

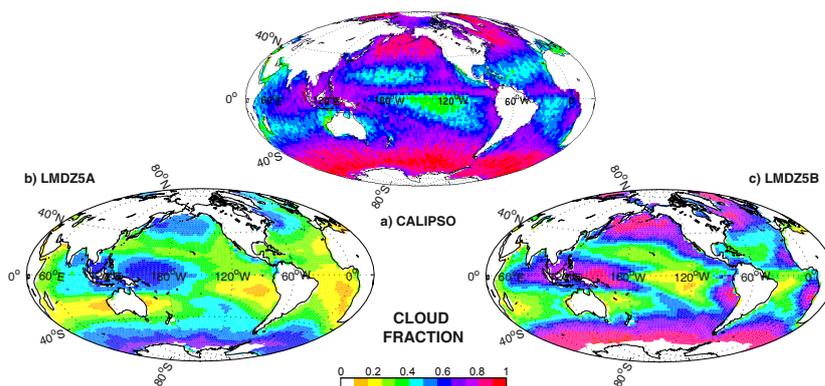
LMD **Z** info

la lettre des utilisateurs

du modèle de circulation générale atmosphérique

de l'Institut Pierre Simon Laplace

N° 8 - janvier 2012



L'image du jour :

Distribution géographique de la fraction nuageuse moyenne, sur la période 2007-2010, (a) estimée d'après les observations CALIPSO-GOCCP, (b) simulée par LMDZ5A avec le simulateur lidar et (c) simulée par LMDZ5B avec le simulateur lidar. Les simulations sont réalisées avec des températures de surface prescrites.

Sommaire

1	Actualité	3
2	Développement et évaluation du modèle	5
3	Physique du climat, changements climatiques et variabilité	18
4	Etude des climats régionaux, cycle de l'eau	23
5	Végétation, usage des sols, cycle du carbone	25
6	Dynamique, stratosphère	26
7	Composition atmosphérique	28

Editorial - Ce nouveau numéro arrive au terme d'une année très riche pour le modèle LMDZ. L'année 2011 a vu se succéder la relance de LMDZinfo, la mise sur pied de la première réunion des utilisateurs de LMDZ au printemps accompagnée du premier conseil scientifique ainsi que les premières journées de formation à l'automne. Cette année 2011 a été en même temps celle de l'aboutissement de la version "nouvelle physique" du modèle, aboutissement d'une dizaine d'années de recherche active sur la paramétrisation des processus nuageux et convectifs, travail mené en collaboration étroite entre l'équipe de développement de LMDZ et le CNRM. Cette année a été enfin celle de la réalisation des simulations climatiques pour le Projet CMIP5 d'Intercomparaison des Modèles Couplés de climat. La plupart des simulations demandées dans le cadre du projet ont pu être réalisées sur la base d'une version à relativement basse résolution horizontale du modèle couplé de l'IPSL, utilisant la "physique standard" de LMDZ. Ces simulations avec la configuration IPSL-CM5A-LR (Low Resolution) ont été complétées par des simulations avec une résolution plus fine pour l'atmosphère (-MR) ainsi que par des simulations utilisant la version nouvelle physique (IPSL-CM5B-LR). La figure du jour montre les modifications importantes apportées à la représentation des nuages avec cette dernière configuration. Ce travail de production de simulations s'est accompagné de la rédaction d'une série de publications soumises pour un numéro spécial de Climate Dynamics consacré aux contributions à CMIP5 des équipes de l'IPSL et du CNRM. Le présent numéro est presque exclusivement basé sur des résumés d'une partie de ces articles. C'est l'occasion de souligner l'importance et l'exemplarité de cette construction collective et l'investissement de ceux qui ont mené ce travail à bien, tant au niveau de la préparation des modèles, que de la réalisation des simulations, de la distribution des résultats ou de leur analyse et publication.

Contacts et informations :
<http://lmdz.lmd.jussieu.fr>

F. H.

1 Actualité

Autour de LMDZ

Le projet LMDZ a connu un développement important en 2011, sur le plan scientifique ainsi qu'en témoigne l'ensemble de ce numéro de LMDZinfo, mais aussi sur d'autres aspects tels que la mise en place de la réunion des utilisateurs de LMDZ, du Conseil Scientifique et d'une session de formation à LMDZ.

La première **réunion des utilisateurs de LMDZ** s'est tenue les 17 et 18 mars 2011 sur le campus de Jussieu. 70 participants ont pu assister pendant ces deux jours à de nombreux exposés et poursuivre leurs échanges de façon informelle pendant les pauses. La première journée a été consacrée aux exposés scientifiques présentés par des chercheurs utilisant LMDZ dans des contextes et pour des thématiques variés. La deuxième matinée était dédiée aux exposés de synthèse et de prospective présentés par les responsables du développement du modèle. L'après-midi suivante, des exposés sur les outils techniques et informatiques de traitements et post-traitements de LMDZ se sont enchaînés, laissant une large place aux questions et discussions. La réunion s'est clôturée sur le compte rendu du Conseil Scientifique qui s'était réuni parallèlement à la session de l'après-midi. Les exposés peuvent être consultés à l'adresse : <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/le-projet-lmdz/reunion-utilisateurs/2011/exposes>.

La première **réunion du Conseil Scientifique de LMDZ** a donc eu lieu à la fin de ces journées utilisateurs, permettant ainsi à ses membres d'être au fait des derniers développements et avancées du modèle. Le Conseil a formulé un certain nombre de recommandations, tant sur le plan scientifique que sur celui du mode de développement du projet et de son affichage. Le compte rendu est disponible à l'adresse : <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/le-projet-lmdz/organisation/conseil-scientifique/cr-cs-lmdz-2011>

C'est aussi la première **session de formation à LMDZ** dédiée à la communauté des utilisateurs qui a été proposée en 2011; celle-ci s'est déroulée à Jussieu les 8 et 9 novembre dernier et a rencontré un vif succès (la liste a dû être clôturée rapidement après les 30 premières inscriptions!) ... il est prévu que l'expérience soit renouvelée. Les exposés du matin (présentation générale du modèle,



FIG. 1 – Formation au modèle LMDZ

la physique standard et la nouvelle physique; le code : structure, gestion, utilisation, parallélisation; configurations; entrées/sorties) ont alterné avec les séances de TD sur PC ou portables l'après-midi (prise en main du modèle, TD numérique/physique). Le programme de la formation et l'accès aux exposés sont accessibles sur <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/le-projet-lmdz/formation/2011>.

Enfin le **site web LMDZ** a fait peau neuve (<http://lmdz.lmd.jussieu.fr>). Bien qu'il manque encore certains éléments, vous pouvez y retrouver au moins le contenu du site précédent, bénéficier d'une navigation plus souple et intuitive ... et de temps de réponse acceptables.

—————
Véronique Fabart
Veronique.Fabart@lmd.jussieu.fr

Contribution de l'IPSL au projet CMIP5¹

Les simulations climatiques, dont les résultats sont notamment synthétisés dans les différents rapports du GIEC, sont initiées et coordonnées dans le cadre du projet CMIP (Coupled Model Intercomparison Project). Ce projet est piloté par le Working Group on Coupled Modelling (WGCM) du programme mondial de recherche sur le climat (PMRC ou WCRP World Climate Research Programme). Une nouvelle phase de ce projet, CMIP5 (Taylor et al., 2011), a débuté en 2009 et le pôle de modélisation de l'IPSL a réalisé en 2010-2011 tout un ensemble de simulations qui ont commencé à être analysées et distribuées à la communauté

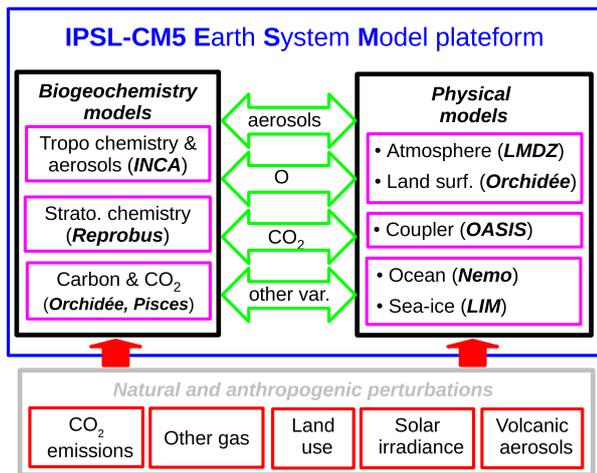


FIG. 2 – Schémas du modèle IPSL-CM5 utilisé pour la réalisation des simulations CMIP5 dans lequel sont représentées les différentes composantes et les différentes conditions aux limites.

internationale. À ce jour, 17 groupes de modélisation ont contribué à CMIP5 en mettant à disposition les résultats de simulations réalisées avec un total de 34 modèles.

