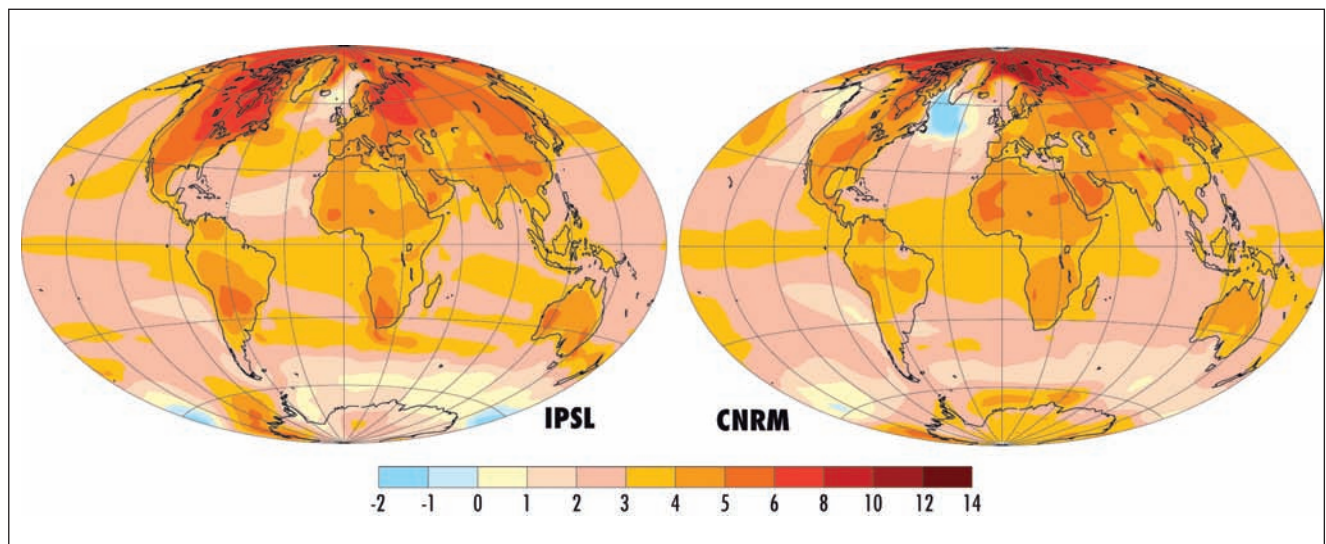
Aux moyennes et hautes latitudes, la faible augmentation de la température de l'océan est en partie due à son inertie

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

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, simulée par les modèles de l'IPSL (à gauche) et du CNRM (à droite), en considérant le scénario SRES-A2 pour l'évolution des concentrations des gaz à effet de serre.



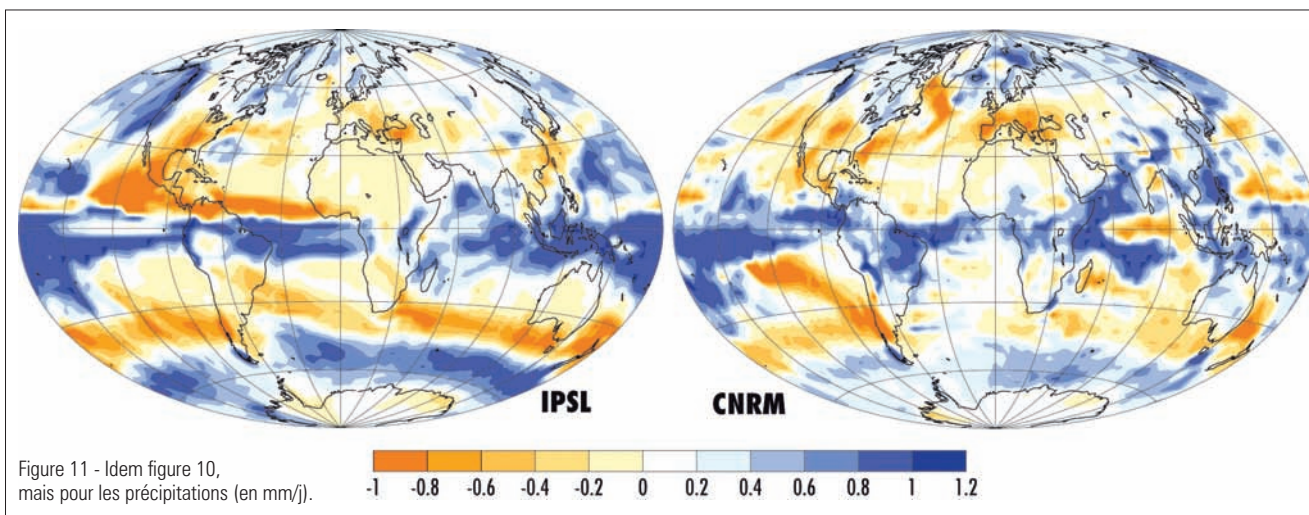


Figure 11 - Idem figure 10, mais pour les précipitations (en mm/j).

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 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 sub-

tropicales (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'incertitudes 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 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

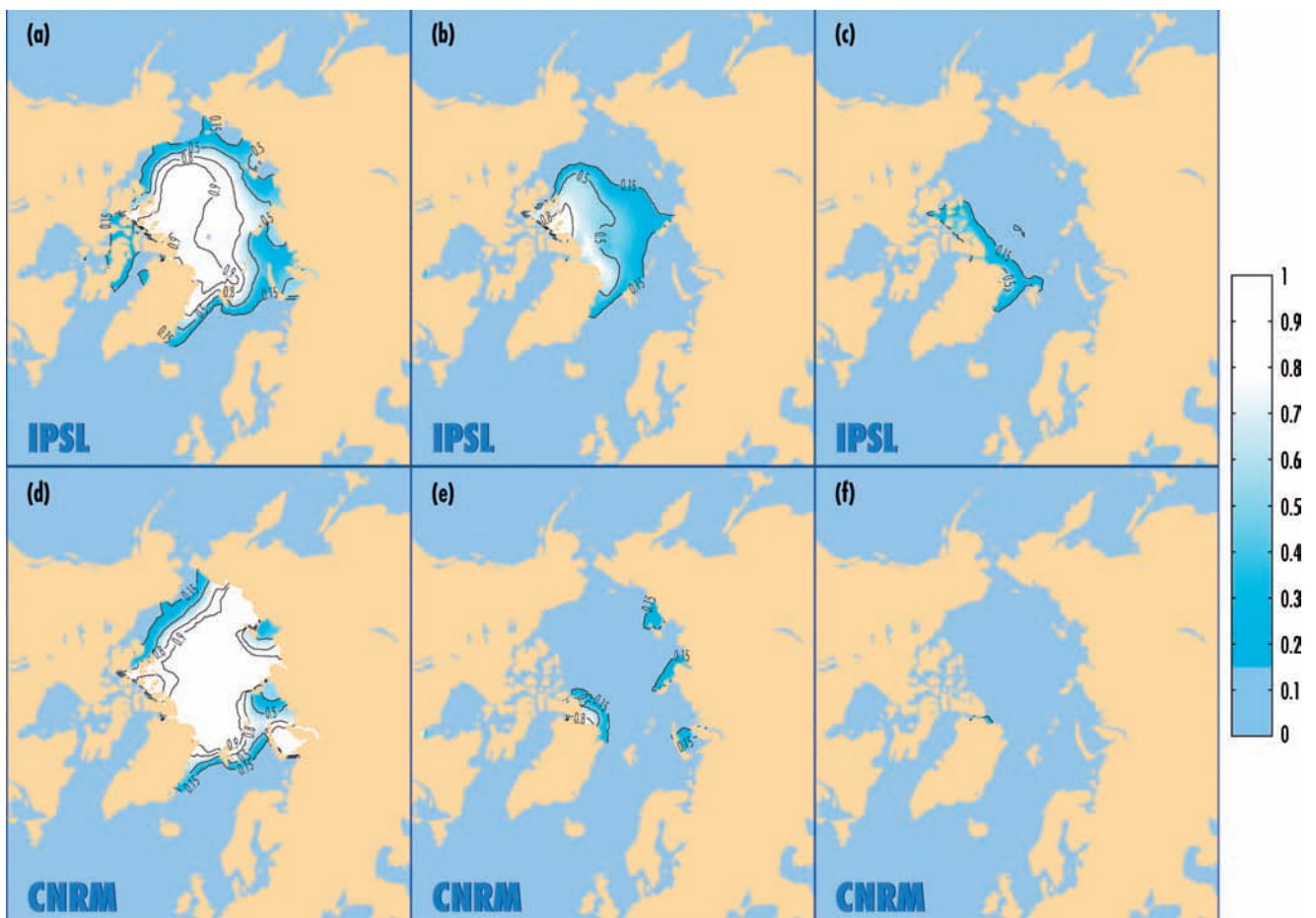
Même si les modèles climatiques n'ont pas une résolution suffisante pour décrire correctement le climat partout en France métropolitaine, nous avons voulu regarder comment il simulait une grandeur climatique telle que la température moyenne estivale (de juin à août), et comment son évolution pouvait 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 $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour les observations et d'environ $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 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

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.



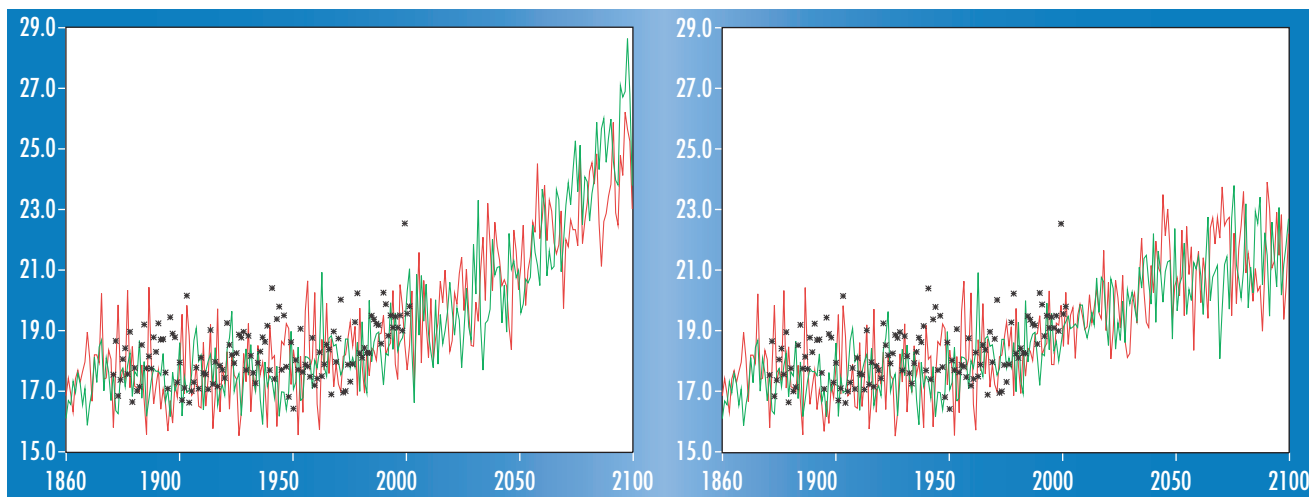


Figure 13 - Évolution de la température moyenne (°C) durant les trois mois d'été (juin à août) en France métropolitaine ; observée (étoiles noires, de 1880 à 2005), et simulée par les modèles du CNRM (en rouge) et de l'IPSL (en vert). Après l'an 2000, on utilise, soit le scénario SRES-A2 (courbes du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

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.

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 leurs 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 réchauffe-

ment 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. P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin et E. Nelkin, 2003 : The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *J. Hydrometeorol.*, 4, 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. Fichefet 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. Ramaswamy, 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 Méliá, 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.
- Fichefet 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 : *Cœuvres 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/IPSCLM4/>.
- **Pham M., O. Boucher et D. Hauglustaine**, 2005 : Changes in atmospheric sulfur burdens and concentrations and resulting radiative forcings under IPCC SRES emission scenarios 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. Klinker**, 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 Méliá D.**, 2002 : A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, 4, 137-172.
- **Salas y Méliá 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. Delecluse, É. Guilyardi et O. Marti**, 2007 : The impact of global freshwater forcing on the Thermohaline Circulation: Adjustment of North Atlantic convection sites in CGCM. *Climate Dyn.*, 28, 291-305, 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.

Processus régissant la sensibilité climatique

Sandrine Bony et Jean-Louis Dufresne

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

Une modification de la concentration des gaz à effet de serre modifie le bilan énergétique de la Terre. Cette modification, appelée forçage radiatif, entraîne une modification de la température moyenne de la Terre dont l'amplitude dépend non seulement du forçage lui-même mais aussi de la façon dont le système climatique dans son ensemble répond à ce forçage. Par exemple, la vapeur d'eau, la cryosphère et les nuages sont modifiés par un changement de température et ces modifications influencent le changement initial de température. Dans cet article, nous montrons tout d'abord que ces phénomènes, dits de rétroaction, jouent un rôle clé dans l'estimation de l'amplitude du réchauffement climatique en réponse à un doublement de la concentration de l'atmosphère en CO_2 . Nous montrons également que l'amplitude de ce réchauffement est différent selon les modèles et que cette différence a pour principale origine la réponse des nuages, et particulièrement des nuages bas.

Processes governing climatic sensibility

A change in greenhouse gas concentration changes the radiative budget of the Earth, and thus exerts a radiative forcing on the climate system that modifies the global mean surface temperature. The magnitude of this change depends both on the radiative forcing and on the global climate response. For instance, water vapour, the cryosphere and clouds are modified when the temperature changes, and these modifications affect the initial temperature change. In this paper we show that all these phenomena, referred to as feedbacks, play a key role in the magnitude of the temperature change due to a doubling of the CO_2 concentration. We also show that the magnitude of this temperature change varies substantially among models. This arises primarily from inter-model differences in the response of clouds, particularly low-level clouds.

Le climat de la Terre est décrit par de nombreuses variables et a un comportement très complexe. En représentant l'essentiel de cette complexité, les modèles de circulation générale sont relativement réalistes mais aussi assez difficiles à analyser. Une façon de décrypter et de synthétiser la masse d'information qu'ils produisent est de se baser sur des modèles théoriques très simples, tels les modèles énergétiques à 0 dimension. Cela permet, par exemple, d'analyser les changements de température de surface de la Terre en réponse à une modification de l'effet de serre et d'identifier les principaux mécanismes qui influencent ces changements. Cette problématique est connue sous le nom d'étude de la sensibilité climatique et des mécanismes de rétroaction.

Sensibilité climatique et rétroactions climatiques

La sensibilité climatique est un indicateur global qui quantifie la variation de température de surface de la Terre en réponse à une perturbation, telle un doublement de la concentration de l'atmosphère en CO_2 . Cet indicateur est souvent utilisé pour comparer très simplement la réponse des différents modèles, ou pour normaliser les variations du climat, lorsque l'on veut par exemple comparer la distribution géographique des variations de température, de précipitations ou autres. Cet indicateur est un diagnostic simple et n'est en aucune façon une grandeur physique en soi.

Les perturbations du forçage radiatif

Une perturbation, telle l'augmentation de la concentration d'un gaz à effet de serre, modifie l'équilibre énergétique de la planète. Pour quantifier cette perturbation, on définit une grandeur, appelée **forçage radiatif**, comme étant l'effet de cette perturbation sur le bilan énergétique au sommet de l'atmosphère, en supposant que toutes les autres caractéristiques de l'atmosphère et de la surface restent fixées. Aujourd'hui, 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 consti-

tuants 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 (comme 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.

Le doublement du dioxyde de carbone

À titre d'exemple, pour un doublement de la concentration de l'atmosphère en CO_2 , 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 y a 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⁽¹⁾ de $3,7 \pm 0,2 \text{ W.m}^{-2}$. Ce déséquilibre énergétique (ou forçage radiatif) va entraîner un changement de la température de surface de la Terre. Un premier calcul très simple consiste à supposer que la température de l'atmosphère et de la surface peut changer, mais que :

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

On obtient dans ce cas un accroissement de température à climat fixé en réponse à ce forçage. Ce calcul est précis car l'on connaît la loi du corps noir et l'on sait calculer les échanges radiatifs lorsque toutes les propriétés radiatives sont connues. Toujours avec l'exemple d'un doublement de CO_2 , on obtient un accroissement de température de $1,2 \pm 0,1 \text{ }^\circ\text{C}$ avec ces hypothèses simplificatrices.

Les rétroactions

Dans la réalité, dès que l'on change la température de surface, toutes les variables climatiques (vent, humidité, nuages, pluie, couverture neigeuse...) sont modifiées. Certaines de ces variations vont entraîner un changement du bilan énergétique au sommet de l'atmosphère, qui va à son tour entraîner un changement de la température d'équilibre de la surface. On appelle cela une

boucle de rétroaction. Celle-ci peut être, soit positive (la boucle amplifie l'accroissement initial de température), soit négative (la boucle atténue l'accroissement initial).

Les principales boucles de rétroactions du climat sont les suivantes :

- la rétroaction vapeur d'eau : l'augmentation de la température tend à augmenter le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, ce qui augmente l'effet de serre et donc la température de surface ;
- la rétroaction des nuages : les changements de vapeur d'eau et de circulation atmosphérique modifient la couverture nuageuse et ses propriétés radiatives, et donc la fraction de rayonnement solaire qu'ils réfléchissent et leur contribution à l'effet de serre ;
- la rétroaction due à l'albédo de surface : l'augmentation de la température de surface peut changer les propriétés radiatives de la surface (car la neige ou la glace de mer fondent plus vite), qui absorbera alors plus de rayonnement solaire et réchauffera davantage son environnement.

Analyse des rétroactions dans les modèles climatiques ayant participé au 4^e rapport du Giec

La comparaison des modèles climatiques

Pendant longtemps, en gros jusqu'au 3^e rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (Giec), l'analyse des rétroactions climatiques a été limitée à quelques modèles. Ces études isolées mettaient en évidence la très grande sensibilité des rétroactions à la modélisation de divers processus, notamment à la représentation des nuages. Ces dernières années, en vue de la préparation du 4^e rapport du Giec, la situation a radicalement changé avec l'organisation de vastes projets d'intercomparaison

(1) On considère ici le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère avec ajustement stratosphérique. Cette méthode suppose que la stratosphère s'ajuste de sorte que le bilan radiatif reste inchangé. Elle permet de rendre le forçage radiatif mieux adapté à l'étude des variations lentes du climat.

de modèles, par exemple Climate Model Evaluation Project (CMEP), Cloud Feedback Model Intercomparison Project (CFMIP). Pour la première fois, les rétroactions climatiques ont été quantifiées dans un grand nombre de modèles (Colman, 2003 ; Hall et Qu, 2006 ; Soden et Held, 2006 ; Webb et al., 2006 ; Winton et al., 2006), et de nouvelles méthodologies d'analyse et d'évaluation de ces rétroactions ont été développées (Bony et al., 2004 ; Forster et Collins, 2004 ; Bony et al., 2006 ; Hall et Qu, 2006 ; Webb et al., 2006 ; Williams et al., 2006). Grâce à ces différentes études, des progrès substantiels ont été réalisés dans la compréhension des écarts de sensibilité climatique entre les modèles, ainsi que dans l'évaluation observationnelle de certaines composantes clés dans des rétroactions. La communauté française a joué un rôle majeur dans ces activités de recherche ainsi que dans la rédaction de la partie du 4^e rapport du Giec concernant ce sujet.

Les modèles climatiques participant au 4^e rapport du Giec indiquent qu'un doublement de CO₂ aura pour conséquence un accroissement de température de 2 à 4,5 °C, avec une moyenne à 3 °C environ (partie gauche de la figure 1). Ainsi, les rétroactions climatiques multiplient la variation initiale de la température par un facteur allant de 2 à 3,5 environ. On peut également remarquer sur cette figure que ce sont les rétroactions climatiques qui sont à l'origine des incertitudes sur les changements de température, le calcul sans rétroaction étant, lui, assez précis.

Pour chacun des modèles, on peut ensuite diagnostiquer la contribution des trois principales boucles de rétroaction (nuages, albédo de surface, vapeur d'eau) à cet accroissement supplémentaire de température (partie droite de la figure 1, d'après Soden et Held, 2006).

La rétroaction vapeur d'eau

Du fait des propriétés thermodynamiques de la vapeur d'eau, une augmentation de la température entraîne une augmentation de la quantité de vapeur d'eau au point de saturation. Si l'humidité relative de l'atmosphère reste constante, une augmentation de la température se traduira donc par une augmentation du contenu de l'atmosphère en vapeur d'eau, et donc par un accroissement de l'effet de serre. La vapeur d'eau étant le principal gaz

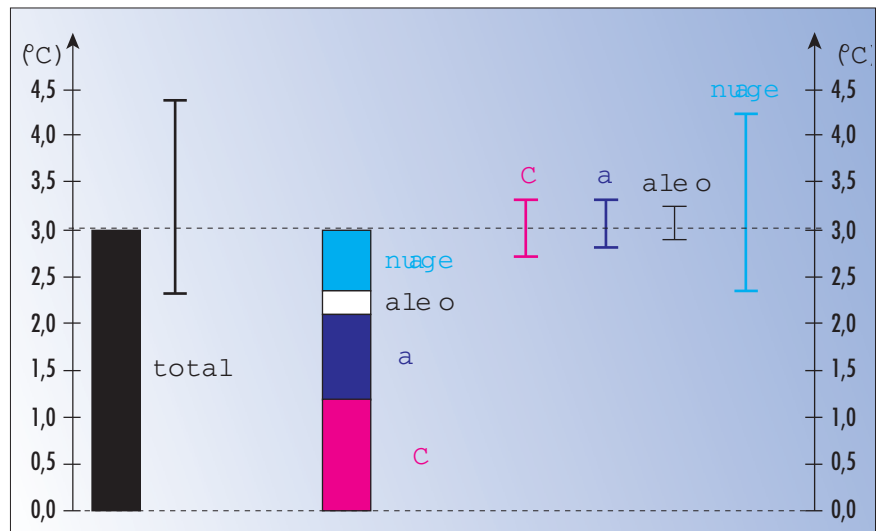


Figure 1 - La barre noire large à gauche représente le réchauffement global prédit par les modèles en réponse à un doublement de la concentration en CO₂, soit en moyenne de 3 °C, avec une dispersion entre modèles de 2,2 à 4,5 °C (moyenne plus ou moins un écart type) représentée par la barre d'erreur contiguë. La barre colorée au centre représente les contributions moyennes à ce réchauffement, dues uniquement au doublement de CO₂ (c'est-à-dire en négligeant les rétroactions chimiques, noté 2 x CO₂) et aux différentes rétroactions à ce réchauffement, liées aux changements de vapeur d'eau (notés vap.), d'albédo de surface et des nuages. Les barres d'erreur à droite représentent l'incertitude sur le réchauffement provenant de l'incertitude associée à chacune de ces contributions (estimées d'après la dispersion entre modèles).

à effet de serre, nous sommes en présence d'une rétroaction positive qui est très forte.

Mais, dans les régions tropicales, le profil vertical de température est très proche du profil adiabatique humide. Lorsque la quantité de vapeur d'eau augmente, ce profil de température est modifié. Les températures en altitude augmentent plus que les températures près de la surface, ce qui a tendance à diminuer l'effet de serre. Nous sommes en présence d'une rétroaction négative. Comme ces deux rétroactions, de signes opposés, sont très corrélées entre elles, on les associe souvent. Cette rétroaction « combinée », bien que beaucoup moins forte que la rétroaction vapeur d'eau seule, constitue la principale rétroaction amplificatrice de la sensibilité climatique (partie droite de la figure 1).

Les explications ci-dessus reposent sur l'hypothèse d'un changement quasi nul de l'humidité relative. Les modèles atmosphériques n'incluent pas explicitement cette hypothèse, mais incluent une modélisation des phénomènes physiques intervenant dans le cycle de l'eau : évaporation, transport, condensation, formation des nuages et des précipitations. Lorsque l'on réalise des simulations de changements climatiques avec les modèles, les résultats correspondent à un changement quasi nul de l'humidité relative. La confiance que l'on porte à la rétroaction vapeur d'eau des modèles dépend

en premier lieu de la crédibilité de ce comportement. Plusieurs études récentes suggèrent que ce comportement ne résulte pas d'un artéfact numérique (en particulier cela ne semble pas trop dépendre de la résolution verticale des modèles). D'autre part, pour des variations climatiques associées à des changements relativement faibles de la circulation atmosphérique (ce que les modèles suggèrent pour un réchauffement global de la planète ou pour des variations décennales du climat), les observations montrent également une quasi-constance de l'humidité relative à grande échelle. Enfin, il est apparu ces dernières années que la vapeur d'eau stratosphérique (généralement mal simulée par les modèles) jouait probablement un rôle minime dans l'amplitude globale de la rétroaction vapeur d'eau. Pour toutes ces raisons, on pense que l'amplitude de la rétroaction vapeur d'eau des modèles est probablement du bon ordre de grandeur.