La stratégie générale que nous avons retenue a été présentée dans le précédent numéro de LMDZ-info. Elle nous a conduits à participer au projet CMIP5 en utilisant trois versions différentes de la plate-forme « modèle du système Terre » de l'IPSL :

➤ **IPSL-CM5A-LR** : version qui inclut une modélisation des différents processus physiques, chimiques et biogéochimiques du système climatique (Fig. 2). La basse résolution de l'atmosphère ($3,75^\circ \times 2^\circ$ L39) et de l'océan (2° L31) permet d'avoir un modèle rapide, ce qui nous a permis de réaliser la quasi-totalité des simulations proposées par CMIP5 ainsi que de nombreuses simulations de sensibilité. C'est également cette version qui a été utilisée pour réaliser des simulations de prévisions décennales, un nouveau sujet de recherche à l'IPSL.

➤ **IPSL-CM5A-MR** : version identique à la précédente mais avec une résolution horizontale de l'atmosphère légèrement plus élevée ($2,5^\circ \times 1,25^\circ$ L39). Cette version nous permet de tester l'effet de la résolution horizontale de l'atmosphère sur le climat simulé, notamment en termes de variabilité, et de fournir des champs atmosphériques à une résolution mieux adaptée à leur utilisation pour forcer les modèles atmosphériques régionaux à aire limitée.

➤ **IPSL-CM5B-LR** : version identique à IPSL-CM5A-LR mais dans laquelle le modèle atmosphérique LMDZ5A est remplacé par LMDZ5B qui comprend des nouvelles paramétrisations de la couche limite, de la convection et des nuages (voir article page 8, "De LMDZ5A à LMDZ5B"). Cette version prometteuse nécessite encore des développements et des

ajustements avant de pouvoir être considérée comme pleinement opérationnelle pour le modèle du système Terre.

Toutes les simulations réalisées avec le modèle IPSL-CM5A incluent le cycle du carbone et permettent de calculer soit les émissions de CO_2 compatibles avec une évolution imposée de la concentration en CO_2 , soit la concentration de CO_2 pour une évolution imposée des émissions.

Le projet CMIP5 inclut entre autres des projections d'évolution du climat basées sur quatre scénarios nommés RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5 (van Vuuren et al., 2011). Le sigle RCP est l'abréviation de « Representative Concentration Pathways » et le nombre correspond à une estimation du forçage radiatif de ce scénario à la fin du 21^e siècle. Pour la première fois, un scénario, le RCP2.6, inclut une politique volontariste de réduction des émissions de gaz à effet de serre afin de limiter le réchauffement climatique à 2°C environ par rapport à la température du milieu du 19^e siècle. Pour la période historique et pour ces quatre scénarios, l'évolution de la composition de l'atmosphère et de la concentration en aérosols a été calculée avec les versions chimie-climat du modèle de l'IPSL : LMDZ-INCA pour la troposphère et LMDZ-Reprobus pour la stratosphère (voir article de Sophie Szopa page 28). Il y a 6 ans, les projections du climat futur réalisées dans le cadre de CMIP3 étaient basées sur 3 scénarios, nommés SRES-B1, SRES-A1B, SRES-A2.

La comparaison de l'accroissement de la température moyenne de surface et du forçage radiatif moyens simulés par le modèle IPSL-CM5A-LR en réponse à ces différents scénarios RCP et SRES est représentée sur la Fig. 3. On peut remarquer que la température est effectivement stabilisée pour le scénario RCP2.6, avec un réchauffement par rapport à l'époque préindustrielle d'un peu plus de 2°C . Le scénario RCP8.5 entraîne au contraire un réchauffement très important, encore plus élevé que celui du scénario SRES-A2. Ainsi, les quatre scénarios RCP utilisés dans CMIP5 entraînent des forçages radiatifs et des accroissements de température dans une gamme plus large que celle des trois scénarios SRES précédemment utilisés dans CMIP3.

Les expériences réalisées dans le cadre de CMIP5 sont très variées et la liste des variables de sortie est considérable (800 variables environ), avec des fréquences de sortie allant de la demi-heure à l'année. Elles ont pour objectif d'alimenter des thématiques très différentes. En ce qui concerne le modèle de l'IPSL, elles nous ont déjà permis de soumettre une vingtaine d'articles dans un numéro spécial de la revue « Climate Dynamics ». Mais le travail d'analyse ne fait que commencer : les simulations CMIP5 sont une mine considérable dont l'analyse permettra d'alimenter de très nombreuses études

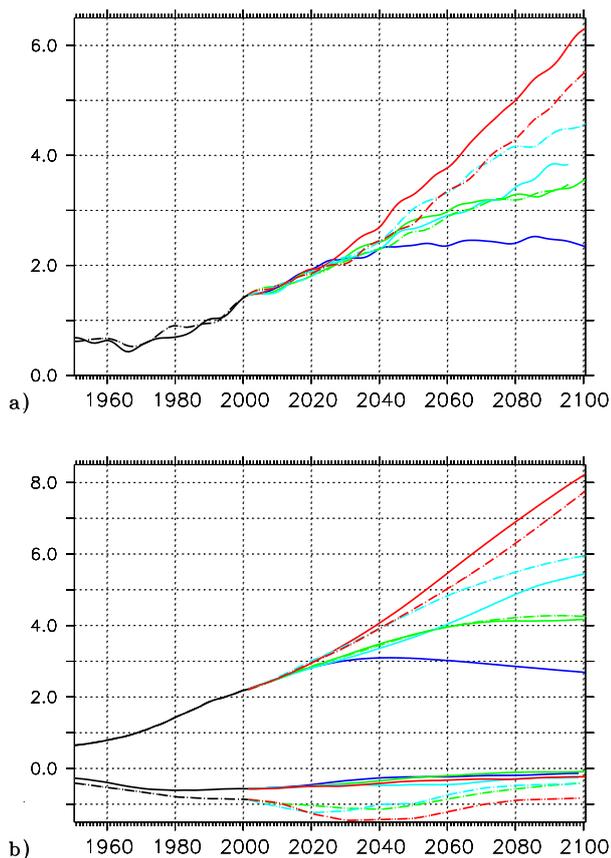


FIG. 3 – Évolution temporelle (a) de la température moyenne de surface de l'air et (b) des forçages radiatifs dus aux émissions anthropiques des différents gaz à effets de serre excepté l'ozone (CO_2 , CH_4 , N_2O , $CFC...$, valeurs positives) et des aérosols (effet direct et premier effet indirect, valeurs négatives), simulés par le modèle IPSL-CM5A-LR pour les périodes « historique » (1850-2005) et future (2006-2100), en utilisant soit les scénarios RCP (lignes continues) soit les scénarios SRES (lignes pointillées). Les résultats des simulations historiques sont en noir. Les résultats des quatre scénarios RCP, utilisés pour le projet CMIP5, sont tracés avec des traits continus bleus (RCP-2.6), verts (RCP-4.5), bleus clair (RCP-6.0) et rouges (RCP-8.5). Les résultats des trois scénarios SRES, utilisés pour le projet CMIP3, sont tracés avec des traits pontillés verts (SRES-B1), bleus clair (SRES-A1B), et rouges (SRES-A2).

dans les prochaines années.

Pour plus d'informations sur la contribution de l'IPSL au projet CMIP5 : <http://icmc.ipsl.fr/> puis onglet CMIP5 et <http://forge.ipsl.jussieu.fr/igcmg/wiki/IPSLCMIP5>

Jean-Louis Dufresne
Jean-Louis.Dufresne@lmd.jussieu.fr

¹ Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5

Dufresne J-L (1), Foujols M-A (2), Denvil S. (2), Caubel A (3), Marti O (3), Aumont O (7), Balkanski Y (3), Bekki S (4), Bellenger H (5), Benschila R (5), Bony S (1), Bopp L (3),

Braconnot P (3), Brockmann P (3), Cadule P (2), Cheruy F (1), Codron F (1), Cozic A (3), Cugnet D (1), de Noblet N (3), Duvel J-P (1), Ethé C (2), Fairhead L (1), Fichefet T, Flavoni S (5), Friedlingstein P (3), Grandpeix J-Y (1), Guez L (1), Guilyardi E (5), Hauglustaine D (3), Hourdin F (1), Idelkadi A (1), Ghattas J (2), Joussaume S (3), Kageyama M (3), Krinner G (6), Labetoulle S (5), Lahellec A (1), Lefebvre M-P (1), Lefevre F (4), Levy C (5), Li Z X (1), Lloyd J (5), Lott F (1), Madec G (5), Mancip M (2), Marchand M (4), Masson S (5), Meurdesoif Y (3), Mignot J (5), Musat I (1), Parouty S (6), Polcher J (1), Rio C (1), Schulz M (3), Swingedouw D (3), Szopa S (3), Talandier C (5), Terray P (5), Viovy N (3)
(1) LMD, (2) IPSL, (3) LSCE, (5) LOCEAN (6) LGGE

2 Développement et évaluation du modèle

Climat et sensibilité du modèle IPSL-CM5A : impact de la configuration de la grille atmosphérique²

Dans cet article, on rappelle et on analyse les tests de sensibilité à la configuration de la grille atmosphérique effectués dans le cadre de la préparation de la version IPSL-CM5A du modèle couplé de l'IPSL. Cette version repose sur la "Physique Standard" (SP) de LMDZ, déjà utilisée à des détails près, dans le modèle IPSL-CM4 pour les projections de changement climatique du projet CMIP3.

Les différences entre les versions LMDZ4 et LMDZ5A ont déjà été en partie présentées dans le numéro 7 de LMDZinfo. On revient sur certains aspects identifiés depuis, lors de l'analyse détaillée des résultats de ces simulations.

D'abord, les changements de grille horizontale avaient abouti à une réduction systématique du biais froid du modèle couplé atmosphère-océan dans les moyennes latitudes. Cette réduction s'accompagne, même dans les simulations forcées par les températures de surface de la mer (SST), d'une réduction des biais des moyennes latitudes dans l'atmosphère comme on le voit sur la Fig. 4. Les jets des moyennes latitudes, trop proches de l'équateur, se déplacent progressivement vers les pôles quand on raffine la grille. Ce déplacement des jets est obtenu même dans des simulations dynamiques idéalisées, où l'on remplace toute la physique par un rappel vers des profils méridiens de température (Guemas and Codron, 2011). Nous n'avons pas pu éclaircir cependant dans

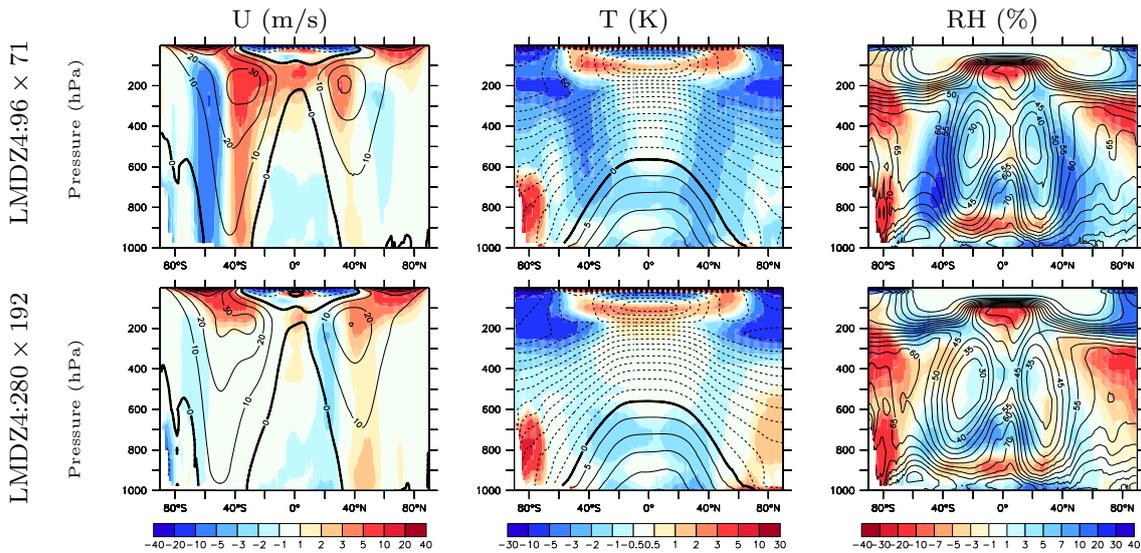


FIG. 4 – Biais (en couleur) en vent zonal (m/s), température (K) et humidité relative (%) obtenus avec le modèle LMDZ4 forcé par les températures de surface de l’océan et une grille verticale de 19 niveaux (L19). Les contours représentent les valeurs simulées des même variables et les couleur la différence aux réanalyses ERAInterim. On voit dans les simulations 96x71 un biais humide et froid dans les moyennes latitudes, et des jets trop proches de l’équateur (dipôle +/- du biais de part et d’autre du maximum du jet). Ces biais sont fortement réduits pour la grille la plus fine.

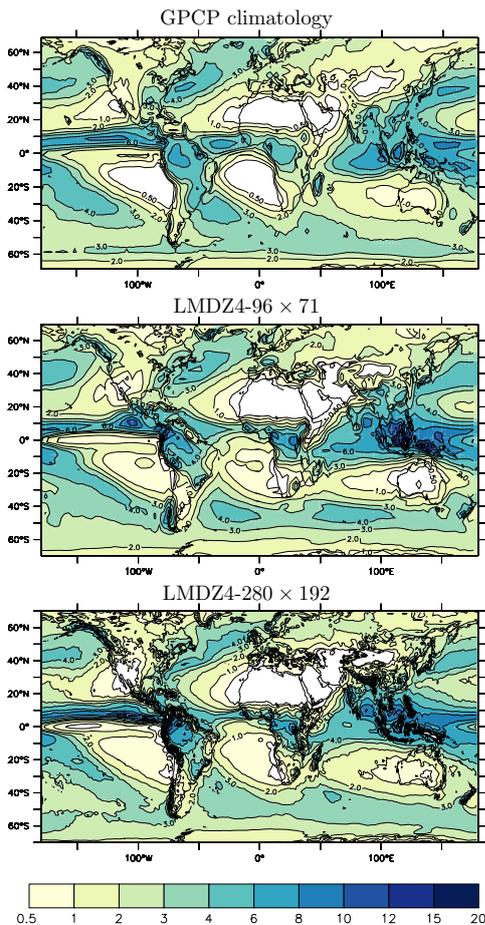


FIG. 5 – Précipitations moyennes annuelles (mm/jour) observées et obtenues pour deux simulations avec des grilles grossières (96x71 en longitude-latitude) et fines (280x192) pour le modèle LMDZ4-L19 forcé par les cycles saisonniers moyens des SSTs.