Toutefois, s'agissant de la rétroaction la plus puissante du système climatique, on peut considérer qu'évaluer l'ordre de grandeur ne suffit pas. Pour aller plus loin, il sera nécessaire d'évaluer plus finement la capacité des modèles à représenter les processus physiques susceptibles de contrôler les changements d'humidité relative en changement climatique. Parmi ces processus, la précipitation des nuages convectifs, l'évaporation des cristaux de glace et le mélange turbulent entre l'air nuageux et l'atmosphère alentour

méritent une attention particulière. En parallèle, pour s'assurer que les modèles représentent correctement la distribution de la vapeur d'eau dans une grande gamme de conditions climatiques (et a fortiori en changement climatique), il s'agira d'évaluer plus finement que par le passé le réalisme des variations naturelles de la vapeur d'eau simulées à différentes échelles de temps (diurne, intrasaisonnière, saisonnière, interannuelle, décennale). Une attention particulière devra être portée aux variations de vapeur d'eau en altitude, car ce sont elles qui ont la plus grande capacité à modifier l'intensité de l'effet de serre.

La rétroaction liée aux changements de neige et de glace

C'est dans les régions polaires que les modèles prédisent le plus fort réchauffement en changement climatique. Les rétroactions liées à la cryosphère en sont en partie responsables. L'augmentation de la température globale de la planète entraîne une fonte accrue de la neige et de la glace de mer. Cela entraîne une augmentation du rayonnement solaire absorbé à la surface, ce qui amplifie le réchauffement. Des études récentes suggèrent que ces rétroactions jouent bien un rôle clé à l'échelle régionale, mais, qu'à l'échelle globale, une autre rétroaction joue également un rôle important : c'est l'augmentation du transport de la vapeur d'eau des moyennes vers les hautes latitudes.

L'évaluation des rétroactions liées à la glace de mer se heurte encore beaucoup au manque d'observations. En revanche, nous assistons aujourd'hui aux premières tentatives d'évaluation de la rétroaction radiative liée à la neige : dans les modèles participant au 4^e rapport du Giec, la relation entre variations de température de surface et albédo de la neige établie pour le cas d'un changement climatique s'avère, pour chacun des modèles, très similaire à celle établie dans le cas de variations saisonnières du climat présent (Hall et Qu, 2006). L'utilisation d'observations pour évaluer la rétroaction à l'échelle saisonnière offre donc la possibilité d'évaluer aussi, indirectement, la rétroaction en changement climatique. Dans cette étude, le modèle du Centre national de recherches météorologiques (CNRM) semble simuler une rétroaction neige-albédo

un peu faible, tandis que le modèle de l'IPSL simule une rétroaction du bon ordre de grandeur. Toutefois, d'autres diagnostics de comparaison modèles-observations considérant d'autres échelles de temps sont nécessaires pour tester la robustesse de ce résultat.

La rétroaction liée aux nuages

La diversité des rétroactions liées aux nuages est considérée depuis plus de quinze ans (et le 1^{er} rapport du Giec !) comme l'une des principales sources d'incertitude pour la sensibilité climatique. La figure 1 montre que c'est toujours le cas aujourd'hui puisque c'est pour la rétroaction nuageuse que l'on note la plus forte disparité entre les modèles. De très nombreux facteurs étant potentiellement responsables de cette diversité, il est important de mieux préciser quels sont les fac-



Le traitement des stratocumulus est l'un des principaux défis de la modélisation climatique.

teurs dominants dans cette incertitude pour aider à définir des remèdes. Dans cette optique, nous avons analysé la réponse radiative des nuages tropicaux au réchauffement climatique simulé par quinze modèles climatiques participant au 4^e rapport du Giec. Nous montrons que la diversité des rétroactions nuageuses entre les modèles s'explique en premier lieu par des différences de réponse des nuages bas

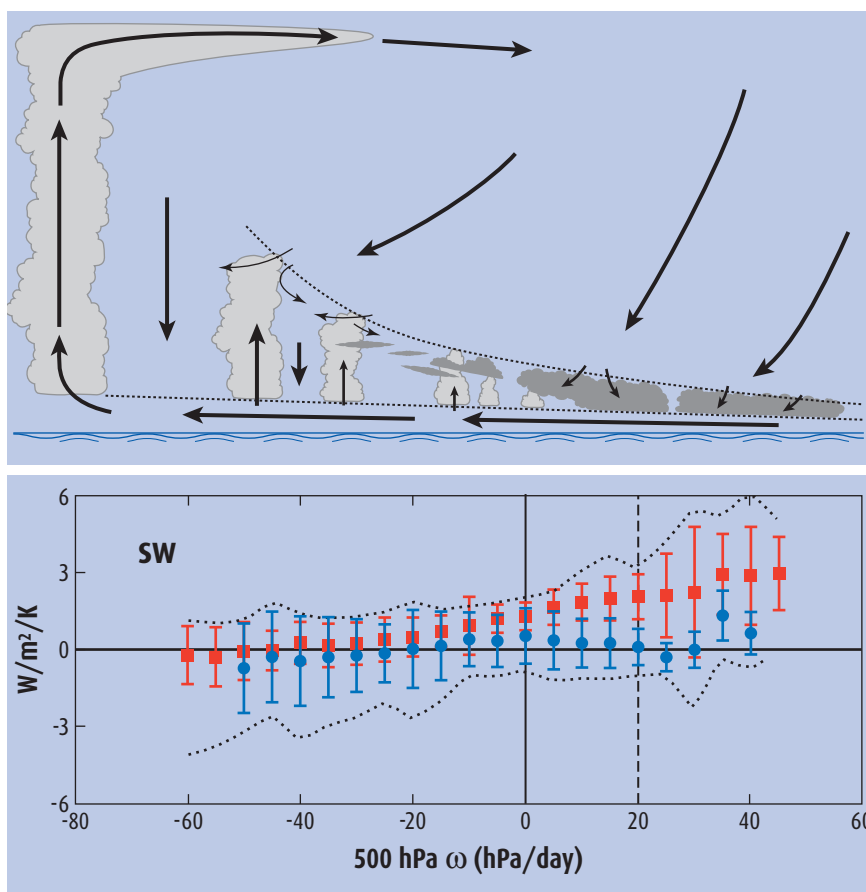


Figure 2 - En haut : Représentation schématique des types de nuages en fonction du régime de la circulation atmosphérique dans les tropiques. Ces régimes de circulation sont décrits par la vitesse verticale de l'air à 500 hPa, exprimée en hPa/j. Les valeurs négatives correspondent à des situations d'ascendance et celles positives à des situations de subsidence.

En bas : Sensibilité du forçage radiatif ondes courtes des nuages tropicaux au réchauffement climatique dans différents régimes de la circulation atmosphérique, associés à différents types de nuages dominants (une sensibilité positive correspond à une diminution de la réflectivité du rayonnement solaire par les nuages). C'est dans les régimes de subsidence atmosphérique, caractérisés par la présence de nuages bas du type stratus, stratocumulus ou petits cumulus, que la réponse radiative des nuages au réchauffement diffère le plus entre les modèles climatiques sensibles [en rouge, moyenne des simulations de modèles prédisant un fort réchauffement climatique] et les modèles les moins sensibles [en bleu, modèles prédisant un réchauffement climatique moindre]. (Adapté de Bony et Dufresne, *Geophys. Res. Lett.*, 2005)

(stratus, stratocumulus et petits cumulus). En comparaison, les différences de réponse des nuages convectifs (cumulonimbus et enclumes) entre les modèles jouent un rôle secondaire (figure 2). D'autre part, nous avons étudié la réponse des nuages à un changement de température de la mer dans le climat actuel (variations inter-annuelles) à partir d'observations spatiales, et l'avons comparée à la réponse simulée par les différents modèles climatiques dans des simulations du xx^e siècle. Les résultats montrent que c'est dans les régions dominées par les nuages bas (zones de subsidence) que :

- la sensibilité des nuages à la température est la plus forte dans les observations ;
- l'écart entre simulations et observations est le plus grand (avec notamment treize modèles sur quinze qui sous-estiment cette sensibilité) ;
- l'écart entre les simulations des différents modèles est le plus important.

La combinaison de ces différents résultats nous mène à conclure qu'actuellement, la réponse des nuages de couche limite aux changements des conditions climatiques est au cœur des incertitudes des rétroactions nuageuses dans les modèles climatiques (Bony et

Dufresne, 2005). Webb et al. (2006), dans le cadre de CFMIP, confirment ce résultat en utilisant une autre méthodologie et en considérant un autre ensemble de modèles.

Il va maintenant falloir approfondir ces études pour comprendre plus précisément pourquoi les nuages de couche limite répondent diversement au réchauffement climatique dans les différents modèles. Nous pourrions alors proposer des tests observationnels susceptibles de discriminer les différents comportements nuageux simulés en changement climatique, et ainsi de mieux contraindre la fourchette des estimations de la sensibilité climatique dérivée des modèles de climat.

Conclusion

Les travaux d'intercomparaison de modèles réalisés en vue de la préparation du 4^e rapport du Giec ont permis de mieux apprécier le rôle relatif des différentes rétroactions climatiques dans la dispersion des estimations de sensibilité climatique par les modèles, et de mieux identifier les principales sources d'incertitude associées à

chacune des rétroactions (par exemple, la réponse des nuages bas au réchauffement climatique). De gros progrès restent à faire sur l'évaluation du réalisme relatif des différentes réponses de modèles. Cela demandera de développer des méthodologies spécifiques pour déterminer en quoi l'évaluation de tel ou tel processus dans le climat actuel est pertinente pour évaluer telle ou telle composante des rétroactions climatiques. Cela demandera aussi de mieux comprendre les processus physiques impliqués dans ces rétroactions. Nous entrons actuellement dans l'âge d'or de l'observation spatiale de la Terre, avec notamment l'arrivée de nouveaux jeux de données exceptionnels (par exemple *Calipso*, *CloudSat*, *AIRS*) pour étudier et évaluer les distributions de la vapeur d'eau et des nuages dans les modèles. Les données seules ne suffiront pas à contraindre les rétroactions nuageuses, mais, associées à de réels efforts d'analyse et de compréhension des processus de rétroaction dans les modèles et à des approches originales de comparaison modèles-données, nous avons bon espoir que de réels progrès pourront être accomplis en ce domaine dans les prochaines années.

Bibliographie

- **Bony S., J.-L. Dufresne, H. Le Treut, J.-J. Morcrette et C. Senior**, 2004 : On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. *Climate Dyn.*, 22, 71-86.
- **Bony S. et J.-L. Dufresne**, 2005 : Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20806.1-L20806.4, DOI:10.1029/2005GL023851.
- **Bony S., R. Colman, V. M. Kattsov, R. P. Allan, C. S. Bretherton, J.-L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M. M. Holland, W. Ingram, D. A. Randall, B. J. Soden, G. Tselioudis et M. J. Webb**, 2006 : How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Climate*, 19, 3445-3482.
- **Colman R. A.**, 2003 : A comparison of climate feedbacks in general circulation models. *Climate Dyn.*, 20, 865-873.
- **Forster P. M. et M. Collins**, 2004 : Quantifying the water vapour feedback associated with post-Pinatubo cooling. *Climate Dyn.*, 23, 207-214.
- **Hall A. et X. Qu**, 2006 : Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03502, DOI:10.1029/2005GL025127.
- **Soden B. J. et I. M. Held**, 2006 : An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *J. Climate*, 19, 3354-3360.
- **Webb M. J., C. A. Senior, D. M. H. Sexton, W. J. Ingram, K. D. Williams, M. A. Ringer, B. J. McAvaney, R. Colman, B. J. Soden, R. Gudgel, T. Knutson, S. Emori, T. Ogura, Y. Tsushima, N. Andronova, B. Li, I. Musat, S. Bony et K. Taylor**, 2006 : On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Climate Dyn.*, 27, 17-38, DOI:10.1007/s00382-006-0111-2.
- **Williams K. D., M. A. Ringer, C. A. Senior, M. J. Webb, B. J. McAvaney, N. Andronova, S. Bony, J.-L. Dufresne, S. Emori, R. Gudgel, T. Knutson, B. Li, K. Lo, I. Musat, J. Wegner, A. Slingo et J. F. B. Mitchell**, 2006 : Evaluation of a component of the cloud response to climate change in an intercomparison of climate models. *Climate Dyn.*, 26, 145-165, DOI:10.1007/s00382-005-0067-7.
- **Winton M.**, 2006 : Surface Albedo Feedback Estimates for the AR4 Climate Models. *J. Climate*, 19, 359-365.

Modes de variabilité et changement climatique

Synthèse du 4^e 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

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.

Modes of variability and climatic change. Synthesis of the 4th IPCC Assessment report

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.

Modes de variabilité : définition et contexte

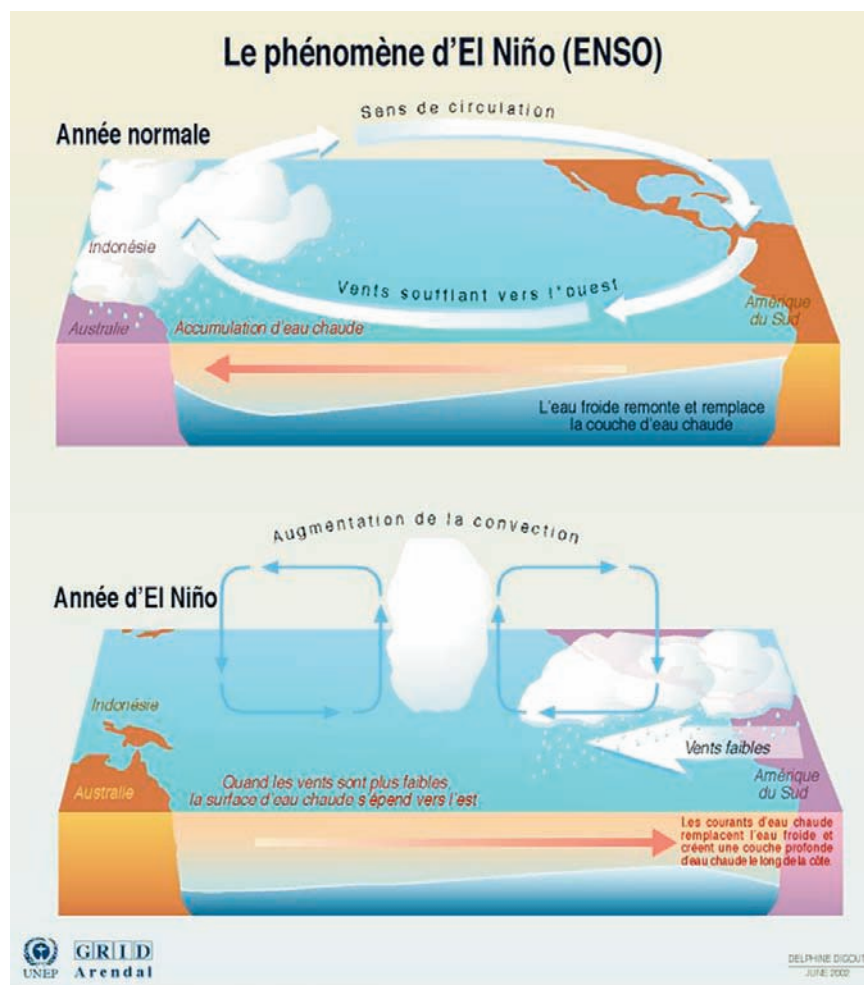
Les nombres 0,74 et 0,13 ont de grandes chances d'être les deux plus cités du quatrième rapport du Giec, non seulement par la communauté climatique, mais aussi par la sphère des médias, des décideurs... et même par les détracteurs du changement global. Le premier, en °C/siècle, correspond à la tendance 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 vers 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 Méliá 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 subpolaires) 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 interannuelles (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.).



Sources : Centre de Prédiction du Climat-NCEP, NOAA.

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)

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.

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. (2008) mon-trent, 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 (alter- nance 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

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 scéná-

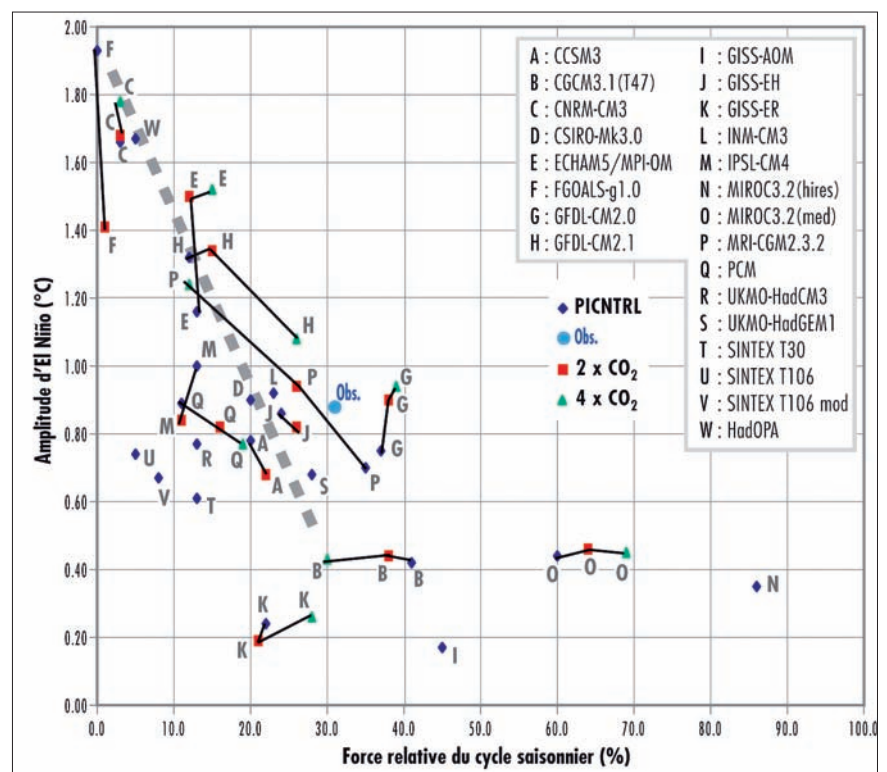


Figure 1 - Amplitude d'El Niño (°C), dans les 23 modèles pris en compte par le Giec, en fonction de la force relative du cycle saisonnier (%) et droite d'ajustement linéaire (ligne en tirets épais, excluant les modèles avec une amplitude d'El Niño inférieure à 0,5 °C). Losanges noirs : préindustriel ; carrés rouge : 2x CO₂ (après stabilisation) ; triangles verts : 4x CO₂ (après stabilisation). Le cercle bleu représente les observations. (D'après Guilyardi, 2006)

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

rios 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 intrasaisonnaire 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 une 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 moussons 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.

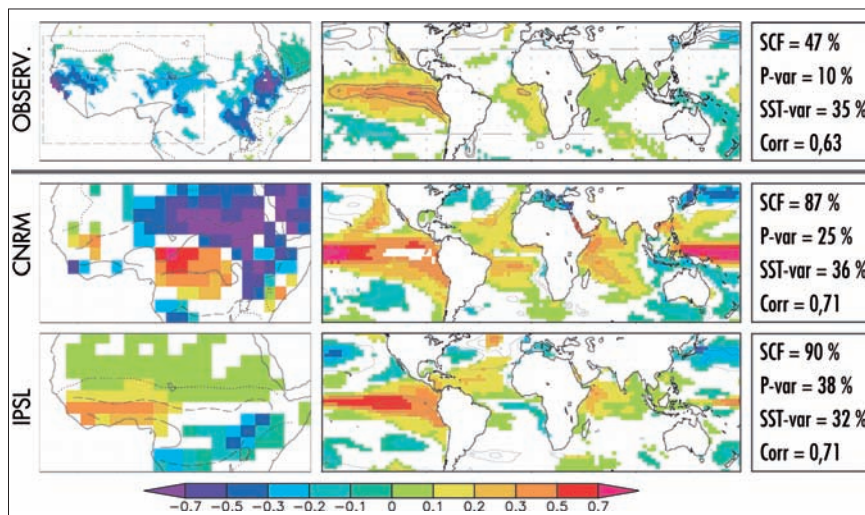
Mousson asiatique

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 observée jusqu'alors est celle de 1976-1977. Il est ainsi très difficile d'extraire une tendance significative 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 XXI^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 XXI^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 XXI^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, 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 2 en haut). 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 2 au milieu) et pour IPSL-CM4 dans son ensemble (figure 2 en bas). Le forçage par les SST des autres bassins (en particulier du golfe de Guinée) est ainsi largement sous-estimé ou de signe inverse (figure 2 en bas). 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 sahéliennes et une augmentation marginale des précipitations guinéennes au XXI^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 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

(1) Pour Spectral Calibration Functions.

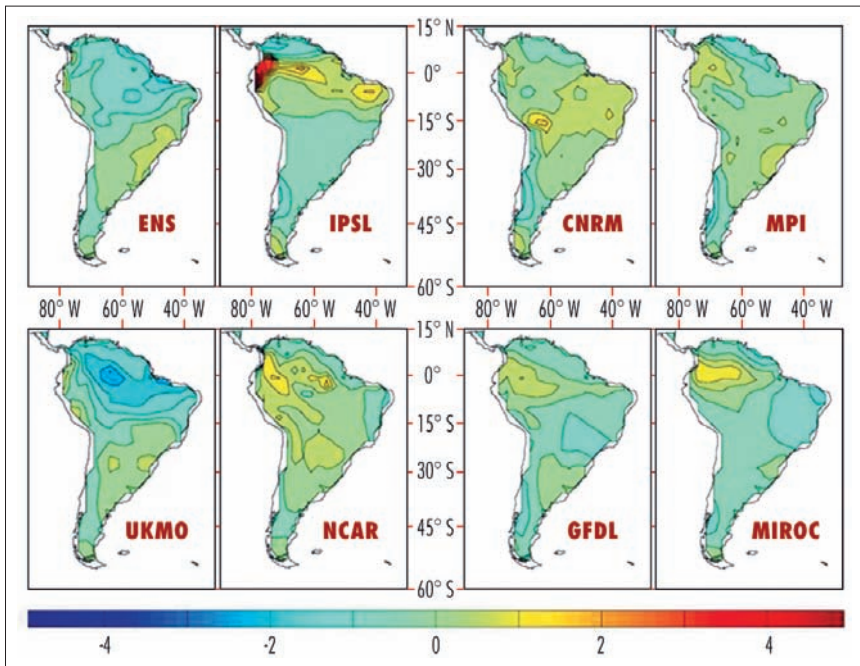


Figure 3 - Changement dans les précipitations annuelles moyennes (en mm/j) entre 2076-2100 et 1976-2000 pour le scénario SRES-A2. ENS représente la projection de l'ensemble par réseau de neurones. Les autres figures correspondent à la réponse individuelle de chaque modèle. Les contours sont tous les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

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 stoc-

kage 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 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

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

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. (2009) montrent que les deux modèles de la communauté française donnent des résultats opposés sur l'Atlantique nord dans des simulations idéalisées 4x CO₂. 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 de Boé (2007) en régime de temps 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, page suivante, 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 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, 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

(1) Dépression atlantique.

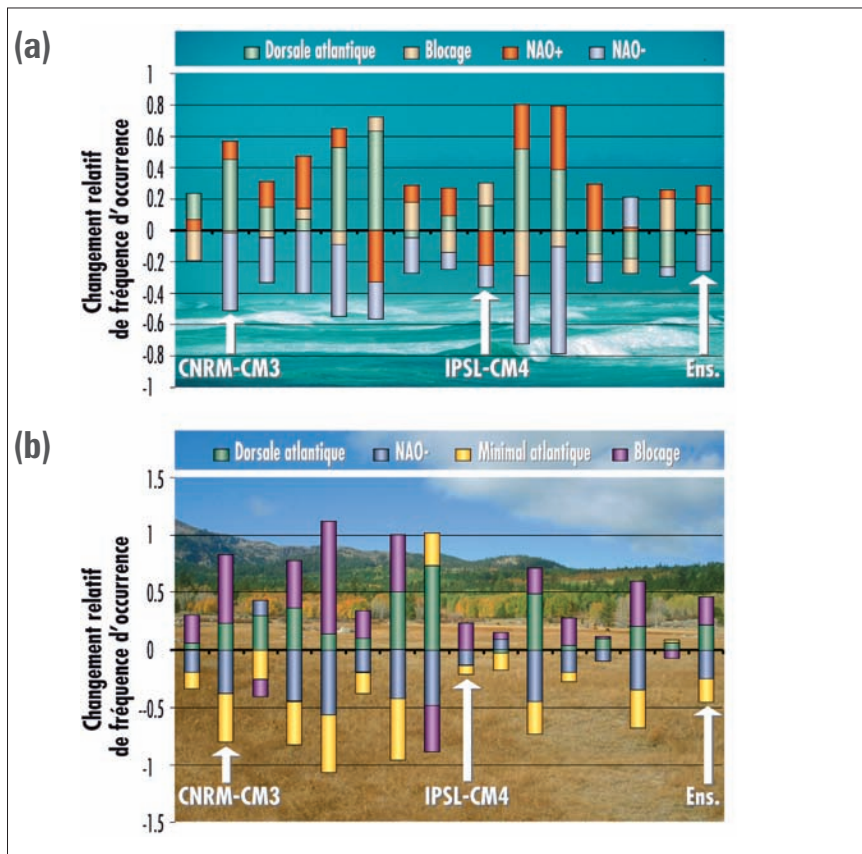


Figure 4 - Changement relatif des fréquences d'occurrence des quatre régimes de temps de l'Atlantique nord pour les saisons d'hiver (a) et d'été (b) et pour l'ensemble des modèles du Giec contrastant la période 2070-2100 à la période 1970-2000. ENS représente la projection des modifications de régimes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

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 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 change-

ment 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 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 intégrateur 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 inter-annuelle 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 inter-annuelle 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 multimodèle 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 répon-

dre aux questions de la société et des décideurs, telles que « 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), A. Laîné (LSCE/CNRM), J. Leloup (Locean-IPSL), M. Lengaigne (Locean-IPSL), D. Salas y Méliá (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.*, 28, 2, 255-271.
- **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. Vizy**, 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 Méliá 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.*, 26, 367-385.
- **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 É.**, 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.
 - **Laíné A., M. Kageyama et D. Salas y Mélia**, 2009 : An energetics study of wintertime northern hemisphere stormtracks under 4xCO₂ conditions in two ocean-atmosphere coupled models. *J. Climate*, 22, 819-839.
 - **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. Guerey, 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**, 2008 : Twentieth century Enso characteristics in the IPCC database. *Climate Dyn.*, 30, 277-291.
 - **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.*, 34, L21808.
 - **Zhang C.**, 2005 : Madden and Julian Oscillation. *Rev. Geophys.*, DOI:10.1029/2004RG000158.
-

La prévision climatique : régionalisation et extrêmes

Michel Déqué⁽¹⁾ et Laurent Li⁽²⁾

(1) Météo-France - Centre national de recherches météorologiques (CNRM)
42, avenue Gaspard-Coriolis - 31057 Toulouse Cedex
michel.deque@meteo.fr

(2) Laboratoire de météorologie dynamique (LMD-IPSL)

Il existe une forte demande pour que le climat futur soit décliné à l'échelle locale ainsi qu'en termes de phénomènes extrêmes. De nouvelles méthodes permettant de mieux tirer parti des modèles climatiques sont actuellement développées ; les laboratoires français participant au projet Escrime y contribuent activement.