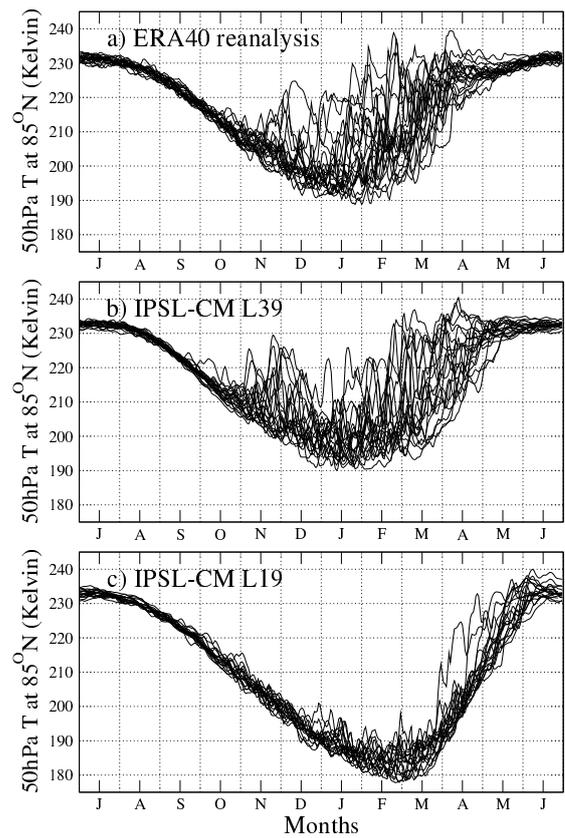


FIG. 6 – Températures à 50 hPa pour 20 ans (1976-1995) pour a) les ré-analyses ERA40, b) le modèle L39 et c) le modèle L19 pour des simulations avec le modèle couplé de l’ISPL. L’extension vers la stratosphère de la grille L39 permet de représenter des réchauffement stratosphériques soudains avec des caractéristiques comparables à ceux observés avec le modèle de l’ISPL.

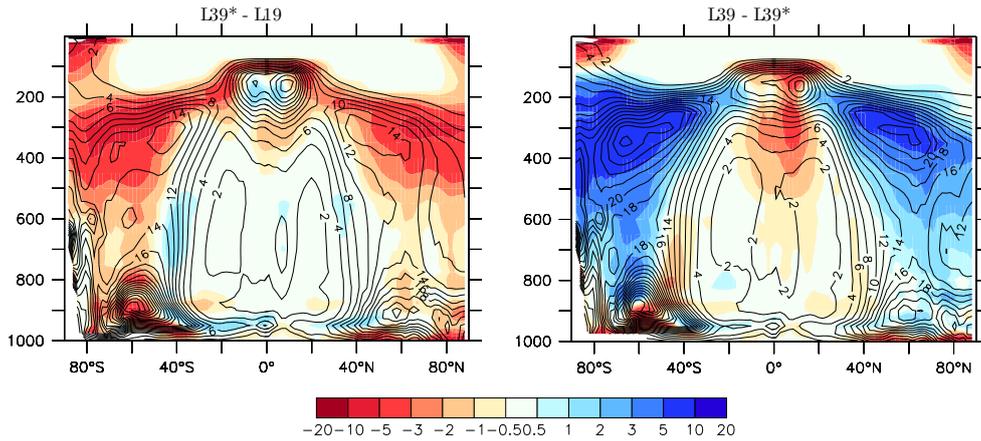


FIG. 7 – Différence de nébulosité entre les versions L39 avant ajustement des paramètres (notée L39*) et L19 en haut, et différence entre la version re-réglée (L39, celle qui est utilisée dans IPSL-CM5A) et la version L39*. Sans réajustement, le passage de la grille L19 à la grille L39* produit une légère augmentation des nuages bas tropicaux et une très forte réduction de la nébulosité à la tropopause. Le réglage L39 a permis de compenser, voir sur-compenser ce changement. Les couleurs correspondent aux différences entre deux simulations et les contours à la nébulosité dans la simulation de référence (L19 en haut et L39* en bas).

quelle mesure ces changements dynamiques étaient à l'origine de la diminution systématique du biais froid et humide des moyennes latitudes avec le raffinement de la grille.

Ces changements ont en revanche peu d'impact sur les grandes caractéristiques du modèle. Les structures spatiales de la précipitation moyenne sont par exemple très faiblement affectées (Fig. 5).

Au bout du compte, pour des questions de coût numérique, deux grilles horizontales ont été retenues, 96x95 et 144x142, qui définissent respectivement les versions CM5A-LR et CM5A-MR (pour Low et Mid Resolution) du modèle de l'IPSL.

L'autre changement entre LMDZ4 et LMDZ5A concerne la grille verticale. En passant de 19 niveaux à 39 niveaux (L19 à L39), on a raffiné d'un facteur 1,5 environ la résolution dans la couche limite et la moyenne troposphère, et on a ajouté une dizaine de niveaux dans la stratosphère, au dessus de 20 km. Ce changement de grille verticale permet de représenter une bonne partie de la variabilité stratosphérique et en particulier les réchauffements stratosphériques soudains (Fig. 6).

Les changements de configuration de grille s'accompagnent d'une modification du bilan énergétique global pouvant atteindre plusieurs W/m^2 dans les simulations forcées par les SSTs. Le raffinement de la grille horizontale s'accompagne d'un réchauffement global, consécutif à une diminution du forçage radiatif des nuages bas dans le rayonnement solaire, à raison de 1 K de réchauffement du modèle couplé pour 1 W/m^2 de forçage radiatif. Les changements de grille verticale induisent une modification encore plus importante des couvertures nuageuses et des forçages radiatifs associés (Fig. 7). Le changement du bilan radiatif moyen au sommet de l'atmosphère est de

-7 W/m^2 , -1 étant expliqué par l'augmentation d'albédo des nuages bas et -6 par la diminution d'effet de serre associée principalement aux nuages hauts. De tels changements nécessitent d'ajuster certains paramètres du modèle, phase essentielle de la modélisation du climat. Le réglage de IPSL-CM5A (réalisé par Sébastien Denvil en touchant notamment aux paramètres qui contrôlent les nuages hauts), a permis de compenser ces modifications nuageuses mais aussi d'obtenir des jets des moyennes latitudes mieux placés en latitude dans les simulations LMDZ. Ce réglage a sans doute contribué à réduire de façon significative en retour les biais froids des moyennes latitudes dans le modèle couplé de l'IPSL.

Ces changements de configurations ont en revanche très peu d'impact sur la sensibilité du climat simulé à l'augmentation des gaz à effet de serre. A noter également que, si les structures spatiales du réchauffement et des précipitations sont peu affectées quand on augmente la résolution spatiale dans IPSL-CM4 (L19) ou dans IPSL-CM5A (L39), des différences notables sont cependant visibles quant à l'évolution future de la pluviométrie moyenne dans les régions de moussons; ceci peut sans doute être relié aux changements opérés sur le modèle d'hydrologie continentale Orchidée (profondeurs de sol différentes, activation dans les simulations de changement climatique du calcul interactif de l'indice de surface foliaire en tenant compte de la concentration de carbone, corrections de bogues).

Frédéric Hourdin
Frederic.Hourdin@lmd.jussieu.fr

²Climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model : impact of the LMDZ atmospheric grid configuration

Frédéric Hourdin (1), Marie-Alice Foujols (2), F. Codron (1), V. Guemas (3), J-L Dufresne (1), S. Bony (1), S. Denvil (2), L.Guez (1), F. Lott (1), J. Ghattas (2), P. Braconnot (4), O. Marti (4), Y. Meurdesoif (4), L. Bopp (4)

(1) LMD, (2) IPSL, (3) IC³, Barcelone Espagne, (4) LSCE

De LMDZ5A à LMDZ5B : l'effet sur le climat du modèle IPSL-CM5 d'une réécriture en profondeur des paramétrisations physiques³

C'est fait! Une partie des projections du changement climatique du projet CMIP5 a été réalisée avec la version "Nouvelle Physique" de LMDZ, basée sur une refonte complète des paramétrisations de la couche limite, de la convection et des nuages.

Le développement de nouvelles paramétrisations est un travail au long cours, qui se réalise aujourd'hui en grande partie sur la base de simulations

1D, par comparaison avec des simulations explicites non-hydrostatiques à très haute résolution de cas d'études. Le passage de ces développements 1D au cadre tri-dimensionnel est un travail très important. Il faut d'une part faire en sorte (ou vérifier) que les paramétrisations soient bien valides partout sur le globe. Il faut que le modèle soit efficace numériquement et robuste. Il faut enfin ajuster les paramètres libres du modèle afin d'obtenir notamment des flux radiatifs au sommet de l'atmosphère qui soient équilibrés (pour ne pas avoir de dérive en température dans le modèle couplé océan-atmosphère) et dont la répartition spatiale (qui pilote en grande partie la circulation atmosphérique) soit bien représentée.

Par rapport à la Physique Standard (SP), la version Nouvelle Physique (NP, et plus particulièrement la version NPv3 réglée pour les simulations CMIP5) résulte en une bien meilleure représentation des couvertures nuageuses basses et moyennes. Là aussi, cette amélioration provient directement des modifi-

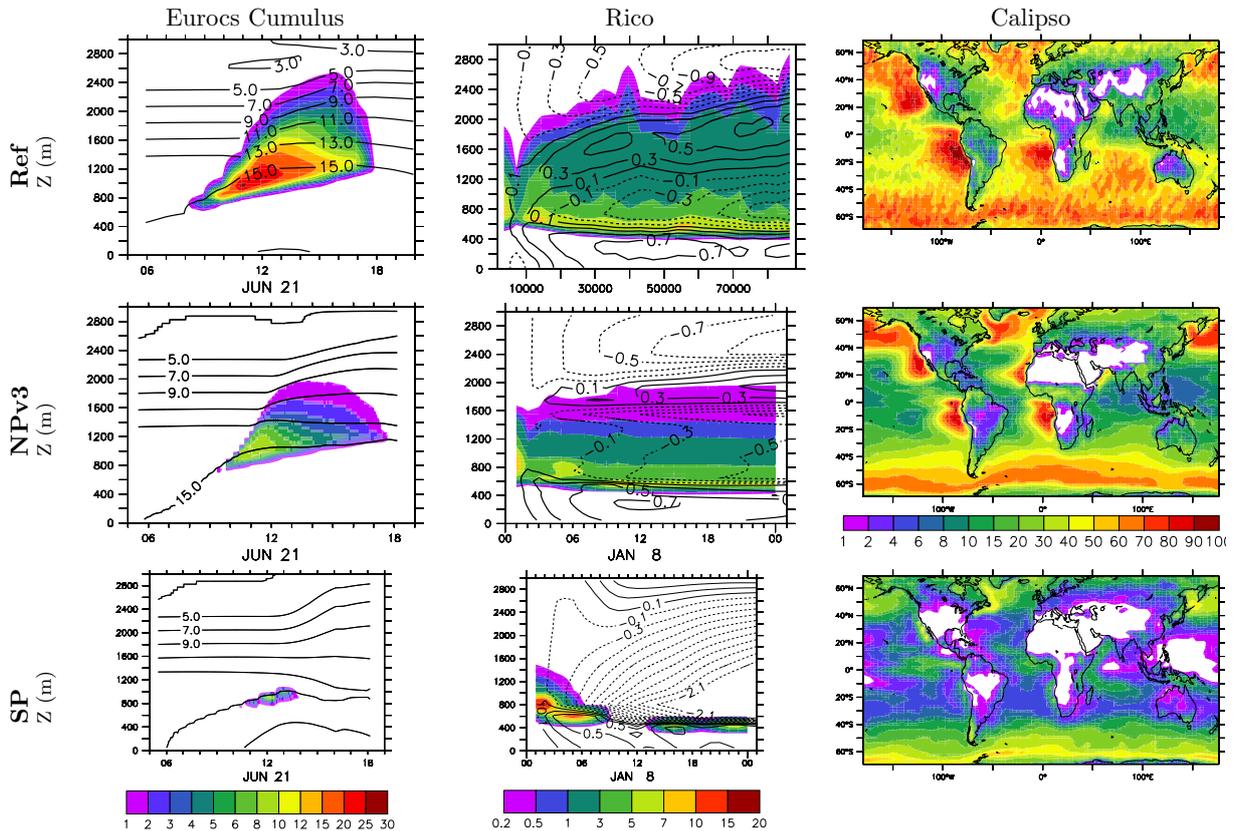


FIG. 8 – Représentation des nuages bas dans les versions SP et NP du modèle. A gauche et au centre : Evolution temporelle du profil vertical de nébulosité (%), couleur) et de l'humidité spécifique (contours, g/kg) pour deux cas d'étude de convection peu profonde : le cas Eurocs-cumulus de cycle diurne continental développé sur la base d'observation du site ARM (Oklahoma) et le cas océanique Rico. Pour le cas Rico, on a soustrait à l'humidité spécifique le profil initial pour mieux identifier les variations dans le temps. A droite : comparaison des couvertures observées par le Lidar Calipso (sur le satellite Calipso) par rapport aux nuages reconstitués à partir des champs du modèle 3D au travers du simulateur Lidar COSP/Calipso. La première ligne correspond à la référence utilisée pour l'évaluation : les résultats de simulations LES pour Eurocs et Rico et les observations GOCCP/Calipso pour le 3D. La couverture des nuages bas est beaucoup mieux représentée avec la nouvelle physique, même si cette couverture reste encore globalement encore un peu faible. A noter cependant que les strato-cumulus de bord Est des océans tropicaux (les taches rouges sur la figure), sont obtenus en désactivant artificiellement le modèle du thermique quand une forte inversion est identifiée en sommet de couche limite.

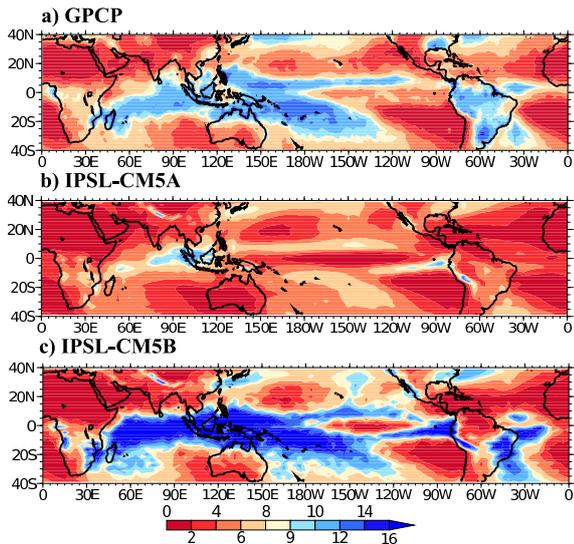


FIG. 9 – Ecart-type de la variabilité jour-à-jour des précipitations (mm/jour) pour a) les simulations GPCP pour les mois de Novembre à Avril, b) une simulation avec la version SP du modèle couplé IPSL-CM5A et c) la version NP IPSL-CM5B.

cations apportées aux schémas de couche limite et de nuages, et les résultats obtenus en 3D viennent confirmer ceux obtenus dans les simulations uni-colonne (Fig. 8).