Climatic forecast: downscaling and extremes

There is a strong demand for specifying the future climate at local scale and about extreme events. New methods, allowing a better output from the climate models, are currently being developed and French laboratories involved in the Escrime project are actively participating.

La contrainte de calcul sur la résolution horizontale dans les modèles de climat a fait qu'en vingt ans, malgré une forte progression des moyens, les modèles atmosphériques dédiés aux expériences coûteuses de type scénario anthropique ont conservé la même taille de maille (entre 200 et 300 km). Pourtant, il existe une forte demande en termes de climat local, car c'est ce climat que perçoit le contribuable qui soutient la recherche. On a assisté dès le début des années 1990 à l'émergence de modèles spécifiques, à aire limitée ou à résolution variable, destinés à étudier le problème de la sensibilité climatique sur une région, en faisant plus ou moins abstraction de ce qui se passait sur 90 % du globe. Avec la sensibilisation croissante aux phénomènes météorologiques intenses, due aussi bien à une plus grande vulnérabilité qu'à une médiatisation plus poussée, la question des phénomènes extrêmes est venue se greffer sur celle de la régionalisation. Les phénomènes « extrêmes » existent aussi dans les simulations à basse résolution, mais ils sont moins crédibles car leur distribution spatiale colle moins à la réalité.

Météo-France et l'IPSL partagent la même approche numérique de la régionalisation, à savoir la résolution variable. Cela affranchit leurs simulations de la tutelle d'un modèle global. Les choix d'algorithmes et de paramétrisations font des deux modèles (Arpège et LMDZ) deux approches assez contrastées dans un paysage européen où de nombreux modèles régionaux sont issus d'un ancêtre commun ou résultent de l'hybridation de deux modèles existants.

Au cours des cinq dernières années, un certain nombre de simulations ont été réalisées à Météo-France et à l'IPSL à partir des résultats du 3^e rapport d'évaluation du Giec (TAR) ou de ses dérivés. Une bonne partie de ce document leur est consacrée. Les simulations associées au 4^e rapport (dit AR4) dans le cadre d'Escrime n'ont pu commencer qu'en 2006 et nous en mentionnerons quelques résultats préliminaires ainsi que des perspectives.

Les modèles

Le modèle Arpège-Climat utilisé à Météo-France est dérivé du modèle de prévision opérationnelle à courte échéance. Ces deux modèles offrent la possibilité de faire varier la résolution horizontale entre une zone d'intérêt et ses antipodes (Déqué et Piedelièvre, 1995).

Dans la version climat, la résolution varie de 50 km au centre de la Méditerranée à 450 km dans le Pacifique sud. Cela assure une résolution d'au moins 60 km sur la France. La discrétisation verticale se fait sur 31 couches qui suivent le relief avec des épaisseurs variables. Le pas de temps de calcul est de 30 minutes. La version employée dans les résultats exploités entre 2001 et 2006 est la version 3 (Gibelin et Déqué, 2003). La version 4, qui a vu le jour en 2003, n'apporte pas de changements radicaux en termes de paramétrisations physiques. Les nouveautés viennent du cycle d'Arpège sur lequel elle s'appuie, d'un certain nombre de corrections d'erreurs ainsi que de la nouvelle grille sur l'Europe qui utilise deux fois plus de points et un étirement – proportion entre les valeurs extrêmes des mailles – plus faible. Les simulations utilisant les forçages de température de surface de la mer (TSM) issus des simulations couplées océan-atmosphère de l'AR4 ont commencé en 2006.

Le modèle LMDZ est aussi un modèle de circulation générale à maille variable (Li, 1999). La version utilisée dans le projet Imfrex – Impact des changements anthropiques sur la fréquence des phénomènes extrêmes de vent, de température et de précipitations [<http://medias.cnrs.fr/imfrex>] – est LMDZ3.3, également employée à l'IPSL pour le système couplé océan-atmosphère global. Un zoom de facteur 2 est appliqué pour avoir une résolution spatiale d'environ 160 km en France. La paramétrisation physique utilise actuellement le schéma d'Emanuel (Emanuel, 1991) pour la convection, et le modèle Orchidee⁽¹⁾ pour les processus du sol. Un schéma amélioré des nuages y a été aussi implanté.

Les projets fédérateurs

Pour ne pas remonter à la préhistoire de la modélisation régionale, on citera le projet Prudence [<http://prudence.dmi.dk/>] – voir aussi Déqué et al., 2005 et 2007 – coordonné par le Danish Meteorological Institute. Dans ce projet, dix modèles régionaux (Danemark, Royaume-Uni, France, Allemagne [deux], Pays-Bas, Suède, Suisse, Italie et Espagne) ont simulé la réponse sur l'Europe au scénario A2⁽²⁾ pour 2071-2100 par rapport à la référence 1961-1990. Le forçage en TSM (et en conditions latérales pour les modèles autres qu'Arpège) était fourni par une simulation du modèle du Hadley Centre

utilisé dans le TAR. Les modèles régionaux avaient une résolution de 50 km. L'accent de ce projet était mis, d'une part sur une brochette d'impacts sur la société (agriculture, hydrologie, économie), d'autre part sur l'évaluation des incertitudes. Certains modèles (dont Arpège) ont ainsi utilisé un autre scénario (B2), un autre forçage en TSM/conditions latérales et d'autres états initiaux atmosphériques. Il a été montré que la principale source de dispersion, et donc d'incertitude, provenait du forçage. Le projet Ensembles (2004-2009, [<http://www.ensembles-eu.org/>]), coordonné par le Met Office, reprend cette problématique en poussant la résolution à 25 km (ce qui a conduit à remplacer Arpège par le modèle d'aire limitée Aladin, en ajoutant deux modèles (Norvège et République tchèque), et tente d'attribuer des poids aux différentes simulations en utilisant la qualité d'une simulation forcée par la réanalyse 1958-2001 (ERA40). Ces simulations utilisent des forçages issus de l'AR4.

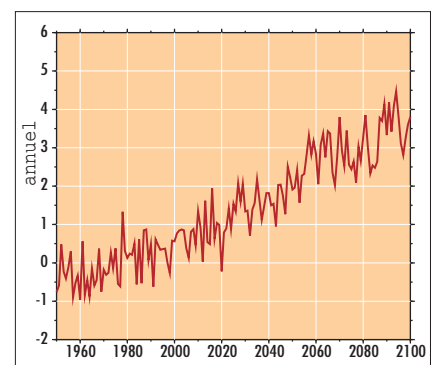


Figure 1 - Régionalisation de la simulation Escrime-CNRM-A1B avec Arpège à résolution variable : température moyenne annuelle sur la France (anomalie en °C par rapport à la moyenne 1961-1990).

L'étude des phénomènes extrêmes fait partie des objectifs de Prudence et Ensembles, mais c'est le projet Stardex, coordonné par l'université d'East Anglia, qui a été spécialement ciblé sur la question [<http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>]. Dans ce projet, une grande quantité d'indices pour évaluer la fréquence ou l'intensité de phénomènes climatiques extrêmes a été définie

(1) Orchidee est un modèle de biosphère continentale comprenant le cycle hydrologique et la végétation. Il simule l'interface sol-atmosphère. Mis au point par une équipe pluridisciplinaire, il est en développement permanent. Une fiche résumée peut être consultée à l'adresse www.ipsl.jussieu.fr/~ssipsl/doc/Fiche_ORCHIDEE_Nov2004.pdf.

(2) Pour les scénarios d'émission du Giec, se reporter au chapitre 1, page 18. Le scénario A2 est « pessimiste », le scénario B1 « optimiste » et le scénario A1B « moyen ».

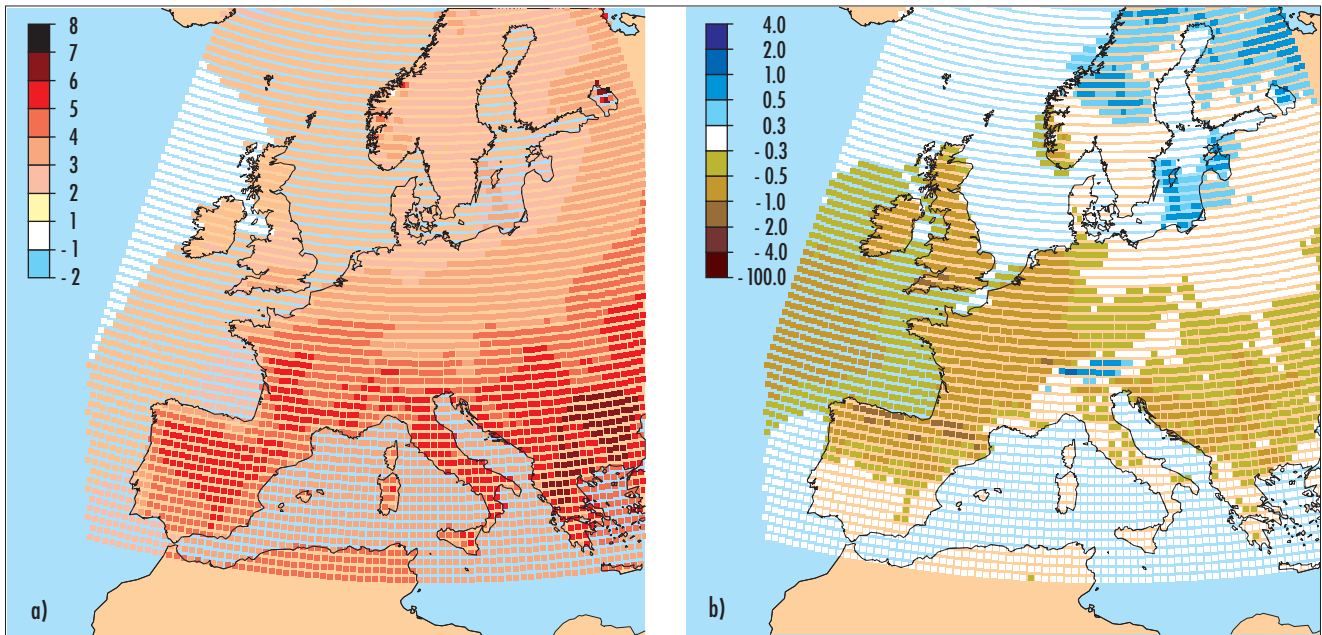


Figure 2 - Régionalisation de la simulation Escrime-CNRM-A1B sur l'Europe avec Arpège à résolution variable : réponse de la température (a, °C) et des précipitations (b, mm/j) estivales pour 2071-2100 par rapport à 1961-1990.

et appliquée au climat du xx^e siècle. Le projet Mice [<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/mice/>], coordonné aussi par l'université d'East Anglia, a complété cette étude par l'analyse des simulations à basse résolution du TAR. Au niveau national, le projet Imfrex du GICC⁽¹⁾ s'est concentré essentiellement sur la France métropolitaine et les simulations régionales d'Arpège et LMDZ.

La plupart des études de scénarios régionaux concernent l'atmosphère, mais le projet Medwater [<http://medias.cnr.fr/medwater/>] du GICC étudie la réponse d'un modèle de la mer Méditerranée aux forçages de surface des modèles Arpège et LMDZ. Nous ne citons ici que les projets achevés ou largement entamés. Pour les projets venant juste de démarrer, il faut se reporter à la dernière section. Il existe également de nombreux projets (par exemple au GICC) qui utilisent les résultats des projets ci-dessus pour des études d'impact spécifiques.

Les méthodes

Il semble a priori clair que la méthode de base de ces études est l'intégration longue (dix à trente ans), répétée (trois membres ou plus) d'un modèle numérique, dans deux cas de figure : le contrôle (climat futur hypothétique). La réponse du modèle est la différence – pas nécessairement calculée par une soustraction – entre ces deux cas.

Or, l'utilisation d'un modèle régional forcé par des conditions observées ne conduit pas toujours à une précision suffisante à l'échelle locale. Les modèles d'impact (hydrologie, biosphère) sont parfois très sensibles à des effets de seuil, et un décalage modeste entre la simulation du climat présent et la réalité peut conduire à des résultats aberrants. Il faut donc compléter les simulations régionales par des méthodes de correction et de descente d'échelle spatiale.

La première famille de méthodes consiste à déterminer une fonction de transfert entre la valeur produite à un instant et un endroit donné par le modèle et une valeur corrigée correspondante. Déqué (2006) étudie certaines méthodes simples à partir des résultats d'Imrex⁽²⁾.

La deuxième famille consiste à associer à une situation instantanée du modèle, prise dans son ensemble, une situation complète issue de observations. On ne travaille plus point par point ou variable par variable. La notion de régime de temps (Sanchez-Gomez et Terray, 2005) permet de ramener le changement de climat à un changement de fréquence, éventuellement associé à une modification de la

variabilité intrarégime (Boé et al., 2006). Cette approche a été utilisée pour des études d'impact sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Seine et sur l'évolution du potentiel éolien à la fin du xx^e siècle.

Les résultats

Devant l'abondance et la diversité des résultats, nous renvoyons aux sites Web mentionnés plus haut pour des résultats complets.

De façon synthétique :

- la réponse sur la France est un réchauffement en toutes saisons, plus marqué l'été que l'hiver ;
- les précipitations diminuent en hiver sur le Sud et augmentent sur le Nord ;
- au cours des autres saisons, la diminution des précipitations concerne tout le pays ;
- l'impact sur les vents forts est non significatif. Il existe un risque élevé de sécheresse estivale, en particulier sur l'Ouest ;
- on trouve, de manière moins significative, une augmentation hivernale et printanière des ruissellements forts.

La figure 1 montre l'élévation de température annuelle moyenne sur la France dans le scénario A1B de l'AR4 régionalisé par Arpège en version 4. La figure 2 montre la réponse estivale sur l'Europe des températures (2a) et des précipitations (2b).

(1) *Gestion et impact du changement climatique : programme du ministère de l'écologie et du Développement durable.*

(2) *Projet Météo-France d'étude du changement climatique outre-mer. Site web en bibliographie.*

Les perspectives

Au cours des prochaines années, les expériences numériques qui ont été réalisées à la suite du TAR avec ses scénarios couplés seront mises à jour sur les simulations issues de l'AR4 (scénarios A1B, A2 et B1). La constitution d'ensembles utilisant des jeux différents de température de surface de la mer permettra une évaluation plus fine de la fréquence des extrêmes et de leur évolution. Jusqu'à présent, les scénarios se sont concentrés sur la fin du XXI^e siècle, afin d'être gênés le moins possible par les fluctuations naturelles du climat. Face à la demande

pressante et compréhensible de la société, de nombreuses études se mettent en place afin de prendre en compte la première moitié du siècle. Le projet Ensembles affiche déjà comme objectif la période 2020-2050, des projets comme Cecilia ou Circe du sixième Programme-cadre de l'Union européenne, ou encore Rexhyss du GICC, ainsi que des travaux financés par l'Agence nationale de la recherche (ANR) comme Climator ou Scampeï, visent aussi ces horizons plus proches. L'approche déterministe ne saurait convenir pour aborder ces échéances plus proches et la mise en oeuvre d'ensembles de simulations pour mieux prendre en

compte l'aspect probabiliste est nécessaire. Pour l'évaluation des risques, il faudra veiller à ne pas se satisfaire de tendance moyenne, ni attacher une importance au déroulement chronologique des évolutions. La dispersion des états possibles est beaucoup plus pertinente. Par exemple, si on examine la figure 1, on voit que l'évolution temporelle se fait en dents de scie. Les « dents » ne sont pas informatives en terme de chronologie année par année, mais donnent une borne supérieure et inférieure de la zone où se trouve la vraie série des températures sur la France (que l'on ignore au-delà de 2009 évidemment).

Bibliographie

- **Boé J., L. Terray, F. Habets et E. Martin**, 2006 : A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.*, 111, D23, DOI:10.1029/2005JD006889.
- **Déqué M., R. G. Jones, M. Wild, F. Giorgi, J. H. Christensen, D. C. Hassell, P. L. Vidale, B. Rockel, D. Jacob, E. Kjellström, M. de Castro, F. Kucharski, B. van den Hurk**, 2005 : Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe: quantifying confidence level from Prudence results. *Climate Dyn.*, 25, 653-670.
- **Déqué M.**, 2007 : Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57, 16-26.
- **Déqué M., D. P. Rowell, D. Lüthi, F. Giorgi, J. H. Christensen, B. Rockel, D. Jacob, E. Kjellström, M. de Castro, B. van den Hurk**, 2005 : An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, 81, 53-70.
- **Emanuel K. A.**, 1991 : A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci*, 48, 2313-2335.
- **Gibelin A. L. et M. Déqué**, 2003 : Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dyn.*, 20, 327-339.
- **Li Z. X.**, 1999 : Ensemble atmospheric GCM simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. *J. Climate*, 12, 986-1001.
- **Sanchez-Gomez E. et L. Terray**, 2005 : Large Scale Atmospheric Dynamics and Local Intense Precipitation Episodes. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24711.
- **Imrex** : http://medias.cnrs.fr/IMFREX/Changements_climatiques_OutreMer.pdf;jsessionid=633680AC3D8135E461DC1E739C2FD04C.

Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques

Que nous disent les dernières simulations du Giec ?

Hervé Douville⁽¹⁾ et Pascal Terray⁽²⁾

(1) Météo-France - Centre national d'études et de recherches météorologiques (CNRM)
42, avenue Gaspard-Coriolis - 31057 Toulouse Cedex 01
herve.douville@meteo.fr

(2) Lodyc-IPSL - Université Pierre-et-Marie-Curie - Paris

L'objectif de cet article est de dresser un bref inventaire des principaux résultats publiés depuis le 3^e rapport d'évaluation du Giec et de situer la contribution de la communauté française sur le thème de la réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques pris en compte dans les scénarios climatiques du XXI^e siècle.

**Response of the hydrological cycle to anthropic forcing:
What are the last IPCC simulations telling?**

The aim of this article is to make an inventory of the main results published since the IPCC 3rd Assessment report and to review the French contribution on the response of the hydrological cycle to the anthropic forcings taken into account in the climatic scenarios of the 21st century.

La réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques est, pour de nombreuses raisons, beaucoup plus difficile à prévoir que celle des températures. Au-delà des inconnues liées aux différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre⁽¹⁾, qui jouent principalement sur l'amplitude des anomalies simulées, les projections hydrologiques globales demeurent très variables d'un modèle à l'autre. Il s'agit là d'incertitudes beaucoup plus fondamentales et problématiques que celles associées aux forçages, car la réponse d'un modèle particulier ne peut être déduite des autres modèles. Il y a des situations où le signe même des impacts hydrologiques à grande échelle reste

incertain. L'ampleur des incertitudes est cependant répartie de manière très hétérogène. Elles sont importantes en ce qui concerne les précipitations tropicales, notamment sur l'Afrique de l'Ouest. Elles sont généralement plus faibles aux moyennes et hautes latitudes, en particulier sur l'Europe, où la plupart des modèles s'accordent pour prévoir un assèchement estival marqué au Sud et une augmentation des précipitations hivernales au Nord. Globalement, on semble se diriger vers une accentuation des contrastes hydrologiques spatio-temporels qui devrait se traduire par une multiplication et une intensification des inondations et des sécheresses. Cependant, de nombreux points restent encore à éclaircir concernant la nature exacte et la répartition régionale des impacts, montrant la nécessité de mieux contraindre la réponse hydrologique des modèles. Cette tâche prioritaire

demeure extrêmement difficile pour deux raisons principales :

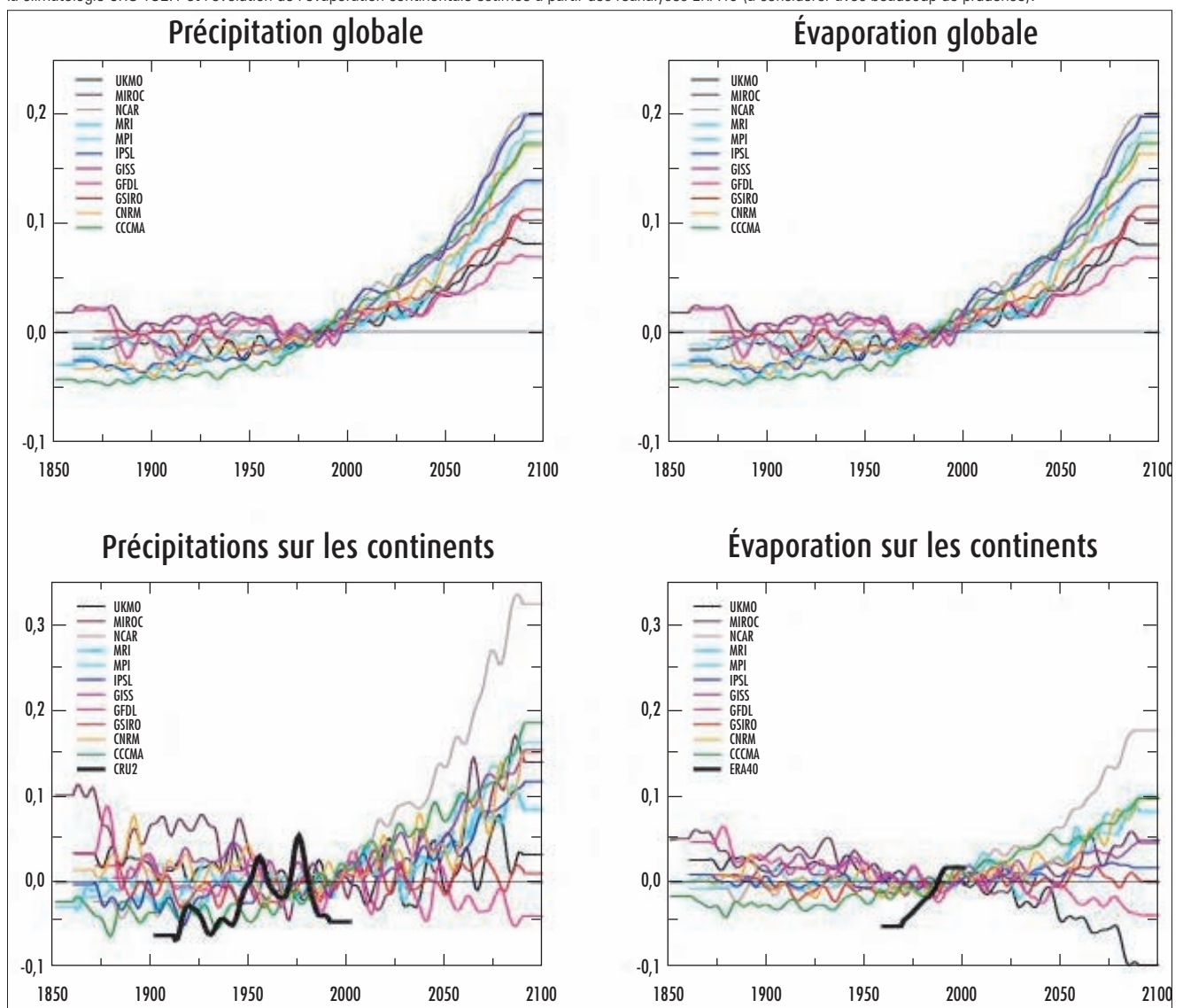
- la multiplicité et le caractère parfois grossier des paramétrisations physiques qui contrôlent l'état actuel et la sensibilité du cycle hydrologique ;
- le manque de résultats probants concernant la détection des changements hydrologiques, du fait de l'insuffisance des observations, des faiblesses des modèles, des incertitudes sur les forçages anthropiques du xx^e siècle et de leurs effets parfois antagonistes sur les précipitations.

Réponse globale

L'intensification à long terme du cycle hydrologique global en réponse à l'accroissement de l'effet de serre ne fait plus guère de doute. Modèles et

(1) Pour les scénarios d'émission du Giec, se reporter au chapitre 1, page 18. Le scénario A2 est « pessimiste », le scénario B1 « optimiste » et le scénario A1B « moyen ».

Figure 1 - Anomalies filtrées (filtre digital passe-bas avec une fréquence de coupure à 10 ans) des précipitations (à gauche) et de l'évaporation (à droite) annuelles en mm/j relativement à la climatologie 1971-2000 dans les simulations historiques et les scénarios A2 du Giec-AR4 (résultats de divers modèles climatiques). En haut : moyennes globales. En bas : moyennes globales continentales (sauf Antarctique). Sont également tracées à titre indicatif l'évolution des précipitations continentales estimées à partir de la climatologie CRU TS2.1 et l'évolution de l'évaporation continentale estimée à partir des réanalyses ERA40 (à considérer avec beaucoup de prudence).



observations suggèrent en effet que le réchauffement global de la planète se fait à humidité relative quasi constante, c'est-à-dire avec une augmentation significative de la vapeur d'eau présente dans la troposphère. Il faut cependant noter que cette intensification s'accompagne dans les modèles d'un ralentissement du cycle de l'eau, déjà constaté dans les précédents scénarios climatiques réalisés au CNRM (Douville et al., 2002). Il faut aussi remarquer que l'augmentation des précipitations globales n'est pas encore clairement observée, notamment en raison de la couverture très partielle du réseau d'observation conventionnel et d'une diminution des précipitations tropicales continentales pendant la seconde moitié du xx^e siècle. Cela ne remet pas nécessairement en cause les projections climatiques basées sur les modèles couplés océan-atmosphère. D'une part, la diminution des pluies tropicales continentales est correctement reproduite par certains modèles atmosphériques, qu'ils soient forcés par des températures de surface de la mer (TSM) observées (Kumar et al., 2004) ou couplés à un modèle océanique et forcés par des concentrations observées de gaz à effet de serre (Wang et Lau, 2006). D'autre part, la relative convergence des modèles couplés sur l'accroissement des précipitations globales ne se manifeste qu'à la fin du xx^e siècle et disparaît lorsqu'on se limite au domaine continental (figure 1). Les principales sources d'incertitude recensées concernent la paramétrisation des effets directs et indirects des aérosols anthropiques (Liepert et al., 2004 ; Ramanathan et al., 2006), la répartition spatiale des anomalies de TSM sous les tropiques (Douville, 2006a ; Barsugli et al., 2006), ainsi que la simulation des téléconnexions entre précipitations et TSM tropicales (Douville et al., 2006 ; Joly et al., 2006).

Une autre interrogation majeure concerne la réponse de l'évaporation globale. La plupart des modèles s'accordent sur un renforcement de l'évaporation océanique dès le xx^e siècle, mais cette tendance reste difficile à vérifier dans les observations (Liu et Curry, 2006). La réponse continentale est, quant à elle, très variable d'un modèle à l'autre, non seulement en raison des incertitudes déjà évoquées sur les précipitations, mais également en raison de l'introduction de nouvelles paramétrisations dans les modèles, telles que l'effet direct du CO_2 atmosphérique sur la transpiration des plantes. Cet effet tendrait à limiter l'évaporation des surfaces recouvertes de végétation et serait



Les inondations, un danger du changement climatique ? (Photo Météo-France)

important au point d'expliquer en partie l'accroissement du ruissellement continental global observé au cours du xx^e siècle (Gedney et al., 2006). Ce résultat doit cependant être considéré avec beaucoup de prudence, tant les observations utilisées sont de qualité insuffisante pour prétendre détecter une éventuelle signature de l'enrichissement atmosphérique en CO_2 . Une autre étude, basée sur un ensemble de simulations du Giec, suggère à l'inverse que l'effet radiatif du CO_2 suffit à expliquer une part significative de l'évolution récente des débits des grands fleuves, sans pour autant démontrer que le forçage anthropique soit ainsi clairement détecté (Milly et al., 2005). Concernant enfin l'humidité des sols, les scénarios obtenus varient largement d'un modèle à l'autre, mais ils soulignent majoritairement la possibilité d'une diminution des ressources en eau pendant la saison de croissance des végétaux dans les principales régions agricoles (Wang, 2005).

Devant de tels risques et de telles incertitudes, il est urgent de réfléchir aux moyens de contraindre la réponse hydrologique des modèles couplés dans les scénarios climatiques (Allen et Ingram, 2002). Les simulations paléoclimatiques permettent notamment de tester la sensibilité des modèles à des forçages externes relativement importants. Ces forçages sont malheureusement d'une autre nature que ceux pris en compte dans les scénarios, et la validation ne repose alors que sur des observations indirectes et partielles. Les études de **détection-attribution**⁽¹⁾ représentent une solution potentielle-

ment plus efficace. Néanmoins, le caractère limité des observations disponibles au cours du xx^e siècle et l'importance de la variabilité naturelle des précipitations sont des obstacles majeurs. Une étude récente, basée sur la moyenne globale des précipitations continentales, indique que le signal anthropique n'est détecté que dans la moitié des modèles étudiés (Lambert et al., 2005). La formulation des modèles paraît ainsi plus importante que le raffinement des forçages utilisés pour mettre en évidence une modification du cycle hydrologique.

Au-delà de la comparaison des tendances observées et simulées, la validation de la variabilité interannuelle apparaît comme une alternative intéressante. Douville et al. (2006) montrent par exemple que les relations précipitations-températures globales mises en évidence à l'échelle interannuelle ont un lien apparent avec la sensibilité hydrologique des modèles au renforcement de l'effet de serre. Ils suggèrent ainsi que l'Enso, qui domine la variabilité naturelle du cycle hydrologique global, pourrait représenter un substitut intéressant du réchauffement global pour tester les modèles. L'étude semble notamment discréditer le modèle le plus sensible en termes de précipitations continentales. La méthode

(1) **Détection** : démonstration que le climat a changé dans un sens statistique défini, sans donner de raison à ce changement.

Attribution : établissement des causes les plus probables pour un changement détecté avec un certain niveau de confiance.

demeure cependant critiquable dans la mesure où les anomalies interannuelles de TSM liées à l'Enso sont réparties de façon beaucoup moins uniforme que dans le cas des scénarios du XXI^e siècle. Douville et al. (2006) tentent de répondre à cette critique en stratifiant les anomalies interannuelles selon leur ressemblance avec les structures tropicales du réchauffement global en surface. Cette stratégie originale s'avère parfois payante, mais reste inopérante lorsque le changement climatique ne se projette pas sur les modes de variabilité interannuelle des TSM.

Contrastes régionaux et variabilité temporelle

En moyenne zonale (figure 2), la réponse des précipitations annuelles dans les scénarios SRES-A2 réalisés en vue du 4^e rapport d'évaluation du Giec montre un comportement assez cohérent d'un modèle à l'autre (Douville et al., 2006) :

- accroissement des précipitations aux moyennes et hautes latitudes, accompagné d'un déplacement vers les pôles des maxima de précipitations associés aux rails dépressionnaires (Douville et al., 2002) ;
- diminution dans les régions subtropicales ;
- augmentation en zone équatoriale par renforcement des précipitations associées à la zone de convergence intertropicale.

Sur continent, cette distribution zonale des anomalies doit cependant être nuancée. Elle se superpose à des gradients de plus fine échelle et laisse apparaître des divergences importantes entre les modèles. En zone tropicale, ce n'est pas seulement l'intensité mais aussi le signe des anomalies continentales qui reste incertain. Dans ces régions, une grande partie des pluies annuelles est associée au phénomène de mousson, notamment en Afrique de l'Ouest et au sud de l'Asie. Bien que les modèles montrent en général un affaiblissement de ces circulations de grande échelle, conformément aux étu-

des précédemment réalisées au CNRM (Douville et al., 2000b ; Ashrit et al., 2003) et à certains arguments théoriques (Held et Soden, 2006), les précipitations de mousson ne diminuent pas nécessairement dans les scénarios climatiques du XXI^e siècle. Elles tendent plutôt à augmenter sur le sud de l'Asie, tandis que la réponse reste très incertaine sur l'Afrique de l'Ouest (Douville et al., 2006). La difficulté des modèles à reproduire les caractéristiques actuelles des climats de mousson n'est pas la seule explication à la diversité des résultats obtenus. Parmi les autres sources d'incertitudes, le rôle des aérosols semble particulièrement important (Biasutti et Giannini, 2006 ; Held et al., 2006 ; Ramanathan et al., 2006) ainsi que la réponse du Pacifique tropical (Douville et al., 2006 ; Douville, 2006a) ou, dans une moindre mesure, les rétroactions biophysiques potentiellement liées aux surfaces continentales (Douville et al., 2000a).

Aux moyennes et hautes latitudes, la réponse des précipitations est plus consensuelle avec une augmentation en moyenne annuelle (Douville et al., 2006). Les projections sont particulièrement cohérentes sur l'Europe, avec un assèchement marqué sur le Sud et une augmentation plus ou moins importante des précipitations annuelles sur le Nord, la limite entre les deux régions se situant entre 45 et 50° N. De manière générale, les changements régionaux de précipitations prévus dans les nouveaux scénarios réalisés pour le 4^e rapport d'évaluation du Giec semblent plus cohérents que dans la génération précédente (Giorgi et Bi, 2005). La réponse du bilan d'eau en surface reste cependant très incertaine. Elle dépend, non seulement des anomalies de précipitations simulées, mais également de la modélisation du sol et de la végétation. À titre d'exemple, la paramétrisation de la résistance stomatique des plantes influence la réponse de l'évapotranspiration (Gedney et al., 2006), de même que celle du permafrost influence la réponse du ruissellement aux hautes latitudes (Poutou et al., 2004). Par ailleurs, contrairement à ce qu'indiquent certaines simulations,

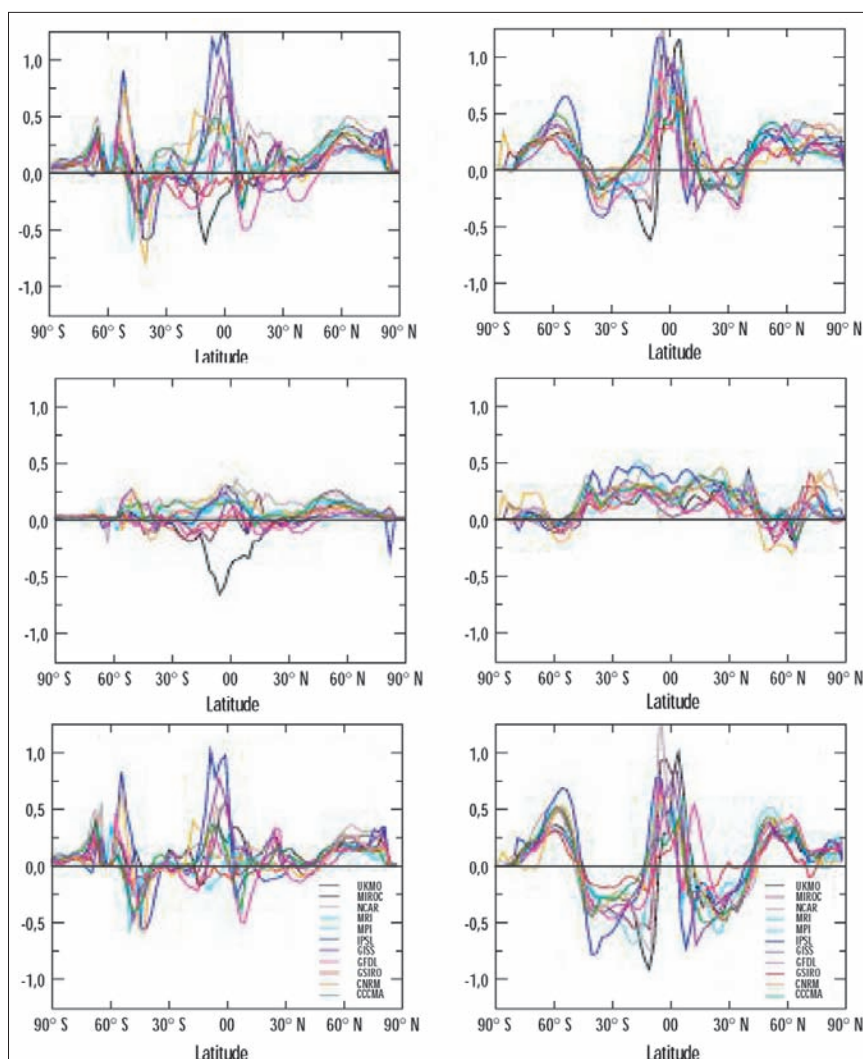


Figure 2 - Moyennes zonales des anomalies annuelles de précipitations (P, en haut), d'évaporation (E, au milieu) et de convergence d'humidité (P-E, en bas) sur continent (colonne de gauche) et sur océan (colonne de droite) dans les scénarios A2 du Giec-AR4 par comparaison entre les climatologies calculées sur les trente dernières années du XX^e et du XXI^e siècle respectivement.

le réchauffement en surface observé aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord ne s'est, pour le moment, pas encore traduit par un assèchement estival des sols (Robock et al., 2005) ni même par une augmentation de l'évaporation potentielle (Roderick et Farquhar, 2002), si l'on se réfère aux quelques observations disponibles. Le retrait progressif de la couverture neigeuse hivernale observé depuis les années 1970 est, en revanche, reproduit par certains modèles, comme cela avait déjà été mis en évidence dans la précédente génération de scénarios du CNRM (Douville et al., 2002).

Une fois encore, les études de détection-attribution demeurent un outil privilégié pour tester la sensibilité des modèles. Elles demeurent cependant rares à l'échelle régionale, en raison d'une diminution fréquente du ratio signal sur bruit par rapport aux études plus globales. Des tentatives sont cependant en cours pour tenter de mettre à jour des réponses hydrologiques significatives sur l'Afrique de l'Ouest, l'Europe ou même la France dans le cadre du projet français Discendo (www.cerfacs.fr/globc/Discendo). De tels travaux peuvent être complétés par une analyse approfondie de certains scénarios, visant à comprendre les principaux mécanismes qui sous-tendent la réponse hydrologique des modèles à l'échelle régionale (Douville et al., 2002). De ce point de vue, l'étude la plus ambitieuse est probablement celle de Rowell et Jones (2006) visant à discriminer quatre mécanismes susceptibles d'expliquer l'assèchement estival simulé sur l'Europe. En remontant ainsi aux causes des anomalies de précipitations prévues, on peut formuler certaines hypothèses sur leur caractère plus ou moins robuste. La réduction des incertitudes régionales passe également par une approche probabiliste multimodèle. Des réflexions sont en cours pour pondérer chaque scénario selon une métrique susceptible de rendre compte de la qualité des modèles. Le débat sur la métrique idéale reste cependant très ouvert (Collins et al., 2005).

Au-delà des hétérogénéités spatiales, la réponse hydrologique des modèles aux forçages anthropiques montre également des signatures temporelles. On note en particulier un renforcement des contrastes saisonniers, notamment aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (Douville et al., 2002 ; Wang, 2005), même si cette tendance est



La sécheresse représente une autre menace. (Photo Météo-France)

difficile à vérifier dans les observations (Robock et al., 2005). De nombreux modèles s'accordent également pour prévoir une augmentation de la variabilité interannuelle des précipitations, notamment dans les régions de mousson, ainsi que des extrema de précipitations mensuelles aux moyennes et hautes latitudes. L'analyse des sorties quotidiennes indique, par ailleurs, un accroissement probable de l'intensité des pluies, déjà perceptible dans les séries observées du xx^e siècle sur la plupart des continents extratropicaux (Groisman et al., 2005 ; Klein Tank et Können, 2003). De tels changements ne sont guère étonnants dans les régions où les cumuls saisonniers tendent à augmenter, étant donné la nature asymétrique de la distribution des précipitations quotidiennes. Il serait donc intéressant de distinguer ce qui relève réellement d'un accroissement de la variance de ce qui reflète simplement une augmentation de la moyenne. Nous ne prolongerons pas ici la discussion sur les événements climatiques extrêmes et renvoyons le lecteur au chapitre 4 de cet ouvrage. Notons toutefois que le renforcement des contrastes spatiaux et saisonniers des précipitations devrait aboutir à un accroissement des risques d'inondations et/ou de sécheresses dans de nombreuses régions du globe. Notons également que les études de détection devraient bénéficier des analyses en cours sur les précipitations quotidiennes, car certains travaux suggèrent que les changements prévus sur les queues de distribution pourraient être plus robustes que les anomalies sur la moyenne des précipitations (Hegerl et al., 2004).

Conclusions

Actuellement, environ un tiers de la population mondiale vit dans des pays considérés comme à risque en ce qui concerne les ressources en eau. En accentuant les contrastes hydrologiques existants, notamment en termes de précipitations, le réchauffement global de la planète pourrait aboutir à une aggravation de la situation. Le changement climatique n'est cependant qu'une facette du problème et l'évolution de la demande en eau, liée notamment à des contraintes démographiques, représente dans certaines régions un danger beaucoup plus important (De Marsily et al., 2006). Par ailleurs, dans les régions où les précipitations annuelles devraient augmenter, l'accroissement des ressources en eau n'est pas garanti si les pluies se concentrent sur une période relativement courte et si la capacité de stockage (réservoirs) ne permet pas de tirer parti de cet excédent. Une augmentation du nombre et de l'intensité des inondations n'est donc pas à exclure, d'autant plus que le changement climatique devrait dans de nombreuses régions s'accompagner d'un accroissement des risques de fortes pluies.

Les simulations climatiques réalisées en vue de la préparation du 4^e rapport d'évaluation du Giec représente un effort sans précédent de la communauté scientifique pour tenter de dégager un consensus sur les conséquences climatiques des forçages anthropiques récents et futurs. Cet objectif n'est cependant atteint que partiellement car la multiplication des modèles, si elle

permet de tendre vers une approche probabiliste du changement climatique, n'exclut pas la possibilité de réponses parfois antagonistes, sans qu'il soit pour autant aisé de discerner le « vrai » du « faux ». Par ailleurs, si les impacts hydrologiques déjà soulignés par le 3^e rapport d'évaluation se confirment (ce qui est en soi un résultat très positif), le 4^e rapport ne devrait pas fournir de nouveautés majeures sur ce thème, en dehors d'une évaluation des changements climatiques déjà engagés (*committed climate change*) et d'une analyse beaucoup plus approfondie des impacts sur la variabilité et les extrêmes.

Ainsi, malgré (ou en raison de ?) la sophistication croissante des outils numériques, les impacts hydrologiques du réchauffement global restent parfois très incertains. Les incertitudes sont toutefois réparties de manière hétérogène et certaines tendances semblent relativement robustes. Le bassin méditerranéen apparaît ainsi comme une zone particulièrement sensible, où le stress hydrique devrait largement augmenter. Progresser dans la localisation et la quantification des risques hydro-

logiques demandera encore beaucoup d'efforts. Il s'agit, d'une part, de préciser la réponse climatique de grande échelle en termes de moyenne et de variabilité ; d'autre part, de développer des méthodes efficaces de régionalisation des scénarios climatiques, permettant d'évaluer les impacts à une échelle pertinente (cf. chapitre 4 consacré à ce thème). Au-delà des travaux de modélisation, le développement de nouveaux instruments de télédétection permettant un suivi global et régulier de certaines variables hydrologiques est une priorité pour appréhender l'évolution du cycle de l'eau dans sa globalité et contraindre les modèles utilisés pour produire les scénarios climatiques.

Notons enfin que la réponse du cycle hydrologique est au cœur des multiples questions que soulèvent les perturbations anthropiques du système climatique. Elle présente ainsi des liens étroits avec les autres chapitres de ce rapport. Les rétroactions liées à la branche atmosphérique du cycle hydrologique, et plus particulièrement les nuages, modulent ainsi fortement le réchauffement global simulé par les

modèles (Bony et Dufresne, 2005). Les principaux modes de variabilité atmosphérique (Enso, NAO) ont une influence majeure sur les précipitations observées au cours du xx^e siècle dans de nombreuses régions. La réponse de ces modes au réchauffement global est donc déterminante pour comprendre et prévoir celle du cycle hydrologique (Camberlin et al., 2004 ; Terray et al., 2004 ; Douville et al., 2006). Par ailleurs, le couplage entre cycles de l'eau et du carbone semble également devoir être un enjeu majeur, que ce soit pour prévoir la variabilité des émissions de CO₂ (Ciais et al., 2005) ou celle du bilan hydrique continental (Gedney et al., 2006). Enfin, en matière de détection-attribution, la forte variabilité naturelle des précipitations et leur réponse incertaine dans les scénarios climatiques représentent un obstacle important pour identifier, à l'échelle régionale, la signature des forçages anthropiques sur les températures de surface. Ce problème peut toutefois être en partie résolu en utilisant le lien qui existe entre température et précipitations à l'échelle interannuelle pour « corriger » les tendances de température (Douville, 2006b).

Bibliographie

- Allen M. R. et W. J. Ingram, 2002 : Constraints on future changes in the hydrological cycle. *Nature*, 419, 224-228.
- Ashrit R. G., H. Douville et K. Rupa Kumar, 2003 : Response of the Indian Monsoon and Enso-monsoon teleconnection to Enhanced Greenhouse Effect in the CNRM Coupled Model. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 81, 779-803.
- Barsugli J. J., S.-I. Shin et P. D. Sardeshmukh, 2006 : Sensitivity of global warming to the pattern of tropical ocean warming. *Climate Dyn.*, 27, 483-492.
- Biasutti M. et A. Giannini, 2006 : Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11706, DOI:10.1029/2006GL026067.
- Bony S. et J.-L. Dufresne, 2005 : Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20806, DOI:10.1029/2005GL023851.
- Camberlin P., F. Chauvin, H. Douville et Y. Zhao, 2004 : Simulated Enso-tropical rainfall teleconnections and their changes under enhanced greenhouse gases conditions. *Climate Dyn.*, 23, 641-657.
- Ciais P., M. Reichstein, N. Viovy, A. Granier, J. Ogee, V. Allard, M. Aubinet, N. Buchmann, C. Bernhofer, A. Carrara, F. Chevallier, N. De Noblet, A. D. Friend, P. Friedlingstein, T. Grünwald, B. Heinesch, P. Kerönen, A. Knohl, G. Krinner, D. Loustau, G. Manca, G. Matteucci, F. Miglietta, J. M. Ourcival, D. Papale, K. Pilegaard, S. Rambal, G. Seufert, J. F. Soussana, M. J. Sanz, E. D. Schulze, T. Vesala et R. Valentini, 2005 : Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, 437, 529-533.
- Collins M. et CMIP Modelling Groups, 2005 : El Niño-or La Niña-like climate change? *Climate Dyn.*, 24, 89-104.
- De Marsily G. et al., 2006 : *Les Eaux continentales*. Rapport sur la science et la technologie, Académie des sciences, EDP Sciences, Courtabœuf, 328 p.
- Douville H., S. Planton, J.-F. Royer, D. B. Stephenson, S. Tyteca, L. Kergoat, S. Lafont et R. A. Betts, 2000a : Importance of vegetation feedbacks in doubled-CO₂ time-slice experiments. *J. Geophys. Res.*, 105, 14841-14861.
- Douville H., J.-F. Royer, D. B. Stephenson, S. Tyteca, J. Polcher, P. Cox, N. Gedney et P. Valdes, 2000b : Impact of CO₂ doubling on the Asian summer monsoon: robust versus model-dependent responses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 78, 421-439.
- Douville H., F. Chauvin, S. Planton, J.-F. Royer, D. Salas y Mélia et S. Tyteca, 2002 : Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dyn.*, 20, 45-68, DOI:10.1007/s00382-002-0259-3.
- Douville H., 2006a : Impact of regional SST anomalies on the Indian monsoon response to global warming in the CNRM climate model. *J. Climate*, 19, 2008-2024.
- Douville H., 2006b : Detection-attribution of global warming at the regional scale: How to deal with precipitation variability? *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02701, DOI:10.1029/2005GL024967.
- 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, DOI:10.1007/s00382-005-0088-2.