La version NP du modèle permet également une bien meilleure représentation du cycle diurne des précipitations convectives. Cette amélioration avait été obtenue en version uni-colonne sur un cas de cycle diurne de convection profonde continentale observé au site ARM (Rio et al., 2009). Le décalage du cycle diurne est obtenu grâce à une meilleure représentation de la phase de pré-conditionnement de la convection profonde par la convection de couche limite qui se développe au court de la matinée et une prise en compte des poches froides, créées sous les cumulonimbus par ré-évaporation des pluies convectives. Panaches thermiques et poches froides contrôlent la convection au travers d'une énergie et d'une puissance de soulèvement (Available Lifting Energy and Power, ALE et ALP). Le passage au 3D a nécessité de revenir sur cette fermeture en ALP pour concilier les cas océaniques et continentaux. Mais le décalage du cycle diurne continental est obtenu de façon très robuste dans les simulations tri-dimensionnelles (cf. contribution de Catherine Rio et en particulier la Fig. 12).

L'autre résultat marquant concerne la représentation de la variabilité intra-saisonnière de la pluie (Fig. 9). Cette variabilité, beaucoup trop faible dans la version SP, est bien plus forte (voir un peu plus forte que les observations GPCP) dans la version NP du modèle couplé de l'IPSL (on a à peu près le même résultat dans des simulations forcées par les SSTs). Cette variabilité s'exprime notamment dans les ré-

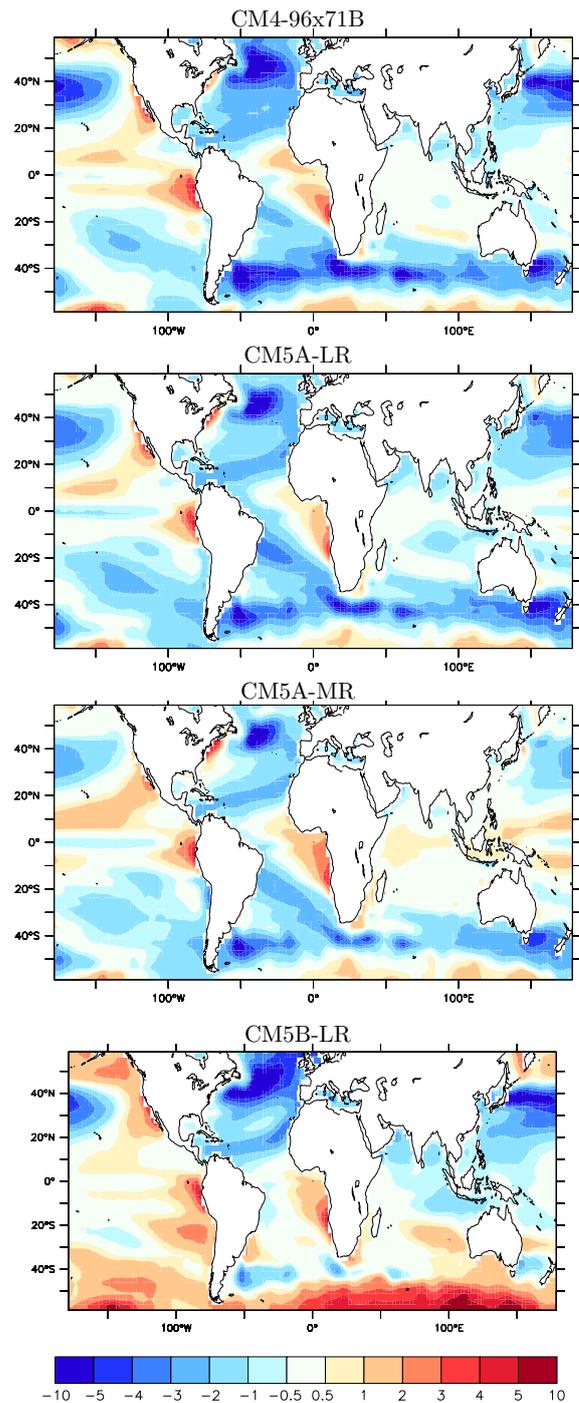


FIG. 10 – Biais de SSTs (K) dans les différentes configurations du modèle de l'IPSL. Simulations de contrôle pré-industrielles sauf pour IPSL-CM4 (actuel). Moyennes sur 10 ans. On reconnaît les biais froids des moyennes latitudes dans les simulations CM4 et CM5A. Ce biais diminue à la fois en passant de CM4 à CM5A-LR et de LR à MR pour CM5A. On voit aussi une différence de niveau moyen de biais avec un modèle MR 1 K plus chaud que le modèle LR. Ceci s'explique par le fait que l'albedo de surface a été légèrement diminué dans la version MR pour compenser un réglage jugé un peu froid après coup pour la version LR. Pour le modèle IPCL-CM5B-LR, le biais froid nord Atlantique s'amplifie encore alors que le biais froid au sud disparaît quasiment, dominé par un biais chaud circum-Antarctique. En revanche, sur les océans tropicaux, les structures de biais sont globalement moins marquées que dans les versions précédentes du modèle.

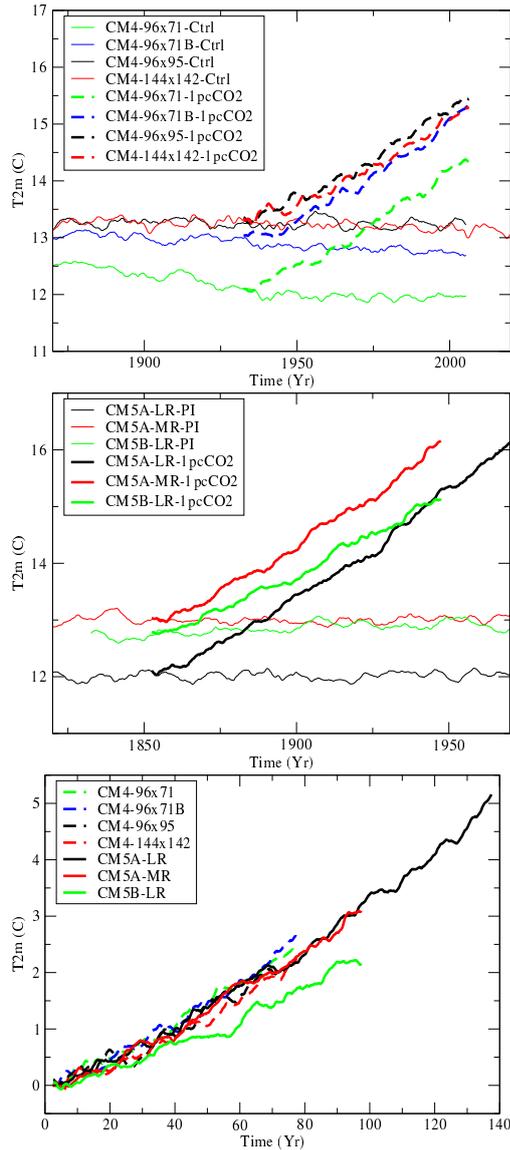


FIG. 11 – Evolution de la température globale à 2m dans les simulations couplées de contrôle et 1%CO₂ avec le modèle de l'IPSL. En haut : configurations IPSL-CM4 L19, avec différentes grilles horizontales. Au milieu : configurations IPSL-CM5. En bas, différence entre la simulation 1%CO₂ et la simulation de contrôle pour les différentes configurations.

gions et dans la gamme de fréquences de l'oscillation de Madden-Julian, très souvent malmenée par les modèles de climat.

A côté de ces améliorations significatives et robustes, la version NP du modèle mise au point cette année et utilisée pour les projections CMIP5 du changement climatique souffre d'un certain nombre de carences : 1) des courants jets trop proches de l'équateur (ce biais de la version SP est amplifié dans la version NP) ; 2) une circulation thermohaline presque inexistante dans l'Atlantique et 3) un biais hémisphérique des températures de l'océan avec des températures trop chaudes près de l'Antarctique

et beaucoup trop froides dans le nord des bassins océaniques (Fig. 10). La correction de ces défauts sera un des défis de l'année 2012.