- **Gedney N., P. M. Cox, R. A. Betts, O. Boucher, C. Huntingford et P. A. Stott**, 2006 : Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, 439, 835-838, DOI:10.1038/nature04504.
 - **Giorgi F. et X. Bi**, 2005 : Updated regional precipitation and temperature changes for the 21st century from ensembles of recent AOGCM simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21715, DOI:10.1029/2005GL024288.
 - **Groisman P. Y., R. W. Knight, D. R. Easterling, T. R. Karl, G. C. Hegerl et V. N. Razuvaev**, 2005 : Trends in intense precipitation in the climate record. *J. Climate*, 18, 1326-1350.
 - **Hegerl G. C., F. W. Zwiers, P. A. Stott et V. V. Kharin**, 2004 : Detectability of anthropogenic changes in annual temperature and precipitation extremes. *J. Climate*, 17, 3683-3700.
 - **Held I. et B.J. Soden**, 2006 : Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Climate*, 19, 5686-5699.
 - **Held I., T. L. Delworth, J. Lu, K. L. Findell et T. R. Knutson**, 2006 : Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *PNAS*, 102, 17891-17896.
 - **Joly M., A. Voldoire, H. Douville, P. Terray et J.-F. Royer**, 2007 : African monsoon teleconnections with tropical SSTs : validation and evolution in a set of IPCC simulations. *Climate Dyn.*, 29, 1-20.
 - **Klein Tank A. M. G. et G. P. Können**, 2003 : Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-1999. *J. Climate*, 16, 3665-3680.
 - **Kumar A., F. Yang, L. Goddard et S. Schubert**, 2004 : Differing trends in the tropical surface temperatures and precipitation over land and oceans. *J. Climate*, 17, 653-664.
 - **Lambert F. H., N. P. Gillett, D. A. Stone et C. Huntingford**, 2005 : Attribution studies of observed land precipitation changes with nine coupled models. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18704, DOI:10.1029/2005GL023654.
 - **Liepert B. G., J. Feichter, U. Lohmann et E. Roeckner**, 2004 : Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world? *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06207, DOI:10.1029/2003GL019060.
 - **Liu J. et J. A. Curry**, 2006 : Variability of the tropical and subtropical ocean surface latent heat flux during 1989-2000. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05706, DOI:10.1029/2005GL024809.
 - **Milly P. C. D., K. A. Dunne et A. V. Vecchia**, 2006 : Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438, 347-350, DOI:10.1038/nature04312.
 - **Poutou E., G. Krinner, C. Genthon et N. De Noblet**, 2004 : Role of soil freezing in future boreal climate change. *Climate Dyn.*, 23, 621-639.
 - **Ramanathan V., C. Chung, D. Kim, T. Bettge, J. T. Kiehl, W. M. Washington, Q. Fu, D. R. Sikka et M. Wild**, 2006 : Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *PNAS*, 102, 5326-53333.
 - **Robock A., M. Mu, K. Vinnikov, I. V. Trofimova et T. I. Adamenko**, 2005 : Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine: No summer desiccation (yet). *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03401, DOI:10.1029/2004GL021914.
 - **Roderick M. L. et G. D. Farquhar**, 2002 : The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. *Science*, 298, 1410-1411.
 - **Rowell D. P. et R. G. Jones**, 2006 : Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Climate Dyn.*, 27, 281-299, DOI:10.1007/s00382-006-0125-9.
 - **Terray L., M. E. Demory, M. Déqué, G. de Coetlogon et E. Maisonnave**, 2004 : Simulation of the late twenty-first century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes. *J. Climate*, 17, 4630-4635.
 - **Wang G.**, 2005 : Agricultural drought in a future climate: Results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th Assessment. *Climate Dyn.*, 25, 739-753, DOI:10.1007/s00382-005-0057-9.
 - **Wang H. et K. M. Lau**, 2006 : Atmospheric hydrological cycle in the tropics in twentieth century coupled climate simulations. *Int. J. Climatol.*, DOI:10.1002/joc.1279.
-

Régions polaires, cryosphère et circulation thermohaline

Que nous ont appris les simulations du 4^e rapport d'évaluation du GIEC ?

David Salas y Méliá⁽¹⁾, Christophe Genthon⁽²⁾, O. Arzel⁽³⁾, C. Cassou⁽⁴⁾,
V. Guemas⁽¹⁾, G. Krinner⁽²⁾, M. Minvielle⁽⁴⁾ et D. Swingedouw⁽⁵⁾

- (1) Météo-France - Centre national de recherches météorologiques (CNRM)
42, avenue Gaspard-Coriolis - 31057 Toulouse Cedex 1
david.salas@meteo.fr
- (2) Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement (LGGE)
Saint-Martin-d'Hères
christophe.genthon@lgge.obs.ujf-grenoble.fr
- (3) Climate and Environmental Dynamics Laboratory (CEDL)
University of New South Wales - Sydney - Australie
- (4) Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique
(Cerfacs) - Toulouse
- (5) Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE-IPSL)
CNRS-CEA - Gif-sur-Yvette

Le 4^e rapport du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (Giec) propose une évaluation remise à jour des éléments scientifiques, techniques et socio-économiques permettant une meilleure compréhension du changement climatique, de ses impacts potentiels et des possibilités d'adaptation et de mitigation. Il s'appuie sur des simulations numériques des climats préindustriels des XX^e et XXI^e siècles, réalisées de manière concertée par les principaux groupes de recherche sur le climat de par le monde. Nous proposons ici une synthèse du travail réalisé sur ces simulations par la communauté de recherche française dans le cadre du projet national Escrime, en montrant en particulier comment, selon ces études, la cryosphère, la circulation thermohaline et le climat des régions polaires pourraient évoluer au cours du XXI^e siècle dans le cadre du réchauffement climatique.

Polar regions, cryosphere and thermohaline circulation: what conclusions can be drawn from the IPCC Fourth Assessment Report?

The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report proposes an updated assessment of the scientific, technical and socio-economic information relevant for the understanding of climate change, its potential impacts and options for adaptation and mitigation. It is based on numerical simulations of preindustrial, 20th and 21st centuries climates, performed in a coordinated way by modelling groups world-wide. This paper presents key results obtained by the French modelling groups by analysing the IPCC simulations in the framework of the French national project Escrime. More specifically, conclusions about how the cryosphere, the thermohaline circulation and the climate of polar regions could be affected during the 21st century by the ongoing global warming are given.

La place des régions polaires dans le système climatique global

Un ensemble climatique sensible et en évolution rapide

Les hautes latitudes des deux hémisphères concentrent une grande partie de la cryosphère marine et terrestre (glace de mer, neige, calottes et glaciers) et sont, avec la Méditerranée, les seules régions du globe où se produit la convection océanique profonde. Lorsque cette dernière a lieu, les eaux océaniques de surface plongent vers le fond de l'océan. Ce processus de ventilation océanique a un impact notable sur le climat de la planète. Il se produit notamment en mers du Labrador, d'Irminger, du Groenland, d'Islande et de Norvège (figure 1), et constitue le principal moteur de la circulation thermohaline globale. Celle-ci, en interagissant avec le Gulf Stream, donne naissance à la dérive nord-atlantique ; ce courant océanique chaud est l'un des facteurs expliquant la relative douceur du climat de l'Europe de l'Ouest⁽¹⁾.

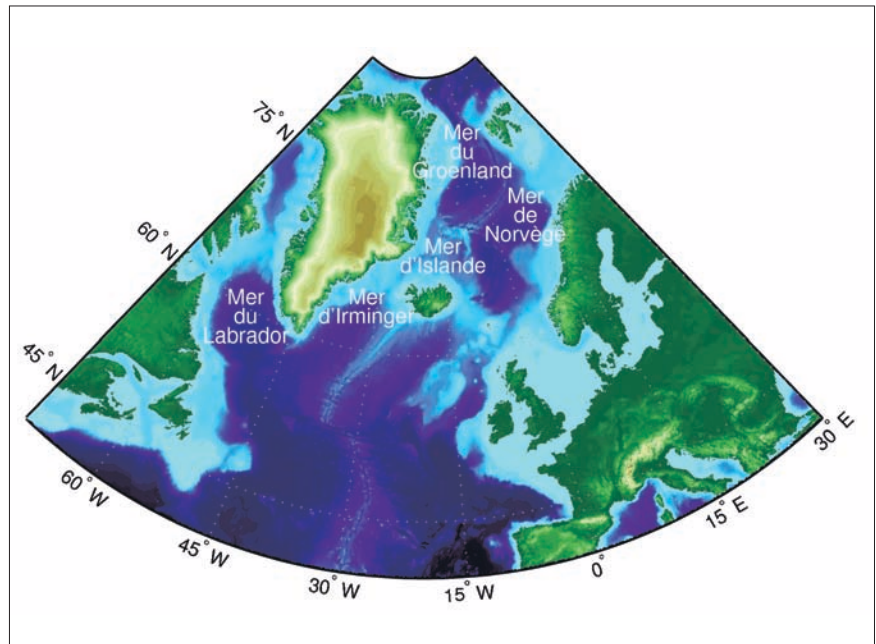


Figure 1 - Situation géographique des principales mers de l'Atlantique nord.

Au cours du xx^e siècle, le climat de la planète s'est réchauffé de $0,6 \pm 0,2$ °C (IPCC, 2001). Dans ce contexte, les hautes latitudes de l'hémisphère Nord se réchauffent plus rapidement que les autres régions : depuis le milieu des années 1970, les tendances au réchauffement observées atteignent 1 °C par décennie sur une partie de la Sibérie, le nord du Canada et l'Alaska. Cette

tendance marquée sur les surfaces continentales s'explique en partie par un recul de la couverture neigeuse observée, que les modèles utilisés pour le 4^e rapport d'évaluation du Giec ne reproduisent que partiellement (Roesch, 2006).

Un réchauffement s'était également produit à l'échelle de l'hémisphère Nord dans les années 1930 et 1940 ; à son maximum, il atteignait 0,5 °C en moyenne globale, mais dans le même temps l'Arctique s'était réchauffé de 1,7 °C, ce qui a été interprété notamment par des rétroactions climatiques positives impliquant la glace de mer (Bengtsson et al., 2004). En revanche, une telle amplification du réchauffement climatique n'a pas été observée en Antarctique au cours du xx^e siècle, sauf dans la région de la péninsule Antarctique.

Des projections réalisées avec des modèles climatiques pour le XXI^e siècle indiquent également une forte amplification du réchauffement sur l'Arctique par rapport à la tendance en moyenne globale, ce que l'on ne retrouve pas en Antarctique. Des simulations académiques de doublement du taux de CO₂



Navigation dans la banquise au Savlbard, archipel norvégien. (Photo Pierre Taverniers)

(1) Cependant, la principale raison expliquant la douceur du climat de la façade ouest de l'Europe par rapport à celui de l'est de l'Amérique du Nord est la prédominance d'une circulation atmosphérique de secteur ouest, soumettant cette région à l'influence de masses d'air maritime tempérées par l'océan Atlantique.



Glacier Raudfjord au Svalbard. (Photo Pierre Taverniers)

atmosphérique réalisées dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP2 ont montré que le réchauffement en Arctique était de 1,5 à 4,5 fois plus intense qu'en moyenne globale (Holland and Bitz, 2003). Si cette amplification est essentiellement due à une boucle de rétroaction impliquant l'albédo de la banquise, sa dispersion selon les modèles tient surtout à l'état initial de la couverture de banquise arctique⁽¹⁾, aux réponses diverses des nuages, tandis que les neiges et glaces continentales jouent un rôle de second ordre. Par ailleurs, des simulations paléoclimatiques du « Dernier maximum glaciaire » (DMG, il y a 21 000 ans), réalisées

(1) Au démarrage de ces simulations, l'épaisseur moyenne de la banquise arctique diffère selon les modèles, notamment car il n'existe pas encore de mesure globale et simultanée de ce paramètre. Plus la banquise arctique est initialement fine, plus elle disparaît rapidement à mesure que l'atmosphère simulée se réchauffe. Une fois que l'essentiel de la banquise a fondu, le réchauffement atmosphérique a tendance à s'amplifier par effet de rétroaction.

dans le cadre de PMIP2, indiquent également que le réchauffement entre le DMG et le climat préindustriel est amplifié dans les régions polaires par rapport à la moyenne globale de ce réchauffement (Masson-Delmotte et al., 2006) et qu'il existe une corrélation forte entre la température simulée dans les régions polaires et la température moyenne du globe, confirmant que les données issues de carottes de glace constituent de bons indicateurs de certaines variations climatiques globales.

Couplages climatiques mettant en jeu la glace de mer

Les couvertures de banquise des deux hémisphères présentent une variabilité interannuelle importante, en réponse à l'action de l'océan et de l'atmosphère. Si, en Antarctique, aucune tendance nette de la surface englacée n'est actuellement décelable, en Arctique, sur la période 1972-2002, l'extension

de glace de mer en moyenne annuelle s'est réduite de 900 000 km² (Cavalieri et al., 2003). À titre de comparaison, cela représente près de deux fois la surface de la France. De plus, ce retrait s'est accéléré depuis la fin des années 1990, en particulier l'été (Stroeve et al., 2005). Des boucles de rétroaction positive mettant en jeu la glace de mer ont été mises en évidence, à la fois par l'observation et la modélisation. Par exemple, pendant l'été, les parcelles d'eau libre au sein du pack de banquise (chenaux) ont un faible albédo, absorbent une fraction importante du rayonnement solaire incident, et donc se réchauffent. Cela accentue la fonte latérale des plaques de banquise, conduisant à une augmentation de l'absorption de rayonnement solaire par la surface marine (Maykut et Perovich, 1987). Curry et al. (1995) ont documenté d'autres boucles de rétroaction positive mettant en jeu l'albédo de la glace. Ce paramètre dépend de l'épaisseur du bloc considéré, des déformations qu'il a subies et de la nature de sa surface (couverture de neige, présence de

mares de fonte⁽¹⁾...). Il est souligné dans cette étude que la simulation de la banquise ne peut être validée uniquement par comparaison des épaisseurs modélisées et observées sur la fin du XX^e siècle : il faut également s'assurer que la sensibilité de l'épaisseur modélisée aux forçages climatiques est correcte, surtout en vue de réaliser des projections sur le XXI^e siècle. Par exemple, il est probable qu'un modèle de glace simulante une fonte estivale trop rapide surestime la régression de la banquise soumise à un réchauffement du climat.

Par ailleurs, de nombreux travaux ont suggéré des boucles de rétroaction mettant en jeu des interactions entre l'Arctique et l'Atlantique nord (par exemple, Goosse et al., 2002 ; Goosse et Holland, 2005). Ainsi, une modification de l'intensité de la dérive nord-atlantique et donc de la quantité de chaleur qu'apportent les courants océaniques à l'Arctique peuvent moduler la position du bord de glace en Atlantique du Nord-Est. Réciproquement, comme la banquise est très peu salée par rapport à l'eau de mer, lorsqu'elle quitte l'Arctique en longeant l'est du Groenland, sa fonte libère progressivement de l'eau douce, ce qui réduit la salinité de l'océan de surface. Cela peut affecter la circulation océanique, en particulier la circulation thermohaline et donc l'intensité de la dérive nord-atlantique. Il faut cependant souligner que ce phénomène ne devrait pas avoir d'impact climatique sur l'Europe, le léger effet de refroidissement qu'il implique étant largement masqué par le réchauffement climatique.

Couplages climatiques impliquant les calottes glaciaires et les glaciers

Des observations altimétriques ont montré que le niveau moyen des océans a augmenté de 37 mm sur la période 1993-2005 (Nerem et al., 2006) ; 40 % de cette variation s'explique par la fonte des glaciers et des calottes glaciaires. Une étude récente montre que l'écoulement des grands glaciers drainant la calotte groenlandaise s'accélère, ce qui indique que les projections futures de la remontée du niveau des mers sont vraisemblablement sous-estimées (Rignot et Kanagaratnam, 2006). De plus,

	Arctique			Antarctique		
	Mars	Septembre	AM	Mars	Septembre	AM
Étendue de glace	-15,4	-61,7	-27,7	-49	-19,1	-24
Volume de glace	-47,8	-78,9	-58,8	-58,1	-27,4	-33,7

Tableau 1 - Moyenne multimodèle des changements relatifs d'étendue et de volume de glace de mer (%) entre les périodes 2081-2100 et 1981-2000 pour les mois de mars, septembre, et en moyenne annuelle (AM) dans les deux hémisphères.

d'autres études basées à la fois sur des résultats de modélisation et sur des observations altimétriques (Krabill et al., 2004) révèlent une perte de masse importante survenue au cours de la dernière décennie (Schutz et al., 2005 ; Zwally et al., 2005). Cet afflux d'eau supplémentaire vers l'océan pourrait réduire la convection océanique profonde en mer du Labrador, avec pour conséquence l'affaiblissement de la circulation thermohaline.

Cryosphère et circulation thermohaline : projections pour le XXI^e siècle

Cette partie donne un rapide aperçu de la modélisation de l'état actuel des différentes composantes de la cryosphère (neige, glace de mer, glaciers et calottes) et de leurs évolutions respectives au cours du XXI^e siècle simulées par les modèles climatiques utilisés pour le 4^e rapport d'évaluation du Giec.

Évolution de la couverture de glace de mer

Sur les vingt modèles de banquise utilisés dans le cadre des récentes simulations du Giec, onze comportent une discrétisation verticale des plaques de glace, sept prennent en compte des catégories d'épaisseurs⁽²⁾ et dix-sept utilisent une dynamique de glace avancée, ce qui représente un net progrès en modélisation de banquise par rapport au précédent rapport du Giec. Tout en gardant à l'esprit que la simulation de la glace dépend fortement des forçages atmosphériques et océaniques, ces progrès sont visibles à l'examen des étendues de glace simulées sur la période 1981-2000 par les différents modèles, même si les écarts aux observations restent parfois importants en Antarctique (Arzel et

al., 2006a). En revanche, bien que l'on dispose de relativement peu d'observations, il est très probable que l'épaisseur de la banquise sur la même période ne soit généralement pas correctement simulée (répartition géographique et épaisseur moyenne). Par conséquent, si de nombreux modèles simulent un océan Arctique libre de glaces à la fin de l'été pour la fin du XXI^e siècle (Arzel et al., 2006a), la date à laquelle ce phénomène pourrait se produire pour la première fois reste très incertaine. Enfin, les modèles semblent s'accorder sur le fait qu'en Arctique, le volume moyen annuel de la banquise devrait décroître deux fois plus rapidement que sa surface (tableau 1).

La fonte massive de la banquise arctique pourrait entraîner un changement de régime climatique, comme cela est observé dans la simulation SRES-A1B utilisant IPSL-CM4 (le modèle climatique couplé global du CNRS/IPSL). Dans cette expérience, le débit océanique des eaux quittant l'Arctique par le détroit de Fram⁽³⁾ augmente fortement entre 1990 et 2010 (figure 2). L'océan Arctique étant moins salé que l'océan Atlantique, ce transport de masses d'eau, s'additionnant au transport de banquise évoqué précédemment, équivaut à une importante

(1) La glace de mer est souvent recouverte de neige, ce qui limite ses échanges thermiques avec l'atmosphère et réduit ainsi sa croissance hivernale. En été, sous l'effet du soleil et de températures moins froides, la glace de mer et la neige fondent, formant des mares de fonte sur la banquise. Ces mares ont un albédo plus faible que celui de la glace nue et absorbent plus de rayonnement solaire que la glace ou la neige, ce qui favorise la fonte, donc l'extension des mares superficielles. Il s'agit donc encore là d'une rétroaction positive.

(2) La discrétisation verticale des plaques de glace permet de mieux estimer la conduction de la chaleur dans ce milieu et d'estimer plus finement la croissance de la glace en fonction des conditions atmosphériques. La prise en compte de plusieurs catégories d'épaisseurs de banquise est souhaitable dans un modèle, la croissance d'un bloc de glace dépendant fortement de son épaisseur : il est donc important de représenter correctement les hétérogénéités d'un pack pour mieux modéliser l'évolution de son épaisseur moyenne.

(3) Détroit séparant le Groenland du Spitzberg.

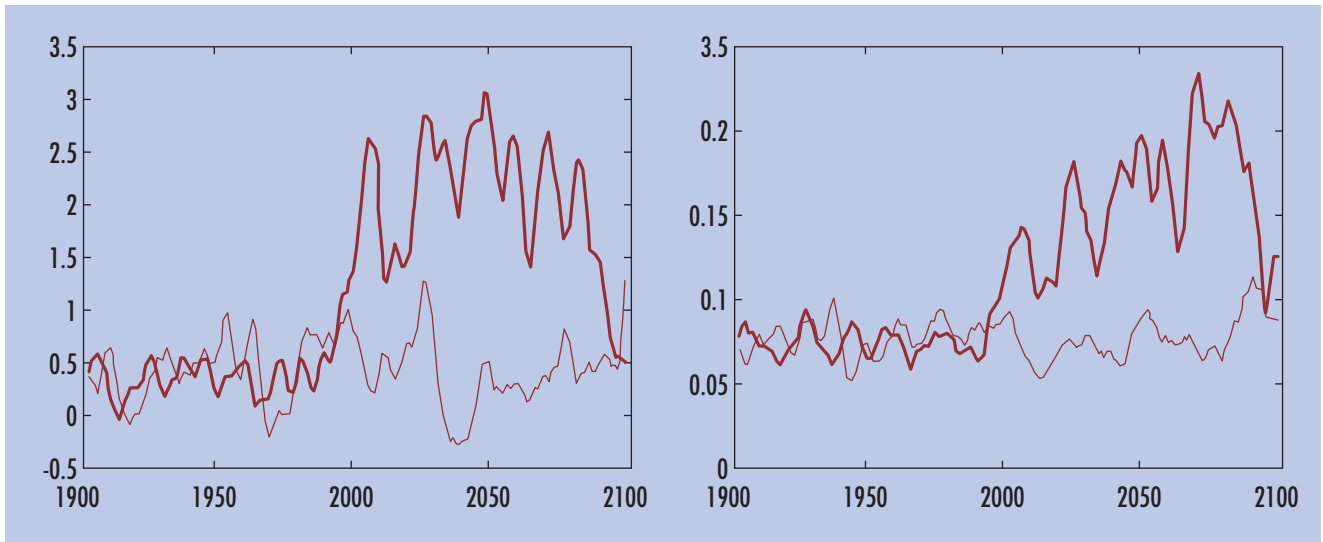


Figure 2 - Séries temporelles du transport océanique (à gauche) et de l'export d'eau douce liquide (à droite) au détroit de Fram, modélisées par IPSL-CM4, en Sverdrups ($1\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Une moyenne glissante de cinq ans a été appliquée. Les traits fins et épais représentent respectivement les séries temporelles associées à une expérience préindustrielle (contrôle) et à une simulation du xx^{e} siècle suivie d'un scénario SRES-A1B sur le xxi^{e} siècle.

source d'eau douce pour le nord de l'Atlantique. Selon Arzel et al. (2006b), une rétroaction positive du système océan-glace de mer-atmosphère dans le secteur des mers de Groenland-Islande-Norvège (GIN)-Barents serait responsable de cette évolution.

Ce processus est initié par le recul de la banquise en mer de Barents, en lien avec le réchauffement du climat de l'Arctique durant la fin du xx^{e} siècle. Il s'ensuit une amplification locale de ce réchauffement, impliquant une diminution de la pression moyenne en mers de GIN et de Barents, donc une circulation atmosphérique moyenne plus

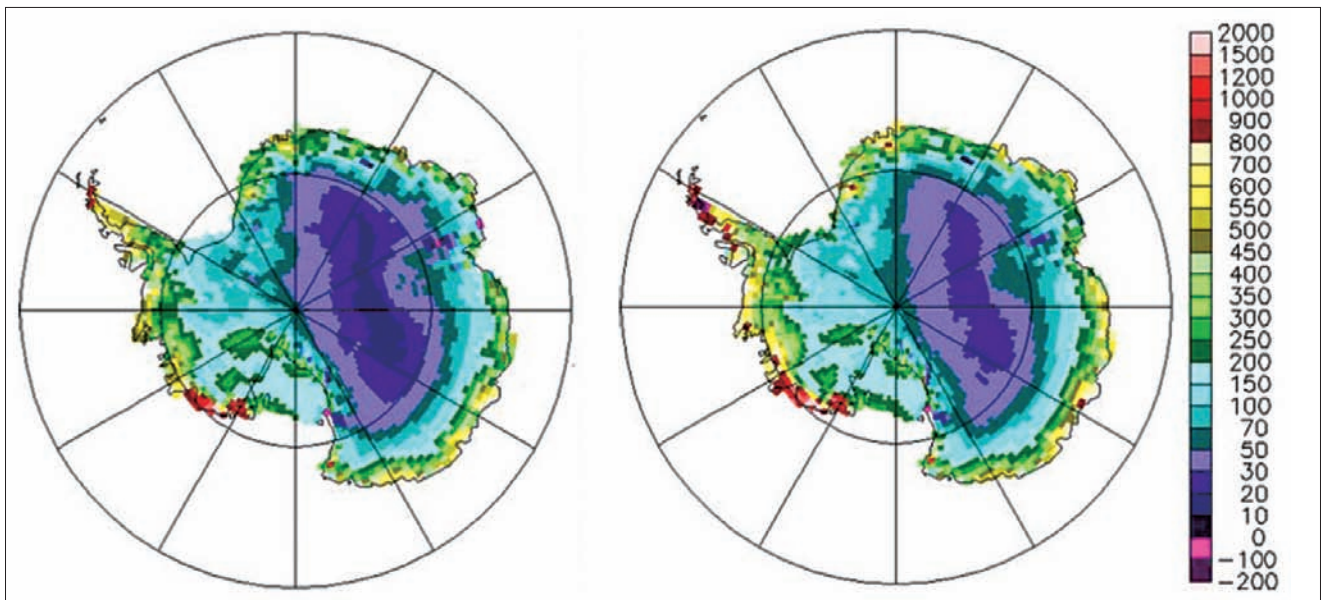
dépressionnaire dans cette région. Par conséquent, les vents moyens à l'ouest de cette zone (détroit de Fram), de secteur nord, tendent à se renforcer. À l'inverse, sur le flanc est de la structure dépressionnaire, les vents de secteur sud se renforcent. Par effet de friction, cette intensification des vents induit une augmentation des transports de masses d'eaux océaniques et une dérive accrue des glaces le long des côtes groenlandaises. Vers l'année 2080, le modèle présente une seconde transition à l'issue de laquelle le débit au détroit de Fram retrouve sa faible valeur initiale. Une lente désalinisation des mers de GIN est invoquée pour expliquer cette transition.