On montre enfin sur la Fig. 11 l'évolution des températures globales atmosphériques à 2 m au dessus de la surface pour les simulations de contrôle et les simulations dites 1%CO₂, simulations de changement climatique idéalisées dans lesquelles seule la concentration de CO₂ varie, de 1% par an. Sur le panneau du haut, on voit les simulations avec la configuration IPCL-CM4. On voit bien sur ces figures le réchauffement progressif des simulations de contrôle quand on passe de la résolution 96x71 à 144x142 (cf contribution précédente). Pour la version 96x71, on a effectué une seconde simulation avec un réglage de l'albédo légèrement modifié pour obtenir une température moyenne plus proche des autres configurations. Quand on retranche le contrôle à la simulation de sensibilité (panneau du bas), on voit que toutes les simulations avec la version CM4 montrent des sensibilités très proches. C'est le cas aussi pour les simulations CM5A-LR et -MR. En revanche, la simulation CM5B, avec la nouvelle physique, montre une sensibilité bien moindre. Reste à comprendre pourquoi ! Vous le saurez en demandant les numéros suivants de LMDZinfo.

Frédéric Hourdin
Frederic.Hourdin@lmd.jussieu.fr

³From LMDZ5A to LMDZ5B : revisiting the parameterizations of clouds and convection in the atmospheric component of the IPSL-CM5 climate model

F. Hourdin (1), J-Y Grandpeix (1), C. Rio (1), S. Bony (1), A. Jam (1), F. Cheruy (1), N. Rochetin (1), L. Fairhead (1), A. Idelkadi (1), I. Musat (1), J-L Dufresne (1), M-P. Lefebvre (3), A. Lahellec (1), R. Roehrig (2),

(1) LMD, (2) Météo-France/CNRM (3) CNRM/LMD

**Contrôle de la convection profonde
par les processus de soulèvement
sous-nuageux : la fermeture en ALP
implémentée dans LMDZ5B⁴**

Dans les modèles de climat actuels, dont la résolution horizontale est typiquement de 30 à 300 km, les processus convectifs et nuageux ont une échelle caractéristique inférieure à celle de la maille et doivent être paramétrisés, c'est-à-dire représentés par un ensemble d'équations décrivant leur comportement et leur impact sur les variables grande-échelle. L'effet de la convection humide sous-maille sur la circulation grande-échelle repose au premier ordre sur le critère de déclenchement du schéma de convection, qui détermine dans quelles conditions la convection est active, et sur l'équation de fermeture, qui exprime l'intensité convective à la base des nuages en fonction de variables externes au schéma de convection.

Les observations soutenant un quasi-équilibre entre la convection nuageuse et l'environnement grande-échelle ont mené à des approches faisant dépendre l'intensité convective des conditions grande-échelle moyennes en appliquant un temps d'ajustement (Arakawa and Schubert, 1974). C'est le cas des fermetures basées sur l'énergie potentielle convective disponible (CAPE, Emanuel, 1991), définie comme le travail des forces de flottabilité positive au-dessus de la base des nuages. Cependant, le quasi-équilibre n'est pas vérifié en présence d'organisation à méso-échelle ou à l'échelle de la journée (Jones and Randall, 2011). De plus, dans le cadre de l'étude du climat, lorsqu'il est vérifié, on peut penser que le quasi-équilibre devrait résulter du schéma de convection plutôt que de lui être imposé. Certaines études proposent de faire dépendre l'intensité convective de la convergence grande-échelle en humidité ou des profils grande-échelle moyens sous la base des nuages. Mapes (2000) prend en compte une vitesse verticale typique à la base des nuages, pouvant être calculée à partir de l'intensité de la turbulence au sein de la couche limite (Bretherton et al., 2004). Récemment, Grandpeix and Lafore (2010) ont proposé une nouvelle approche basée sur la capacité des processus de soulèvement au sein de la couche sous-nuageuse à initier et alimenter la convection profonde. Ils introduisent les concepts d'énergie et de puissance de soulèvement disponibles pour la convection. L'énergie de soulèvement disponible (ALE pour Available Lifting Energy) est comparée à l'inhibition convective (CIN) pour activer le schéma

de convection. Celui-ci est actif si :

$$ALE > |CIN| \quad (1)$$

La puissance de soulèvement disponible (ALP pour Available Lifting Power) est utilisée pour calculer le flux de masse à la base des colonnes convectives en imposant la vitesse verticale au niveau de convection libre ($w_b=1 \text{ m s}^{-1}$) :

$$M_b = \frac{ALP}{[|CIN| + 2w_b^2]} \quad (2)$$

Dans LMDZ5B, deux nouvelles paramétrisations représentant les processus de soulèvement au sein de la couche sous-nuageuse ont été développées. Il s'agit d'une part de la paramétrisation des thermiques de couche limite qui, initiés dans la couche instable de surface, transportent chaleur, humidité et moment de la surface au sommet de la couche limite, et au sommet desquels les petits cumulus se forment (Hourdin et al., 2002; Rio and Hourdin, 2008; Rio et al., 2010). Il s'agit d'autre part de la paramétrisation des poches froides qui, alimentées par l'évaporation des précipitations sous les systèmes convectifs s'étalent en surface en soulevant l'air à leur bord, initiant de nouvelles cellules convectives (Grandpeix and Lafore, 2010; Grandpeix et al., 2010). Ainsi, la convection est active si l'un de ces deux processus fournit une énergie suffisante pour dépasser l'inhibition : $ALE = \text{MAX}(ALE_{th}, ALE_{wk})$. Pour la fermeture, on considère que ces deux processus contribuent à l'intensité convective : $ALP = ALP_{th} + ALP_{wk}$. Ce nouveau jeu de paramétrisations a été testé et évalué sur un cas de cycle diurne de convection continentale aux moyennes latitudes (Rio et al., 2009). Par rapport à la version de LMDZ incluant le schéma d'Emanuel avec fermeture en CAPE le développement progressif des thermiques de couche limite permet en particulier de retarder le déclenchement de la convection profonde de 10 :00LT à 13 :00LT et l'auto-entretien de la convection par les poches froides permet de décaler le maximum des pluies de 12 :00LT à 17 :00LT, ce qui résulte en un cycle diurne des pluies en bien meilleur accord avec les observations, comme illustré sur la Fig. 12 (en haut à gauche).

L'objet du papier soumis au numéro spécial de Climate Dynamics est de revenir sur les difficultés rencontrées lors de la mise en oeuvre de ces nouvelles paramétrisations dans la version 3D de LMDZ, notamment au sujet de la prise en compte des contrastes continents/océans. Le papier revient sur les solutions explorées et montre comment l'analyse parallèle de simulations LMDZ 3D et 1D, ainsi que de type CRM (Cloud Resolving Model) sur un domaine équivalent à une maille de GCM, a permis de mettre en place une version du modèle utilisable pour réaliser