Évolution des bilans de masse des calottes glaciaires et des glaciers

L'évolution du bilan de masse⁽¹⁾ de la calotte glaciaire antarctique et de son impact sur le niveau des océans a été estimée pour la fin du xxi^{e} siècle en régionalisant des simulations climatiques réalisées avec le modèle IPSL-CM4 au moyen d'une version zoomée de LMDZ à 60 km de résolution

(1) Différence entre la masse de neige accumulée sur un glacier pendant une période donnée et la perte de masse liée à la fonte de la neige dans le même temps.

Figure 3 - Bilans de masse en surface simulés pour la calotte glaciaire Antarctique en $\text{kg}/\text{m}^2/\text{an}$ - 1981-2000 (à gauche) et 2081-2100 (à droite) - dans le cas d'un scénario SRES-A1B.





Fragment d'iceberg en forme de champignon. (Photo Pierre Taverniers)

horizontale. Une simulation utilisant directement les conditions aux limites océaniques (température de la surface océanique et couverture de glace) fournies par IPSL-CM4 pour l'époque actuelle (1981-2000) et la fin du XXI^e siècle (2081-2100) indique que le bilan de masse annuel de la calotte Antarctique augmenterait de 32 mm au cours du XXI^e siècle (figure 3), ce qui équivaut à une diminution du niveau de la mer de 1,2 mm/an (Krinner et al., 2008). En effet, cette augmentation de masse de la calotte correspond à une redistribution de l'eau entre les différents réservoirs terrestres, essentiellement au détriment des océans. Dans le cas d'une simulation où des anomalies de conditions aux limites fournies par IPSL-CM4 sont ajoutées à la climatologie de l'époque actuelle, les deux chiffres précédents s'établissent respectivement à 43 mm/an d'augmentation de bilan de masse et 1,5 mm/an de diminution du niveau des océans (Krinner et al., 2007). Dans les deux cas, l'évolution du bilan de masse s'explique essentiellement par une augmentation des précipitations, la fonte de

neige en surface évoluant peu. L'élévation des températures dans la région de l'Antarctique permet une augmentation du contenu en eau de l'air, et une convergence d'humidité accrue au-dessus du continent, ce qui permet de plus grandes accumulations de neige sur l'Antarctique. Cependant, à l'échelle régionale, en particulier près des côtes, des changements de dynamique atmosphérique modulent cet effet. Enfin, un autre travail en cours, suivant la même méthodologie (G. Krinner, communication personnelle), indique qu'au contraire la fonte de la calotte groenlandaise devrait s'intensifier au cours du XXI^e siècle. Ainsi, les effets additionnés des changements de bilan de masse des deux calottes pourraient se traduire par une légère augmentation annuelle du niveau des océans.

On estime qu'actuellement la contribution des glaciers des régions tropicales et tempérées à l'élévation du niveau des océans est environ deux fois supérieure à celle des calottes glaciaires antarctique et groenlandaise. Même si les glaciers représentent des

réservoirs d'eau bien moins importants que ceux des calottes, il est intéressant de chercher à comprendre les raisons de leur régression et de tenter de prévoir leur évolution future. Un modèle permettant de simuler le bilan de masse du glacier de Saint-Sorlin (Alpes françaises) a été mis en place dans cette optique (Gerbaux, 2005) et validé sur la période 1981-2004 à partir d'observations in situ. L'utilisation de données d'anomalies de forçage provenant de plusieurs modèles du 4^e rapport d'évaluation du Giec suivant le scénario SRES-B1 indique que ce glacier devrait fondre rapidement au cours du XXI^e siècle, avant de disparaître complètement vers 2070.

Évolution de la convection océanique en Atlantique nord et circulation thermohaline

Des simulations réalisées par différents modèles climatiques selon le scénario SRES-A1B indiquent que la

circulation thermohaline en Atlantique nord devrait s'affaiblir de 0 à 50 % au cours du XXI^e siècle (Schmittner et al., 2005). Parmi ces simulations, aucune n'indique de diminution soudaine de cette circulation. Gregory et al. (2005) tirent la même conclusion d'une analyse d'expériences d'augmentation du taux de CO₂ atmosphérique de 1 % par an jusqu'au quadruplement (4 x CO₂). Cette dernière étude précise également que l'évolution de la circulation thermohaline est surtout conditionnée par des changements de flux de chaleur affectant la surface océanique plutôt que par des changements de flux d'eau. Cependant, les modèles utilisés négligent la contribution de la fonte du Groenland. Or, dans le cas d'une expérience 4 x CO₂ réalisée avec le modèle IPSL-CM4, au moment du quadruplement de la concentration de CO₂, l'intensité de la circulation thermohaline a décliné de 21 %, contre 47 % en prenant en compte le flux d'eau lié à la fonte de la calotte groenlandaise (Swingedouw et al., 2006). Dans ce dernier cas, les températures de surface simulées sont jusqu'à 5 °C plus froides près de la mer de Kara (nord-ouest de la Russie) que dans la simulation où la fonte des glaces continentales n'est pas prise en compte.

Au cours de l'expérience simulant le XX^e siècle réalisée avec le modèle CNRM-CM3 (le modèle climatique couplé global de Météo-France), l'intensité de la circulation thermohaline se réduit de 8 %. Cette diminution peut s'expliquer par une diminution importante de la salinité de surface des mers du Labrador et d'Irminger, entraînant un affaiblissement de la convection océanique profonde dans ces régions. L'origine de ce changement de caractéristiques de masses d'eau dans les deux mers est similaire à celle de la « Grande anomalie de sel⁽¹⁾ ». On assiste à une fonte significative de la glace de mer conduisant à des eaux de surface devenant plus douces dans les régions polaires. Ces eaux sont transportées par le détroit du Danemark

(1) La « Grande anomalie de salinité » est apparue à la fin des années 1960 en mer de Groenland, probablement suite à un export important de glace de mer par le détroit de Fram en 1967. Il s'agissait d'une masse d'eau de faible salinité, dont on a pu suivre le déplacement pendant plus de dix ans. En 1971-1972, elle a été observée au large de Terre-Neuve, avant d'être transportée jusqu'en Europe par le Gulf Stream et la dérive nord-atlantique, pour finalement revenir en mer du Groenland au début des années 1980.

et envahissent la mer d'Irminger et la mer du Labrador. Au cours du XXI^e siècle, l'intensité de la circulation thermohaline dans les différents scénarios de Météo-France diminue en moyenne d'environ 40 %. Ce phénomène s'explique par une réaction positive du système océan-glace-atmosphère, induisant un renforcement des interactions climatiques entre l'Arctique et l'Atlantique nord. Cela se traduit notamment par une intensification du courant est-groenlandais et du courant de Norvège (Guemas et Salas y Méliá, 2008).

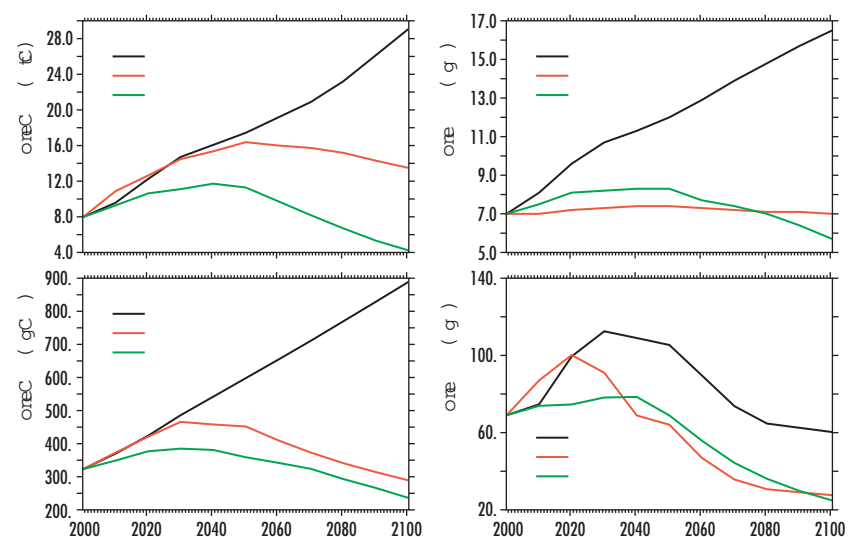
Conclusion

Le réchauffement planétaire en cours devrait s'amplifier au cours du XXI^e siècle, et les modèles de projections climatiques s'accordent pour simuler son amplification dans les régions polaires. Mais les impacts de ce changement climatique et de ses rétroactions devraient être relativement différents selon l'hémisphère considéré. Ainsi, le réchauffement atmosphérique austral pourrait

se traduire par une croissance de la calotte antarctique, tandis que l'élévation des températures en l'Arctique devrait accélérer la perte de masse de la calotte groenlandaise déjà observée par satellite. Par ailleurs, en Antarctique, l'évolution de la couverture de glace de mer devrait être moins marquée qu'en Arctique. En effet, actuellement, la banquise est déjà essentiellement saisonnière dans les mers australes, tandis qu'en Arctique, elle devrait évoluer d'un régime où environ la moitié de la glace, présente l'hiver, persiste pendant l'été à un régime saisonnier. Les simulations climatiques pour le XXI^e siècle indiquent que la disparition progressive de la banquise arctique d'été devrait s'accompagner d'une amplification du réchauffement dans les régions boréales. La forte réduction de la couverture de glace arctique observée depuis une vingtaine d'années, et plus particulièrement depuis la fin du XX^e siècle, pourrait constituer les prémices de ce phénomène. Cependant, il reste encore difficile d'évaluer les contributions respectives de la variabilité naturelle et du réchauffement climatique en cours à cette tendance observée.

Les scénarios du Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat (Giec)

Ces scénarios, proposés et codifiés par le Giec pour les divers groupes de modélisation climatique, sont des hypothèses d'émissions futures de gaz à effet de serre. La figure en décrit les principaux (pour plus de détails, se reporter au chapitre 1, page 18).



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)

Bibliographie

- **Arzel O., T. Fichefet et H. Goosse**, 2006a : Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by current AOGCMs. *Ocean Modelling*, 12, 401-415, DOI:10.1016/j.ocemod.2005.08.002.
- **Arzel O., T. Fichefet, H. Goosse et J.-L. Dufresne**, 2006b : Causes and impacts of Arctic freshwater budget changes over the 20th and 21st centuries in an AOGCM. *Climate Dyn.*, 30, 37-58.
- **Bengtsson L., V. A. Semenov et O. M. Johannessen**, 2004 : The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic - A Possible Mechanism. *J. Climate*, 17, 4045-4057.
- **Cavaliere D. J., C. L. Parkinson et K. Y. Vinnikov**, 2003 : 30-year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 18, DOI:10.1029/2003GL018931.
- **Curry J.-A., J. L. Schramm et E. E. Ebert**, 1995 : Sea Ice-Albedo Climate Feedback Mechanism. *J. Climate*, 8, 240-247.
- **Gerbaux M.**, 2005 : *Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique*. PhD, Université Joseph-Fourier, Grenoble, France, 132 p. lgge.obs.ujf-grenoble.fr/publisience/theses/these-gerbaux.pdf.
- **Goosse H., F. M. Selten, R. J. Haarsma et J. D. Opsteegh**, 2002 : A mechanism of decadal variability of the sea-ice volume in the Northern Hemisphere. *Climate Dyn.*, 19, 61-83, DOI:10.1007/s00382-001-0209-5.
- **Goosse H. et M. Holland**, 2005 : Mechanisms of decadal and interdecadal Arctic variability in the Community Climate System Model CCSM2. *J. Climate*, 18, 3552-3570.
- **Gregory J. M., K. W. Dixon, R. J. Stouffer, A. J. Weaver, E. Driesschaert, M. Eby, T. Fichefet, H. Hasumi, A. Hu, J. H. Jungclaus, I. V. Kamenkovich, A. Levermann, M. Montoya, S. Murakami, S. Nawrath, A. Oka, A. P. Sokolov et R. B. Thorpe**, 2005 : A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO₂ concentration. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12703, DOI:10.1029/2005GL023209.
- **Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) / Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)**, 2001 : *Climate Change 2001* (J. T. Houghton et al., Eds.), Cambridge University Press, New York.
- **Guemas V., D. Salas-Mélaia**, 2008 : Simulation of the Atlantic meridional overturning circulation in an atmosphere-ocean global coupled model. Part I: a mechanism governing the variability of ocean convection in a preindustrial experiment. *Clim Dyn.*, 31, 29-48, DOI:10.1007/s00382-007-0336-8.
- **Guemas V., D. Salas-Mélaia**, 2008 : Simulation of the Atlantic meridional overturning circulation in an atmosphere-ocean global coupled model. Part II: weakening in a climate change experiment: a feedback mechanism. *Clim Dyn.*, 30, 831-844, DOI:10.1007/s00382-007-0328-8.
- **Holland M. M. et C. M. Bitz**, 2003 : Polar amplification in climate changes in coupled models. *Climate Dyn.*, 21, 221-232.
- **Krabill W. et al.**, 2004 : Greenland ice sheet: increased coastal thinning. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24402, DOI:10.1029/2004GL021533.
- **Krinner G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon et J.-L. Dufresne**, 2007 : Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries. *Climate Dyn.*, 28, 215-230. DOI:10.1007/s00382-006-0177-x.
- **Krinner G., B. Guicherd, K. Ox et C. Genthon et O. Magand**, 2008 : Influence of oceanic boundary conditions in simulations of Antarctic climate and surface mass balance change during the coming century. *J. Climate*, 21, 938-962. DOI:10.1175/2007JCLI1690.1.
- **Masson-Delmotte V., M. Kageyama, P. Braconnot, S. Charbit, G. Krinner, C. Ritz, É. Guilyardi, J. Jouzel, A. Abe-Ouchi, M. Crucifix, R. M. Gladstone, C. D. Hewitt, A. Kitoh, A. N. LeGrande, O. Marti, U. Merkel, T. Motoi, R. Ohgaito, B. Otto-Bliesner, W. R. Peltier, I. Ross, P. J. Valdes, G. Vettoretti, S. L. Weber, F. Wolk et Y. Yu**, 2006 : Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Climate Dyn.*, 26, 513-529, DOI:10.1007/s00382-005-0081-9.
- **Maykut G. et D. K. Perovich**, 1987 : The role of shortwave radiation in the summer decay of a sea ice cover. *J. Geophys. Res.*, 92, C7, 7032-7044.
- **Nerem R. S., E. Leuliette et A. Cazenave**, 2006 : Present-day sea level change. *C.R. Geosciences*, DOI:10.1016/j.crte.2006.09.001.
- **Rignot E. et P. Kanagaratnam**, 2006 : Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet. *Science*, 311, 986-990.
- **Roesch A.**, 2006 : Evaluation of surface albedo and snows cover in AR4 coupled climate models. *J. Geophys. Res.*, 111, D15111, DOI:10.1029/2005JD006473.
- **Schmittner A., M. Latif et B. Schneider**, 2005 : Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23710, DOI:10.1029/2005GL024368.
- **Schutz B. E., H. J. Zwally, C. A. Shuman, D. Hancock et J. P. DiMarzio**, 2005 : Overview of the ICESat Mission. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21S01, DOI:10.1029/2005GL024009.
- **Stroeve J. C., M. C. Serreze, F. Fetterer, T. Arbetter, W. Meier, J. Maslanik, et K. Knowles**, 2005 : Tracking the Arctic's shrinking ice cover: Another extreme September minimum in 2004. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04501, DOI:10.1029/2004GL021810.
- **Swingedouw D., P. Braconnot et O. Marti**, 2006 : Sensitivity of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to the melting from northern glaciers in climate change experiments. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07711, DOI:10.1029/2006GL025765.
- **Zwally H. J., M. B. Giovinetto, J. Lun, H. G. Cornejo, M. A. Beckley, A. C. Brenner, J. L. Saba et D. Yi**, 2005 : Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992-2002. *Journal of Glaciology*, 51 (175), 509-527.

Changement climatique et cycle de carbone

Pierre Friedlingstein, Laurent Bopp et Patricia Cadule

Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE-IPSL)
CEA-Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex
pierre.friedlingstein@lsce.ipsl.fr

Ce chapitre traite de l'influence du changement climatique sur le cycle du carbone, rétroaction réciproque qu'il est nécessaire de prendre en compte.

Climatic change and carbon cycle

This chapter deals with the effect of climatic change on the carbon cycle, negative feedback must be considered.

Les différents types de végétation sont des facteurs primordiaux dans le cycle du carbone. Ci-dessous, la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie. (Photo Météo-France, Alain Lapujade)



La concentration de CO₂ dans l'atmosphère est un facteur clé contrôlant le changement climatique du XXI^e siècle. Pour estimer l'amplitude de ce changement climatique au cours des prochaines décennies, la plupart des modèles couplés océan-atmosphère (OAGCM) sont forcés par un scénario de concentrations atmosphériques de CO₂. Cela implique que le climat simulé par ces modèles couplés ne peut influencer en retour le cycle du carbone et l'évolution du CO₂ atmosphérique. Pourtant, les flux de carbone entre atmosphère et biosphère terrestre, et entre atmosphère et océan, sont sensibles au climat. Un exemple classique de cette sensibilité est la réponse du taux de croissance du CO₂ atmosphérique à l'oscillation australe [Enso] (par exemple, Bousquet et al., 2002) ou à la perturbation climatique liée à l'éruption volcanique du Pinatubo (Jones et Cox, 2001 ; Lucht et al., 2002).

Les deux premières simulations utilisant un OAGCM couplé de façon interactive à un modèle du cycle du carbone (Cox et al., 2000 ; Dufresne et al., 2002) ont montré que la rétroaction climat-carbone est une rétroaction positive (qui amplifie la perturbation externe). Par contre, l'estimation de l'amplitude de cette rétroaction est très différente entre ces deux premières études (Friedlingstein et al., 2003). Dans le cadre du projet de comparaison des modèles couplés climat-carbone (C⁴MIP) et pour le prochain rapport du Giec, un nouveau modèle couplé climat-carbone a été développé à l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL_CM4_Loop). Ce modèle a été utilisé pour réaliser des simulations climat-carbone sur la période historique et au cours du XXI^e siècle.

Le modèle couplé climat-carbone de l'IPSL

Le modèle IPSL_CM4_Loop est construit à partir du modèle couplé océan-atmosphère de l'IPSL (Marti et al., 2005) utilisé pour les simulations du 4^e rapport du Giec (Dufresne et al., 2005) et des modèles de carbone Orchidee (Krinner et al., 2005) pour la biosphère terrestre et Pisces (Aumonet et Bopp, 2006) pour l'océan. Orchidee est un modèle de végétation, à l'échelle globale, qui calcule bilans énergétiques

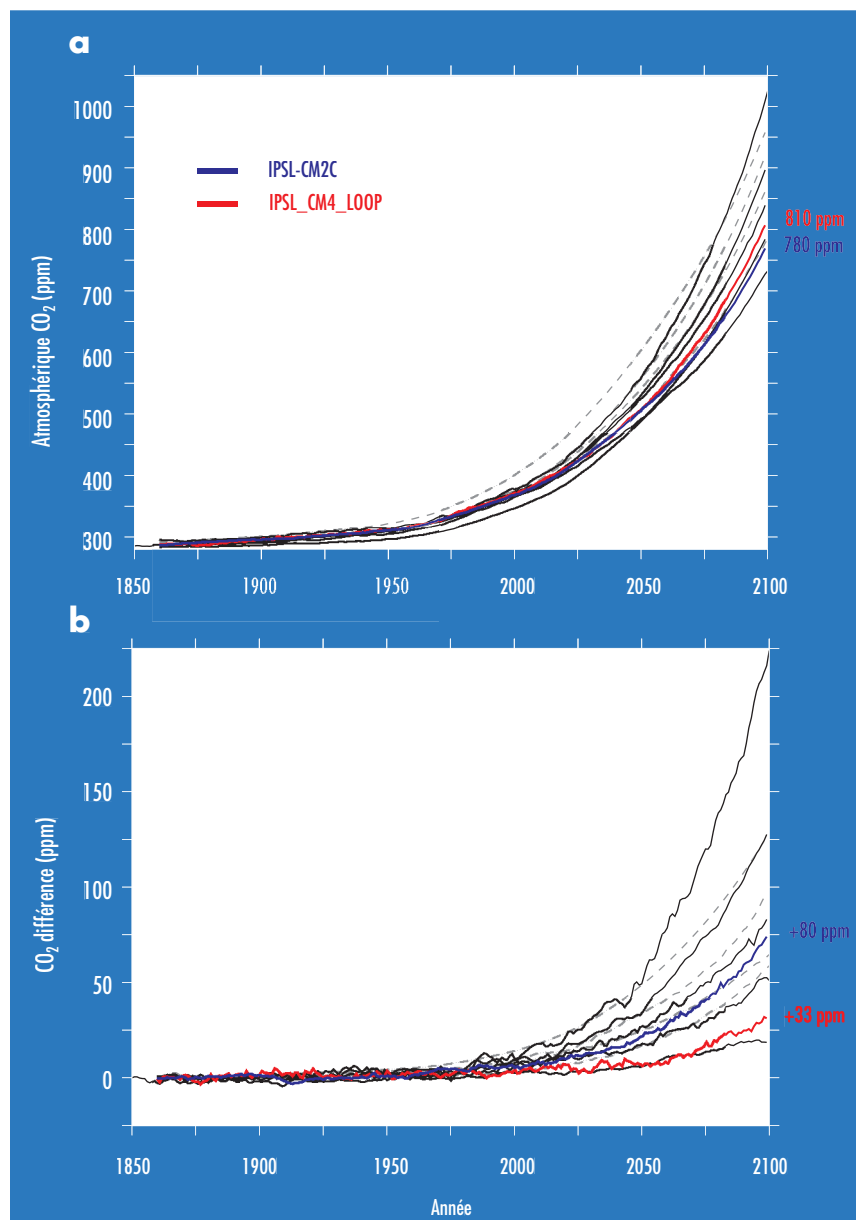


Figure 1 - a) Concentration de CO₂ atmosphérique simulée (ppm) de 1860 à 2100 par les modèles couplés climat-carbone C⁴MIP ; b) Impact de la rétroaction climat-carbone sur le CO₂ atmosphérique simulé CO₂ (ppm). Les modèles de l'IPSL sont représentés en couleurs.

et hydrologiques, assimilation du carbone, allocation et décomposition de la matière organique pour treize types fonctionnels de plantes (PFT). Dans le sol, le modèle Orchidee tient compte de façon explicite de quatre réservoirs de litières et de trois réservoirs pour le carbone du sol (réservoirs lent, rapide et passif). Pisces est un modèle du cycle du carbone océanique, à l'échelle globale, qui représente de façon explicite quatre groupes fonctionnels phytoplanctoniques (le nanophytoplancton, les diatomées, le microzooplancton et le mésozooplancton). La limitation de la croissance du phytoplancton est fonction des concentrations de plusieurs éléments nutritifs (N, P, Si et Fe) dont les cycles biogéochimiques dans l'océan sont également représentés dans Pisces.

Ce modèle climat-carbone est forcé par des émissions de combustibles fossiles anthropiques, reconstruites à partir d'observations pour la période historique (Marland et al., 2005) et estimées de 2000 à 2100 par le scénario IPCC SRES-A2⁽¹⁾. Le modèle tient compte des émissions de CO₂ associées à l'utilisation des sols et calculés par Houghton et Hackler (2002) pour la période historique et par le modèle Image pour le XXI^e siècle (Leemans et al., 1998). Deux simulations ont été réalisées. Dans la première de ces simulations, le changement climatique influence le cycle du carbone (simulation couplée) ; dans la

(1) Pour les scénarios d'émission du Giec, se reporter au chapitre 1, page 18. Le scénario A2 est « pessimiste ».

deuxième, le CO₂ est considéré comme un gaz non radiatif (de cette façon, le cycle du carbone n'est pas influencé par le changement climatique). La différence entre ces deux simulations permet d'estimer l'amplitude de la rétroaction climat-carbone sur le CO₂ atmosphérique.

La rétroaction climat-carbone

Dans la simulation couplée, la concentration atmosphérique de CO₂ atteint 807 ppm (parties par million) en 2100 (figure 1a) et montre un bon accord avec les observations sur la période historique. En 2100, la concentration est de 33 ppm plus élevée dans la simulation couplée que dans la découplée, confirmant bien que la rétroaction climat-carbone est positive (figure 1b). Une analyse de rétroaction montre que, pour notre modèle, les continents et les océans jouent un rôle comparable dans cette rétroaction. Au niveau océanique, le réchauffement et la stratification des couches de surface expliquent la réduction du puits de carbone. Au niveau continental, la réduction du puits s'explique principalement par l'augmentation de la respiration des sols due au réchauffement de la surface. Le modèle IPSL_CM4_Loop a une rétroaction positive qui est inférieure à la moyenne des modèles C⁴MIP [amplification variant de +20 à +200 ppm] (Friedlingstein et al., 2006, figure 1b). Cette amplification induit un réchauffement global additionnel variant entre 0,1 et 1,5 °C en 2100 (figure 2).

Vers une meilleure validation des modèles climat-carbone

Afin de réduire l'incertitude de cette rétroaction, il est nécessaire de procéder à une validation extensive des modèles. Les flux océaniques et continentaux simulés par IPSL_CM4_Loop ont été transportés dans l'atmosphère à l'aide du modèle LMDZ4, sur la période 1979-2003. Les concentrations de CO₂ simulées sont ensuite comparées aux données de la NOAA-CMDL [Climate Monitoring & Diagnostics Laboratory] (Globalview-CO₂, 2006).



Ci-dessus, la montagne française. (Photo Météo-France, Jean-Marc Destruel)

Figure 2 - a) Concentration de CO₂ atmosphérique simulée par les modèles C⁴MIP pour la simulation couplée (en orange) et pour la simulation découplée (en vert) ainsi que la concentration imposée aux modèles standard de l'IPCC-AR4 pour le scénario SRES-A2 (en rouge) ; b) Réchauffement de surface global simulé par les modèles C⁴MIP avec la simulation couplée (en orange) et par les modèles standard de l'IPCC-AR4 avec le scénario SRES-A2 (en rouge).

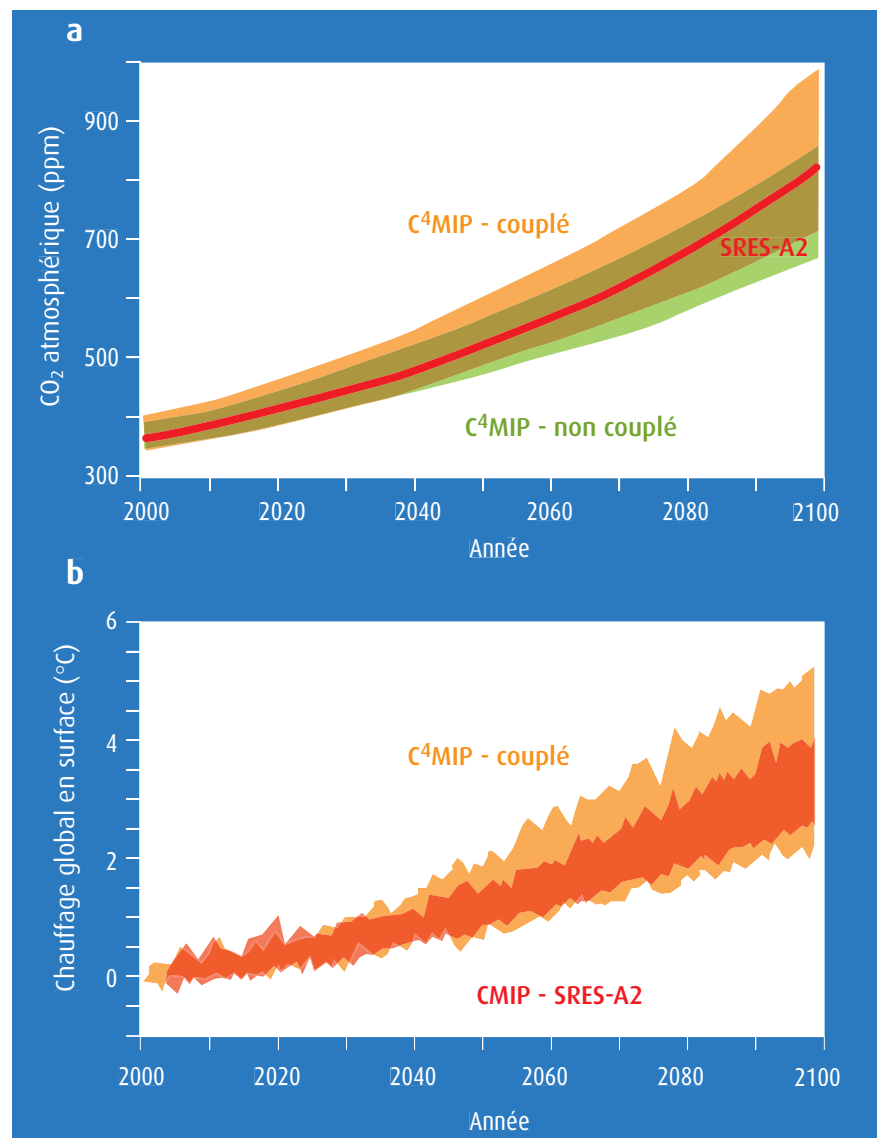
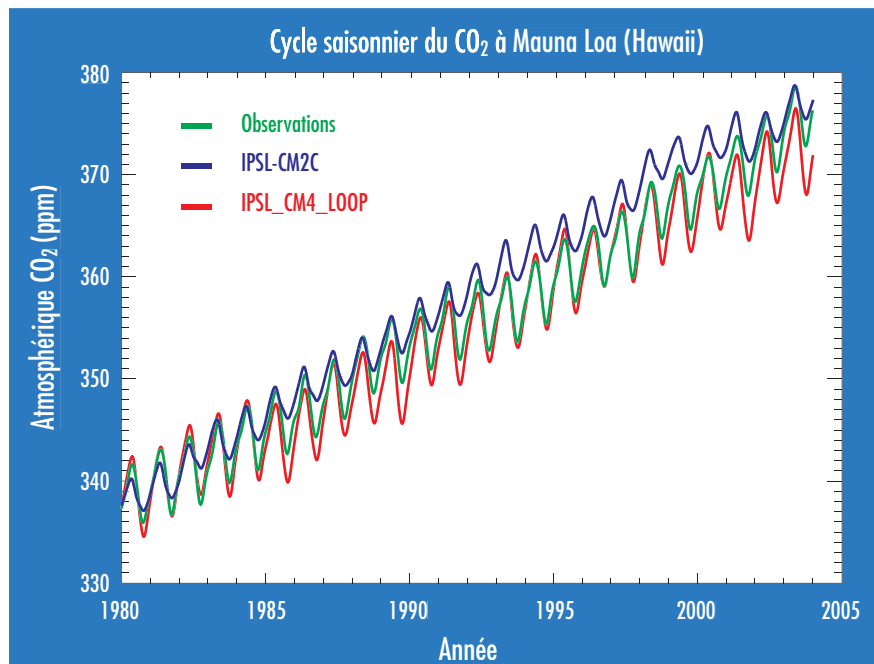


Figure 3 - Comparaison de la concentration de CO₂ atmosphérique simulée par les modèles IPSL-CM2-Cet IPSL_CM4_Loop à celle des observations à la station de Mauna Loa (Hawaii) pour la période 1979-2003.

La figure 3 montre les concentrations observées et simulées pour le modèle IPSL-CM2-C (Dufresne et al., 2003) et IPSL_CM4_Loop à la station de Mauna Loa (19,5° N ; 155,6° W). Le nouveau modèle montre un accord avec les observations nettement meilleur en termes de cycle saisonnier. Le modèle est également évalué en termes de réponse de son cycle du carbone à la variabilité interannuelle du climat. On trouve que la variabilité interannuelle du CO₂ est en bon accord avec les observations ; néanmoins, le modèle semble simuler une réponse trop forte aux événements de type La Niña. Nous avons également utilisé les données de pénétration du carbone anthropique dans l'océan de Sabine et al. (2005) et comparé à la pénétration simulée par le modèle IPSL_CM4_Loop. Globalement, Sabine et al. (2005) estiment que l'océan a absorbé 106 PgC (pétagrammes de carbone, soit 10¹⁵ g) depuis le préindustriel, alors que le modèle calcule une absorption de 96,5 PgC de 1869 à 1995.



Perspectives

Des simulations avec des forçages en concentration des autres gaz à effet de serre (CH₄, N₂O...), aérosols et volcans, sont également réalisées. Nous pour-

rons estimer le rôle de ces différents forçages additionnels sur le réalisme du climat et du cycle du carbone simulé au xx^e siècle, ainsi que leur impact sur l'amplitude de la rétroaction climat-carbone au XXI^e siècle.

Bibliographie

- **Aumont O.** et **L. Bopp**, 2006 : Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochem. Cycles*, 20, DOI:10.1029/2005GB002591.
- **Bousquet P., P. Peylin, P. Ciais, C. Le Quééré, P. Friedlingstein** et **P. P. Tans**, 2000 : Regional Changes in Carbon Dioxide Fluxes of Land and Oceans Since 1980. *Science*, 290, 1342-1346.
- **Cox P. M., R. A. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall** et **I. J. Totterdell**, 2000 : Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408, 184-187.
- **Dufresne J.-L., P. Friedlingstein, M. Berthelot, L. Bopp, P. Ciais, L. Fairhead, H. Le Treut** et **P. Monfray**, 2002 : Effects of climate change due to CO₂ increase on land and ocean carbon uptake. *Geophys. Res. Lett.*, 29, DOI:10.1029/2001GL013777.
- **Friedlingstein P., J.-L. Dufresne, P. M. Cox** et **P. Rayner**, 2003 : How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? *Tellus*, 55B, 692-700.
- **Friedlingstein P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. von Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. Doney, M. Eby, I. Fung, B. Govindasamy, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H. D. Matthews, T. Raddatz, P. Rayner, C. Reick, E. Roeckner, K.-G. Schnitzler, R. Schnur, K. Strassmann, A. J. Weaver, C. Yoshikawa** et **N. Zeng** : Climate-carbon cycle feedback analysis, results from the C⁴MIP model intercomparison. *J. Climate*, 19, 3337-3353.
- **Globalview-CO₂**, 2006 : Cooperative Atmospheric Data Integration Project - Carbon Dioxide. CD-ROM, NOAA GMD, Boulder, Colorado [également sur Internet via FTP anonyme à ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/co2/GLOBALVIEW].
- **Houghton R. A.** et **J. L. Hackler**, 2002 : *Carbon Flux to the Atmosphere from Land-Use Changes*. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., États-Unis, 74 p.
- **Jones C. D.** et **P. M. Cox**, 2001 : Modelling the volcanic signal in the atmospheric CO₂ record. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 15, 453-466.
- **Krinner G., N. Viovy, N. de Noblet, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch** et **I. Prentice**, 2005 : A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 19, DOI:1029/2003GB002199.
- **Leemans R., E. Kreileman, G. Zuidema, J. Alcamo, M. Berk, G. J. van den Born, M. den Elzen, R. Hootsmans, M. Janssen, M. Schaeffer, A. M. C. Toet** et **H. J. M. de Vries**, 1998 : *The Image User Support System: Global Change Scenarios from Image 2.1*. RIVM Publication (CD-ROM) 4815006, National Institute of Public Health and the Environment (RIVM), Bilthoven, Pays-Bas.
- **Lucht W, I. C. Prentice, R. B. Myneni, S. Sitch, P. Friedlingstein, W. Cramer, P. Bousquet, W. Buermann** et **B. Smith**, 2002 : Climatic control of the high-latitude vegetation greening trend and Pinatubo effect. *Science*, 296,1687-1689.
- **Marland G., T. A. Boden** et **R. J. Andres**, 2005 : *Global, Regional, and National CO₂ Emissions*. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., États-Unis.
- **Marti O., P. Braconnot, J. H. G. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, P. Cadule, A. Knauer, 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*, 26, IPSL, Paris, 84 p.

Détection et attribution à l'échelle régionale : le cas de la France

Serge Planton⁽¹⁾ et Laurent Terray⁽²⁾

(1) Météo-France - Centre national de recherches météorologiques (CNRM)
42, avenue Gaspard-Coriolis - 31057 Toulouse Cedex 1
serge.planton@meteo.fr

(2) Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique
(Cerfacs) - Toulouse

Un changement climatique est-il d'ores et déjà en cours et détectable sur un pays comme la France ? Des méthodes, mises au point récemment, permettent de donner quelques éléments de réponse.

Detection and attribution at regional scale: the case of France.

Is a climatic change already running and detectable on a country like France? New methods, recently developed, allow to give some elements of answer.

La pluie : une donnée abordée dans le cadre des études sur la détection du changement climatique.
(Photo Météo-France)



Les études de détection et d'attribution à l'échelle climatique présentées ici ne s'appuient pas directement sur les simulations réalisées dans le cadre de la préparation du rapport AR4. Il s'agit en effet d'études qui portent sur les séries climatiques d'observations en France, et leur confrontation aux résultats de simulations numériques conduit à l'utilisation de modèles climatiques régionaux. En attendant la mise à disposition de nouvelles simulations climatiques régionales (en cours actuellement au CNRM, au Cerfacs et à l'IPSL) contraintes par les simulations couplées globales réalisées pour l'AR4, ce sont des scénarios climatiques régionaux produits dans le cadre de projets antérieurs qui ont été analysés (GICC-Imfref, Prudence, ACI-Discendo...).

La **détection** d'un changement climatique peut se définir comme le processus de démonstration que le climat a changé dans un certain sens statistique, sans donner la raison de ce changement. L'**attribution** des causes du changement climatique consiste, quant à elle, à établir les causes les plus probables de ce changement climatique avec un certain niveau de confiance défini au sens statistique. L'attribution implique, en pratique, de démontrer que le changement détecté est cohérent avec une réponse estimée du climat à une combinaison donnée de forçages naturels et anthropogéniques, et non cohérent avec des explications alternatives, physiquement plausibles, qui excluent une part importante de cette combinaison de forçages (Idag 2005, IPCC 2007).

L'approche devenue classique pour la détection et l'attribution de changements climatiques est la méthode des **empreintes digitales optimales**, proposée par Hasselmann (1997), puis appliquée en premier lieu aux observations de températures à l'échelle planétaire (Hegerl et al., 1997 ; Allen et Tett, 1999 ; Tett et al., 2002). Plus récemment, une nouvelle classe de méthodes fondées sur une inférence bayésienne⁽¹⁾ a été mise en œuvre (Hasselmann, 1998 ; Schnur et Hasselmann, 2005), mais c'est à l'approche plus classique que se réfèrent les travaux réalisés dans la communauté nationale.

(1) Bayésienne (inférence) : les méthodes statistiques bayésiennes calculent des degrés de confiance en certaines hypothèses d'après des calculs de probabilités conditionnelles.

À l'échelle internationale, les études utilisant la méthodologie des empreintes digitales, d'abord appliquées à la température près de la surface, ont été étendues à l'échelle globale aux températures troposphériques issues de l'observation satellitaire (Thorne et al., 2003), au contenu thermique de l'océan (Barnett et al., 2001, 2005), aux pressions de surface (Gillett et al., 2005) et très récemment aux précipitations, avec des résultats moins robustes que ceux des températures (Lambert et al., 2004). Des travaux ont également débuté sur la détection des événements extrêmes (Hegerl et al., 2004 ; Stott et al., 2004).

Par ailleurs, seules quelques études se sont intéressées à la détection de changements climatiques sur les températures à des échelles sous-régionales (typiquement celle d'un pays comme la France). Parmi ces études, seules celles qui ont été conduites dans notre communauté ont mis en œuvre la méthodologie des empreintes digitales. Une autre originalité des études menées dans notre communauté a été de considérer aussi le cas des précipitations et des fréquences d'occurrence des régimes de temps à l'échelle régionale.

Études de détection

Les études de détection conduites à l'échelle de la France ont bénéficié de séries de données de températures et de précipitations moyennes mensuelles couvrant l'ensemble du xx^e siècle, homogénéisées suivant une méthodologie proposée par Mestre (2000). Les simulations climatiques régionales utilisées à cette date sont issues du modèle climatique régional Arpège-Climat à résolution variable (60 km sur l'Europe). L'estimation de la variabilité interne, nécessaire au test statistique de rejet de l'hypothèse nulle de la détection, a été obtenue à partir des séries de données elles-mêmes, mais limitées à la période 1900-1970 supposée moins contaminée par le signal de changement climatique. À noter que cette contamination conduit à réduire la probabilité de détection (test plus conservatif).

La première étude de détection entreprise à l'échelle de la France a été celle de Spagnoli et al. (2002). Elle s'est appliquée à l'analyse des tendances sur trente ans des températures minimales et maximales journalières moyennées

sur les saisons d'été et d'hiver. Elle a mis en évidence une détection sur les seules tendances de températures minimales journalières d'été, mais pas sur les températures maximales d'été ni sur aucune des températures hivernales.

Une analyse ultérieure a permis de proposer une interprétation physique de cette détection. L'hypothèse a été émise que la variation spatiale du contenu en eau des sols pouvait, via les changements d'évapotranspiration, amplifier le réchauffement dans les régions plus sèches et le limiter dans les régions plus humides. Ce mécanisme est présent dans la simulation du modèle climatique régional (Planton et al., 2005). Une corrélation positive entre l'indice d'humidité des sols simulé sur le climat actuel et reconstitué à partir d'observations sur la période 1971-2000 va dans le sens de cette interprétation physique de la détection. Plus récemment, la comparaison d'indices d'humidité calculés par le modèle climatique régional sur le climat actuel et sur une période de vingt-trois ans, à partir du modèle hydrologique Safran-Isba-Modcou sur la période 1983-2005 (corrélation des moyennes spatiales de l'ordre de 40 %), va aussi dans le sens de cette hypothèse.

Le même type d'étude de détection que celle effectuée sur la température a aussi été réalisé à partir des données homogénéisées de précipitations hivernales en France. L'analyse a également porté sur les tendances sur trente ans de ce paramètre. Comme pour la température, les données sont d'abord centrées dans l'espace afin de n'étudier que la tendance sur la distribution géographique des précipitations. Mais si, dans le cas de la température, cette opération avait pour effet de limiter la possibilité d'une détection en raison du fort signal de réchauffement moyen, elle augmente au contraire les chances d'une détection sur les précipitations car l'évolution de la moyenne des pluies simulées, servant à estimer la tendance liée au réchauffement climatique, est faible en comparaison avec la variabilité des tendances observées. L'analyse montre la détection d'un signal de changement de la distribution spatiale des pluies, avec un niveau de confiance supérieur à 90 % à partir de l'année 1990.

Une tentative d'interprétation de cette détection par un changement de la fréquence d'occurrence des régimes climatiques dans l'Atlantique nord se révèle infructueuse. La figure 1 illustre ce résultat en montrant l'évolution de la variable de détection associée aux pluies hivernales, celle de la contribution à cette

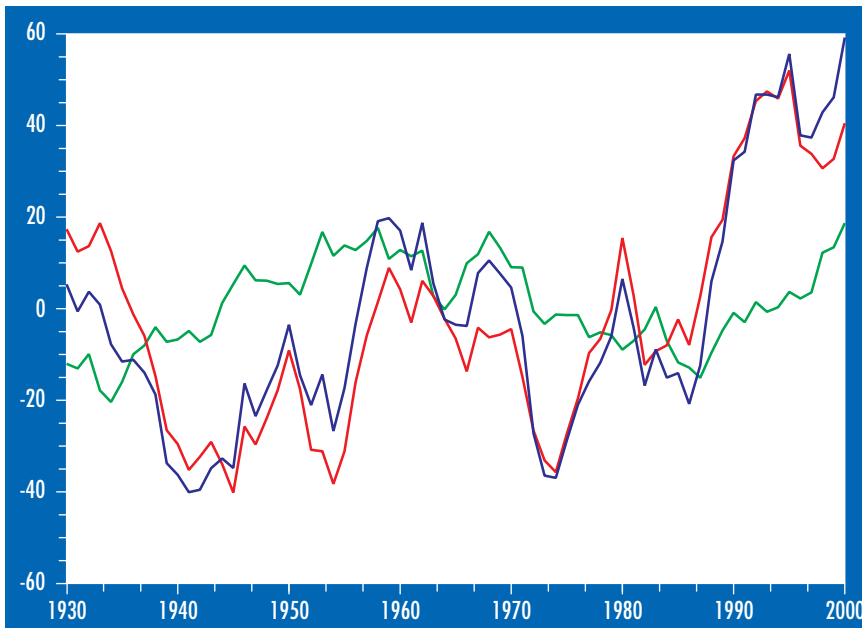


Figure 1 - Évolution de la variable de détection des pluies hivernales en France (en bleu), de la contribution à la variable de détection liée à la variabilité de la fréquence des régimes climatiques de l'Antarctique nord (en vert) et du terme résiduel (en rouge).

variable des précipitations explicables par la variabilité de la fréquence des régimes climatiques (obtenue par une régression linéaire des précipitations sur les données de fréquences de régimes climatiques produites dans le cadre du projet Emulate) et le terme résiduel obtenu par différence. L'essentiel de l'évolution de la variable de détection s'explique par celle du terme résiduel, en particulier en fin de période.

Cela implique la présence dans les observations récentes d'un signal significatif sur la tendance à trente ans des précipitations, conforme à celui qui est calculé par le modèle dans les conditions d'un changement climatique anthropique, et ne s'expliquant pas simplement par la variabilité des occurrences des différents régimes climatiques (notamment de l'ONA).

Études d'attribution

Les températures

Les premières études d'attribution ont été réalisées dans le cadre du projet ACI-Discendo sur la détection et l'attribution du changement climatique à l'échelle régionale. L'approche suivie dans le cadre de ce projet repose sur l'utilisation de modèles atmosphériques à résolution variable, avec résolution fine sur la zone d'intérêt, et la prise en compte des conditions aux limites océaniques – températures de surface de la mer (TSM) – sous

forme d'un forçage supplémentaire s'ajoutant aux forçages naturels (NAT) et anthropiques. L'idée initiale est de détecter des changements climatiques par rapport à la variabilité interne atmosphérique, une fois les fluctuations océaniques prises en compte, et quelle que soit la nature des forçages : solaire (SOL) et volcanique (VOL) pour les forçages naturels ; gaz à effet de serre (GES) et aérosols sulfatés (SUL) pour les forçages anthropiques. Autrement dit, cette méthode vise à détecter une réponse directe de ces forçages (GES, SUL, SOL, VOL) sur l'atmosphère, en plus de celle associée éventuellement au réchauffement océanique dû aux mêmes forçages (Sexton et al., 2001). Cette approche est avantageuse si le rapport signal sur bruit est supérieur à celui de l'approche classique à partir de modèles couplés océan-atmosphère plus délicate à mettre en œuvre. En effet, assigner aux TSM le rôle d'un forçage additionnel réduit la variabilité interne du système considéré à la variabilité interne atmosphérique et permet d'éviter les questions complexes liées à l'utilisation de modèles couplés comme les problèmes de dérive et de correction de biais, ou ceux relatifs à leurs impacts sur la réponse aux forçages anthropiques. Mais en contrepartie, on masque la contribution océanique (liée aux TSM) de l'estimation du signal d'origine anthropique.

La seconde idée originale concerne la méthodologie d'attribution qui est basée sur la réalisation de plusieurs ensembles de simulations, chacun basé sur une combinaison particulière des

forçages appliqués. Pour le premier, le modèle est forcé uniquement par les TSM observées sur la période 1950-1999 tandis que les autres forçages (GES, SUL, SOL et VOL) restent constants à leur valeur de 1950. Pour les autres, on ajoute séquentiellement les évolutions observées des forçages anthropiques et naturels. On obtient ainsi 4 lots de simulations d'ensemble en fonction des forçages :

- (1) TSM uniquement,
- (2) G : TSM et GES,
- (3) GS : TSM, GES et SUL,
- (4) GS-NAT : TSM, GES, SUL et NAT.

Pour chaque lot de simulations, des moyennes d'ensemble sont utilisées pour définir les signaux climatiques liés à chacune des quatre situations de forçage étudiées. Pour chaque signal climatique, sa variabilité interne est estimée par la variabilité intra-ensemble du signal, c'est-à-dire à partir des écarts entre valeurs simulées et leur moyenne d'ensemble correspondante. Cette variabilité interne donne en quelque sorte la marge d'incertitude attachée à la valeur du signal climatique. Ces deux ingrédients sont alors utilisés dans la méthode des empreintes digitales qui peut être vue comme une simple méthode de régression à plusieurs paramètres dans laquelle on cherche à représenter le signal observé (y) par une combinaison linéaire des signaux climatiques (x_1, x_2, x_3, x_4) de la forme suivante :

$$y = \sum_1^4 \beta_i x_i + u,$$

où u est un résidu qui représente la variabilité interne et ne dépend donc pas des forçages. Les β_i sont des coefficients dits d'amplitude qui soulignent l'importance respective des signaux x_i et donc des forçages sous-jacents. Leurs valeurs sont estimées par la régression.

La détection du signal considéré repose alors sur le test de l'hypothèse nulle suivante,

$$H_0 : \beta = (\beta_1, \beta_2, \beta_3, \beta_4) = 0.$$

L'impossibilité de rejeter H_0 signifie que dans le signal observé, les valeurs des coefficients d'amplitude des signaux, les β_i , ont des valeurs nulles au niveau de confiance statistique choisi (95 % dans notre cas).

La partie attribution de l'analyse consiste à rechercher si les observations ont des valeurs cohérentes avec une valeur de β correspondant à un des

vecteurs unité. Par exemple dans le cas de la recherche d'une attribution à une combinaison (TSM, GES), on s'intéresse à l'hypothèse :

$$H_0 : \beta = (\beta_1, \beta_2, \beta_3, \beta_4) = (0, 1, 0, 0).$$

Si H_0 ne peut être rejetée, il est alors possible d'attribuer le changement observé à cette combinaison de forçage. Par ailleurs, la plausibilité de cette reconstruction est vérifiée par un test de cohérence statistique : on s'assure que le résidu u est cohérent avec la variabilité interne représentée ici par la variabilité intra-ensemble. Notons enfin que l'étude d'attribution au sens strict du terme requiert également de pouvoir rejeter toutes les autres combinaisons de forçage possibles. La contribution individuelle de chaque forçage se calcule à l'aide d'une hypothèse de linéarité sur les combinaisons des différents forçages (Gillett et al., 2004). Il est à noter que y , les x_i et u , à la différence des travaux cités au paragraphe précédent, sont ici des vecteurs spatio-temporels (on essaie de détecter une empreinte digitale qui varie dans le temps et non pas une simple tendance linéaire).

Remarquons aussi que l'amplitude des signaux considérés est plus faible que dans l'approche précédente (où le signal est obtenu par différence entre le climat futur - 2070-2099 - et le climat présent). Cependant, c'est bien le rapport final sur bruit qui est la quantité essentielle pour l'exercice de détection et son

estimation dépend de manière cruciale de la réduction du bruit dans l'approche forcée.

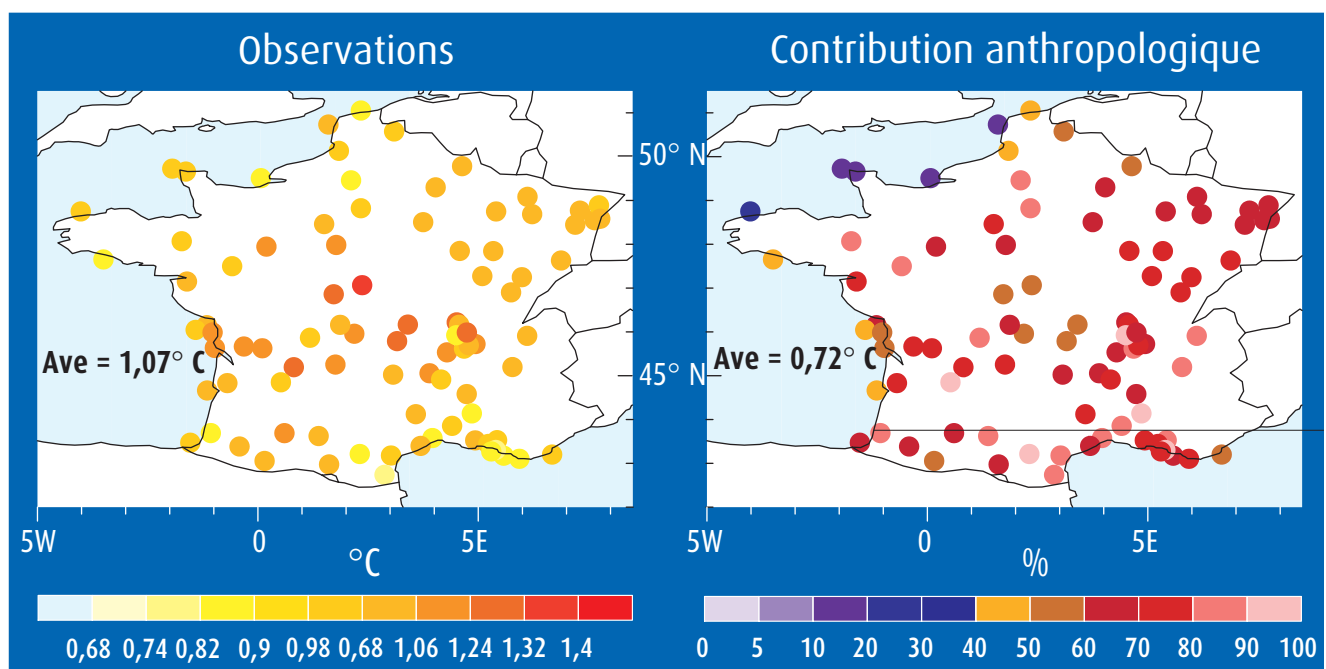
La méthodologie a été appliquée aux anomalies décennales des températures minimales et maximales d'été sur la période 1950-1999 (Terray et Planton, 2006).

Le réchauffement observé des minimales peut s'expliquer par la combinaison du signal océanique avec les effets directs dus aux GES et SUL. L'analyse d'attribution permet par exemple de montrer que cette combinaison explique les deux tiers du réchauffement moyen observé sur la France lors de la décennie 1990-1999 (figure 2). Il faut aussi noter ici que le forçage SUL est indispensable pour arriver à détecter une combinaison de signaux. Le signal océanique semble fortement lié au réchauffement global de l'océan (particulièrement depuis 1980) auquel s'ajoute la contribution d'un mode de variabilité appelé oscillation multidécennale atlantique (OMA) dont l'origine est probablement interne à l'océan. Le basculement vers une phase positive de cette oscillation dans les dernières décennies du XX^e siècle a contribué à très légèrement augmenter le réchauffement principal dû aux effets anthropiques GES + SUL). La détection sur les maximales est moins robuste, mais les effets combinés des TSM et GES sont détectés même si le modèle semble légèrement sous-estimer la réponse à ces forçages par rapport aux observations.

Les précipitations et la pression de surface

Une approche différente a été suivie pour les précipitations. Les résultats des études de détection et attribution sur les précipitations hivernales (hiver étendu, novembre à mars) utilisant la même méthodologie que celle utilisée pour les températures (voir section précédente) ne permettent pas de conclure clairement sur la détection et encore moins sur l'attribution des changements observés sur les anomalies décennales de la période 1950-1999, à la différence des résultats mentionnés dans la partie précédente. À partir de ce constat, l'idée a été de séparer le signal des précipitations en une partie dynamique (liée à l'évolution des fréquences d'occurrence des régimes de temps) et un résidu thermodynamique qui peut être lié en partie au changement sur le contenu en vapeur d'eau et à d'autres causes. Pour effectuer cette séparation, les techniques de désagrégation basées sur les régimes de circulation atmosphérique à l'échelle journalière (les régimes de temps) et développées pour les études d'impact, en particulier hydrologiques ont été utilisées pour construire une fonction de transfert entre les fréquences d'occurrence de régimes de temps et les précipitations sur la France (Boé et Terray, 2007). Le jeu de données utilisé pour les régimes de temps est le jeu de pression de surface à

Figure 2 - Anomalies de la température minimale d'été pour la décennie 1990-1999 par rapport à la climatologie 1961-1990. À droite : valeurs provenant des réseaux d'observation de Météo-France, en degrés Celsius ; à gauche : fraction de l'anomalie attribuable aux effets océaniques et anthropiques directs en pour-cent. L'analyse du signal océanique montre qu'il est majoritairement lié au réchauffement planétaire avec une faible contribution de la variabilité Atlantique multidécennale d'origine interne.



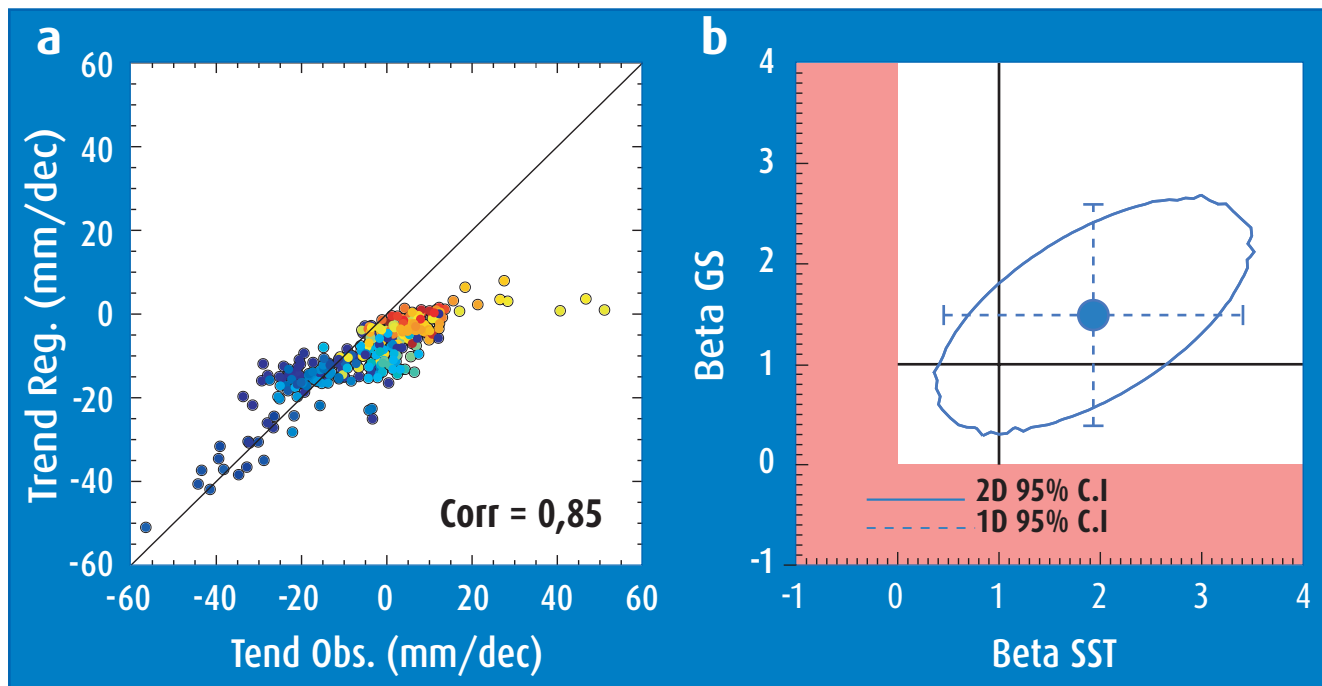


Figure 3 - a) Tendances linéaires des précipitations (en mm/décennie) pour les 299 stations françaises sur la période 1951-2000 : observées sur l'axe des x et reconstruites par régression sur les occurrences des régimes sur l'axe des y. L'échelle de couleur représente la latitude de la station, du nord (en rouge) au sud (en bleu). b) Ellipse représentant l'estimation de la distribution jointe des amplitudes pour la combinaison des deux signaux (SST et GHG-SUL) au niveau de confiance 95 %. La variable considérée est la fréquence d'occurrence des régimes. L'ellipse est centrée sur l'estimation optimale des amplitudes marquées par un cercle coloré en bleu. Sa taille reflète l'incertitude associée aux amplitudes des deux signaux identifiés dans les labels de couleur. Les barres horizontales et verticales indiquent les distributions unidimensionnelles des amplitudes pour chacun des signaux au niveau de confiance 95 %.

la fréquence journalière sur l'Atlantique nord et l'Europe développé au sein du projet européen Emulate.

Les régimes considérés ici diffèrent de ceux utilisés pour les températures, d'une part, par l'aspect temporel (journalier et non pas mensuel) et, d'autre part, par la méthode de construction. L'approche suivie ici consiste à déterminer des régimes discriminants, non seulement pour la grande échelle, mais aussi pour la variable du climat sensible à laquelle on s'intéresse. Pour ce faire, on applique les outils mathématiques de classification aux deux variables (pression de surface et précipitations) simultanément. L'analyse montre qu'il est alors possible de reconstruire par régression multiple et avec une grande précision (corrélation de 0,85) les tendances des précipitations observées sur la France à partir des seules fluctuations des fréquences d'occurrence des huit régimes de temps trouvés (figure 3a). Les stations où la tendance est sous-estimée par la reconstruction se situent toutes dans le nord-est de la France. Ces écarts aux données observées pour le Nord-Est peuvent être diminués en prenant en compte dans la méthode de régression les changements intrarégime (Boé et Terray, 2007). L'étape finale consiste alors à appliquer la méthodologie décrite au paragraphe précédent pour détecter, et éventuellement attribuer, les changements

des fréquences d'occurrence dus aux forçages océanique (TSM) et anthropiques (GES et SUL). Le vecteur de détection est ici constitué des moyennes décennales des fréquences d'occurrence des huit types de temps. Les résultats (figure 3b) montrent qu'il est possible de détecter l'effet du forçage combiné GES-SUL et des TSM sur les changements d'occurrence des régimes de temps et des précipitations associées.

Conclusion

Les études menées au sein de notre communauté sont les premières à suggérer qu'il est possible de détecter dans les observations des températures minimales d'été en France une empreinte spatiale du changement climatique d'origine anthropique à des échelles sous-régionales. Les travaux d'attribution montrent que la majeure partie de ce réchauffement est due à l'action combinée des GES et SUL, à laquelle s'ajoute une petite contribution liée au mode OMA. Ce résultat est important car il bouscule les certitudes affichées, depuis le troisième rapport du Giec, sur l'échelle spatiale minimale pour la détection du signal anthropique (5 000 km). Les analyses réalisées semblent indiquer que les non-linéarités entre la climatologie du

contenu en eau des sols et les anomalies de température, via les changements d'évapotranspiration, sont responsables de la structure spatiale du réchauffement. L'examen de la climatologie de l'eau du sol simulée et sa comparaison avec les analyses produites par la chaîne hydrologique SIM de Météo-France suggèrent que le mécanisme à l'œuvre dans le modèle puisse aussi jouer un rôle important dans les observations. D'autre part, les études sur les précipitations montrent qu'il est également possible de détecter un signal anthropique sur les tendances hivernales des trente dernières années. La séparation du signal sur les précipitations en une partie dynamique (liée aux fluctuations d'occurrence de régimes de temps discriminants pour les précipitations) et un résidu montrent que cette composante dynamique capture presque complètement la tendance observée. Les empreintes des signaux TSM et de la combinaison GES-SUL sont détectées dans les observations de l'occurrence des régimes.

L'ensemble de ces résultats constitue par ailleurs une validation fine de la capacité du modèle régional à reproduire divers aspects de la sensibilité du climat européen aux forçages anthropiques et peuvent servir à mieux contraindre les projections régionales pour le climat du XXI^e siècle.

Bibliographie

- **Allen M. R.** et **S. F. B. Tett**, 1999 : Checking for model consistency in optimal fingerprinting. *Climate Dyn.*, 15, 419-434.
- **Barnett T. P.**, **D. W. Pierce** et **R. Schnur**, 2001 : Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans. *Science*, 292, 270-274.
- **Barnett T. P.**, **D. W. Pierce**, **R. Achuta**, **M. Krishna**, **P. J. Glecker**, **B. D. Santer**, **J. M. Gregory** et **W. M. Washington**, 2005 : Penetration of human warming into the World's oceans. *Science*, 309, 284-287.
- **Boé J.** et **L. Terray**, 2008 : A Weather-Type Approach to Analyzing Winter Precipitation in France: Twentieth-Century Trends and the Role of Anthropogenic Forcing. *J. Climate*, 21, 3118–3133, DOI:10.1175/2007JCLI1796.1
- **Gillett N. P.**, **R. J. Allan** et **T. J. Ansell**, 2005 : Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, 32(19), L19714.
- **Gillett N. P.**, **M. F. Wehner**, **S. F. B. Tett** et **A. J. Weaver**, 2004 : Testing the linearity of the response to combined greenhouse gas and sulfate aerosol forcing. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14201, DOI:10.1029/2004GL020111.
- **Hasselmann K.**, 1997 : Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change. *Climate Dyn.*, 13, 601-611.
- **Hasselmann K.**, 1998 : Conventional and Bayesian approach to climate-change detection and attribution. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 2541-2565.
- **Hegerl G. C.**, **K. Hasselmann**, **U. Cubash**, **J. F. B. Mitchell**, **E. Roeckner**, **R. Voss** et **J. Waszkewitz**, 1997 : Multi-fingerprint detection and attribution analysis of greenhouse gas, greenhouse gas-plus-aerosol and solar forced climate change. *Climate Dyn.*, 13, 613-634.
- **Hegerl G. C.**, **F. W. Zwiers**, **V. V. Kharin** et **P. A. Stott**, 2004 : Detectability of anthropogenic changes in temperature and precipitation extremes. *J. Climate*, 17, 3683-3700.
- **Idag**, 2005 : Detecting and Attributing External Influences on the Climate System: A Review of Recent Advances. *J. Climate*, 18, 1291-1314.
- **IPCC**, 2007: Fourth assessment report Climate change 2007. www.ipcc.ch.
- **Lambert F. H.**, **P. A. Stott**, **M. R. Allen** et **M. A. Palmer**, 2004 : Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 31(10), L10203.
- **Planton S.**, **M. Déqué**, **H. Douville** et **B. Spagnoli**, 2005 : Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique. *C.R. Géoscience*, 337, 193-202.
- **Sexton D. M. H.**, **D. P. Rowell**, **C. K. Folland** et **D. J. Karoly**, 2001 : Detection of anthropogenic climate change using an atmospheric GCM. *Climate Dyn.*, 17, 669-685.
- **Schnur R.** et **K. Hasselmann**, 2005 : Optimal filtering for Bayesian detection of climate change. *Climate Dyn.*, 24, 45-55.
- **Spagnoli B.**, **S. Planton**, **M. Déqué**, **O. Mestre** et **J.-M. Moisselin**, 2002 : Detecting climate change at the regional scale: the case of France. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10, 90-1, 90-4.
- **Stott P. A.**, **D. A. Stone** et **M. R. Allen**, 2004 : Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, 432, 610-614.
- **Terray L.** et **S. Planton**, 2009 : Detection and attribution of human influence on climate at sub-regional scale. *Climate Dyn.*, in revision
- **Thorne P. W.**, **P. D. Jones**, **S. F. Tett**, **M. R. Allen**, **D. E. Parker**, **P. A. Stott**, **G. S. Jones**, **T. J. Osborne** et **T. D. Davies**, 2003 : Probable causes of late twentieth century tropospheric temperature trends. *Climate Dyn.*, 21, 573-591.
- **Tett S. F. B.**, **G. S. Jones**, **P. A. Stott**, **D. C. Hill**, **J. F. B. Mitchell**, **M. R. Allen**, **W. J. Ingram**, **T. C. Johns**, **C. E. Johnson**, **A. Jones**, **D. L. Roberts**, **D. M. H. Sexton** et **M. J. Woodage**, 2002 : Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *J. Geophys. Res.*, 107, 4306, DOI:10.1029/2000JD000028.

Acronymes utilisés

ACI	: Action concertée incitative
ANR	: Agence nationale de la recherche
ARPÈGE	: Modèle atmosphérique de prévision numérique du temps et du climat de Météo-France
AR4	: Fourth Assessment Report (4 ^e rapport du Giec)
CEA	: Commissariat à l'énergie atomique
CERFACS	: Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique
CMEP	: Climate Model Evaluation Project (projet d'évaluation de modèle climatique)
CFMIP	: Cloud Feedback Model Intercomparison Project (projet d'intercomparaison des rétroactions nuageuses dans les modèles)
CMIP	: Coupled Models Intercomparison Project (projet d'intercomparaison des modèles couplés)
C⁴MIP	: Coupled Climate-Carbon Cycle Model Intercomparison Project (projet d'intercomparaison des modèles couplés climat-cycle du carbone)
CNRM	: Centre national de recherches météorologiques
CNRS	: Centre national de la recherche scientifique
CRU	: Climate Research Unit (unité de recherche climatique de l'université d'East Anglia)
DISCENDO	: Projet sur la détection du changement climatique aux échelles globale et régionale, dans le cadre de l'ACI Climat
DMG	: Dernier maximum glaciaire
DODS	: Distributed Oceanographic Data System (système distribué pour la diffusion de données)
ENOA	: El Niño oscillation australe
ENSO	: El Niño Southern Oscillation (ENOA en français)
ERA40	: Réanalyses atmosphériques du centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme
GELATO	: Modèle de banquise du CNRM
GES	: Gaz à effet de serre
GICC	: Gestion des impacts du changement climatique
GICC-Imfrefx	: Programme « Impact des changements anthropiques sur la fréquence des phénomènes extrêmes de vent, de température et de précipitations » de la GICC

GIEC	: Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
IDAG	: International Detection and Attribution Group (groupe international sur la détection et l'attribution)
IDDR	: Institut du développement durable et des relations internationales
IDRIS	: Institut du développement et des ressources en informatique scientifique
INSU	: Institut national des sciences de l'univers
IPCC	: Intergovernmental Panel on Climate Change (GIEC en français)
IPSL	: Institut Pierre-Simon-Laplace
IRD	: Institut de recherche pour le développement
ISBA	: Interaction sol-biosphère-atmosphère (modèle de végétation)
LEFE	: Les enveloppes fluides et l'environnement
LEGOS	: Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiale
LIM	: Modèle de glace de mer de l'UCL
LGGE	: Laboratoire de glaciologie et de géophysique de l'environnement
LMD	: Laboratoire de météorologie dynamique
LMDZ	: Modèle atmosphérique développé au LMD
LOCEAN	: Laboratoire d'océanographie et du climat : expérimentations et approches numériques (anciennement LODYC)
LODYC	: Laboratoire d'océanographie dynamique et du climat
LSCE	: Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement
MAO	: Mousson de l'Afrique de l'Ouest
MCG	: Modèle de circulation générale
MCGOA	: Modèle de circulation générale couplé océan-atmosphère
MEDD	: Ministère de l'Écologie et du Développement durable
MIES	: Mission interministérielle sur l'effet de serre
MNHN	: Muséum national d'histoire naturelle
NAO	: North Atlantic Oscillation (ONA en français)
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration (administration nationale océanique et atmosphérique, États-Unis)
OASIS	: Logiciel de couplage de modèles atmosphériques et océaniques développé au CERFACS
OMA	: Oscillation multi-décennale atlantique
ONA	: Oscillation nord-atlantique
ONERC	: Observatoire national sur les effets du réchauffement climatique
OPA	: Modèle de circulation générale océanique développé au LODYC

ORCA	: Version globale du modèle OPA
PCMDI	: Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (programme sur l'intercomparaison et les diagnostics des modèles climatiques)
PMIP	: Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (projet d'intercomparaison des modèles paléo-climatiques)
PMRC	: Programme mondial de recherche sur le climat
ppb	: Partie par milliard
ppm	: Partie par million
PRUDENCE	: Prediction of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change Risks and Effects (prévision de scénarios régionaux et de leurs incertitudes afin de définir les risques et les effets du changement climatique en Europe)
SRES	: Special Report on Emission Scenarios (rapport spécial sur les scénarios d'émission des gaz à effet de serre, voir GIEC)
TAR	: Third Assessment Report (3 ^e rapport du Giec)
TSM	: Température de surface de la mer
SST	: Sea Surface Temperature (TSM en français)
UCL	: Université catholique de Louvain-la-Neuve (Belgique)
UJF	: Université Joseph-Fourier (Grenoble)
UMR	: Unité mixte de recherche
UPMC	: Université Pierre-et-Marie-Curie (Paris)
URA	: Unité de recherche associée
UVSQ	: Université Versailles-Saint-Quentin
WCRP	: World Climate Research Program (PMRC en français)
ZCIT	: Zone de convergence intertropicale

analyse et modélisation du changement climatique

2^e édition du *Livre blanc Escrime*

sous la direction de
**Pascale Braconnot, Jean-Louis Dufresne,
David Salas y Méliá et Laurent Terray**

**L'ouvrage didactique de référence
sur les contributions des chercheurs français
aux études de simulation du climat**

Dans le cadre de la préparation du 4^e rapport du Giec, des équipes françaises de Météo-France, du Cerfacs et de l'IPSL se sont mobilisées afin de réaliser l'ensemble des simulations climatiques requises. Pour la première fois, deux modèles français s'ajoutent à la liste des modèles pris en compte par le Giec et figurent dans son 4^e rapport publié en 2007. De cette mobilisation sans précédent est né le projet Escrime afin de fédérer les travaux.

Un des aboutissements de ce projet a été la rédaction du *Livre blanc Escrime* dont la première version est sortie début 2007. *Analyse et modélisation du changement climatique* en est la seconde version et présente un état des lieux des travaux entrepris au niveau français.

L'ouvrage donne une part importante à des travaux en cours dont la visée est d'améliorer les projections climatiques.

Il comporte huit chapitres :

- Simulation du climat récent et futur par les modèles du CNRM et de l'IPSL
- Processus régissant la sensibilité climatique
- Modes de variabilité et changement climatique
- La prévision climatique : régionalisation et extrêmes
- Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques
- Régions polaires, cryosphère et circulation thermohaline
- Changement climatique et cycle du carbone
- Détection et attribution à l'échelle régionale : le cas de la France.

La synthèse des analyses détaillées dans chacun des chapitres a été entièrement remaniée et l'ouvrage est précédé d'une préface de Jean Jouzel et Éric Brun.

Édité par :



**Société
Météorologique
de France**



METEO FRANCE
Toujours un temps d'avance

20 €

ISBN 978-2-11-098873-7



Maquette, photogravure et impression : Météo-France
Imprimerie labellisée Imprim'vert®
7, rue Teisserenc de Bort - 78195 Trappes
Dépôt légal septembre 2009 - © SMF