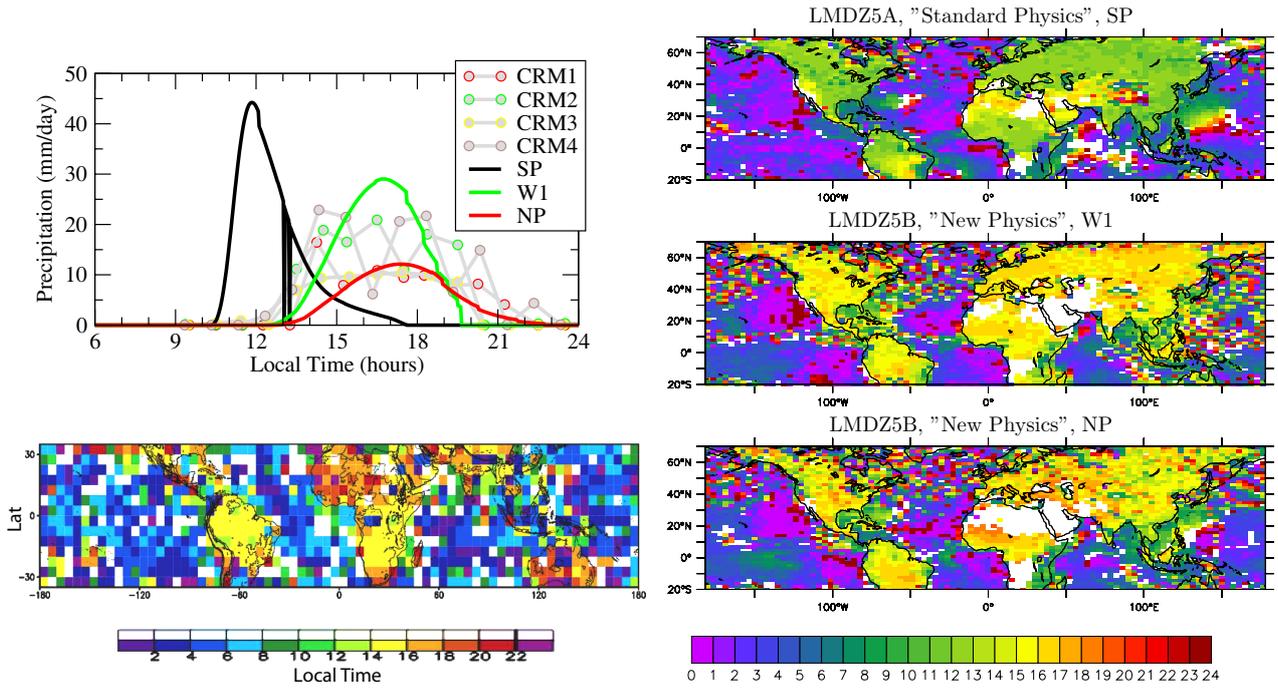


FIG. 12 — Représentation du cycle diurne des précipitations convectives dans différentes versions du modèle LMDZ5 1D et 3D : version standard avec fermeture en CAPE (SP), nouvelle version avec fermeture en ALP et $w_b=1 \text{ m s}^{-1}$ (W1) et nouvelle version avec fermeture en ALP et w_b fonction du niveau de convection libre (NP). En haut à gauche, résultat en mode uni-colonne sur le cas ARM de cycle diurne de précipitation continentale, avec comparaison aux résultats de CRMs (Guichard et al., 2004). A droite, heure du maximum de précipitation dans une simulation 3D pour un mois de juillet particulier. Les résultats de la nouvelle physique, avec une précipitation continentale qui pique en moyenne entre 16 et 20h. A titre de comparaison, on montre l'heure du maximum du cycle diurne des précipitations déduit des observations TRMM pour toute la période 1998-2005 (Hirose et al., 2008).

une partie des simulations demandées dans le cadre de l'exercice CMIP5. L'analyse parallèle de simulations globales 3D et 1D sur des cas particuliers de convection continentale ou océanique, a révélé que si la nouvelle version du modèle permet de décaler le cycle diurne des pluies continentales en 1D et en 3D, elle résulte également en une sous-estimation de l'intensité des pluies océaniques, particulièrement dans les phases de convection très active. Cette sous-estimation des pluies convectives est alors compensée par une sur-estimation des pluies simulées par le schéma de nuages grande-échelle. Différentes solutions permettent de ré-intensifier les pluies convectives :

- L'ajout de la contribution de la convergence grande-échelle dans les basses couches sur la puissance de soulèvement.
- L'augmentation des coefficients de conversion spécifiant la fraction de la puissance engendrée par les thermiques et les poches froides effectivement transmise à la convection.
- La diminution de la vitesse verticale au niveau de convection libre à des valeurs proches de $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Pour intensifier suffisamment la convection, la contribution du terme de convergence doit cependant être supérieure à celle des thermiques ou des poches froides, résultant en une fermeture dominée par la

convergence, ce qui n'est pas le but recherché ici. Les deux autres solutions permettent de ré-intensifier les pluies convectives océaniques mais résultent à nouveau en un maximum de précipitations continentales prématuré. Finalement, la solution permettant au mieux de concilier cycle diurne des pluies continentales et intensité convective océanique consiste à rendre la vitesse w_b dépendante des conditions environnementales, de façon à ce qu'elle soit plus faible sur océan, où ce niveau est plus bas, que sur continent. Cette hypothèse est corroborée par des observations de vitesses verticales dans les colonnes convectives plus faibles sur océan que sur continent. Ceci est mis en oeuvre en faisant dépendre w_b du niveau de convection libre. Cela permet également de simuler un w_b plus fort en conditions semi-arides où la couche limite est plus développée qu'aux moyennes latitudes, ce qui permet de retarder davantage le maximum des pluies en région semi-aride en comparaison avec les moyennes latitudes. L'effet de différentes versions du modèle sur l'heure locale du maximum des pluies simulé à l'échelle globale sur un mois de juillet est illustré sur la Fig. 12.

Les différentes hypothèses à la base de la nouvelle fermeture sont évaluées à l'aide de simulations haute résolution d'un cas océanique au large de l'Australie

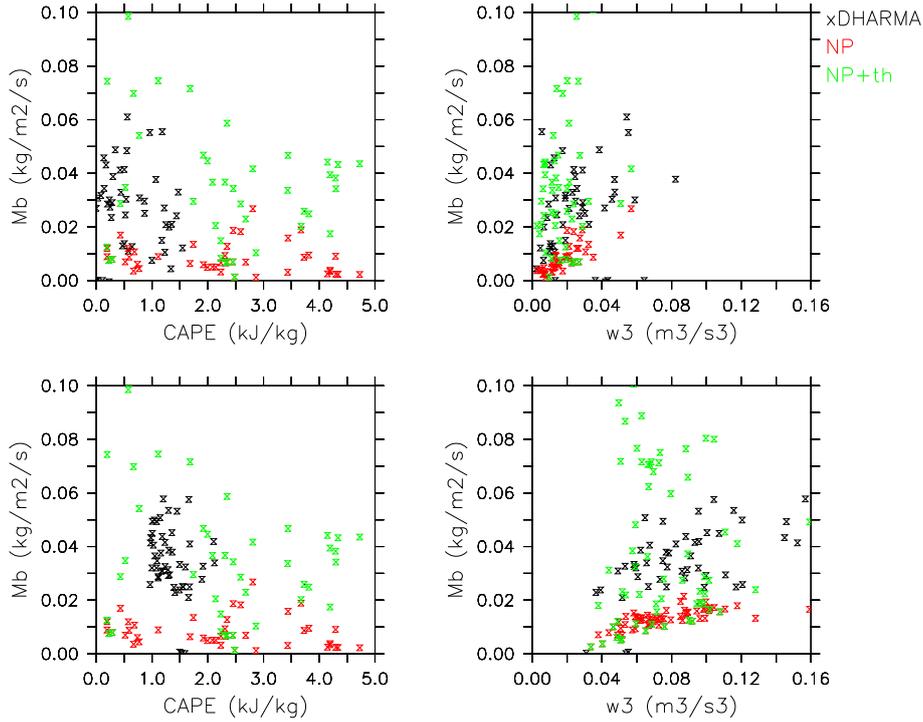


FIG. 13 – Flux de masse au niveau de convection libre (M_b , $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en fonction de l'énergie potentielle disponible pour la convection (CAPE, kJ kg^{-1}) (gauche) ou du moment d'ordre 3 de la vitesse verticale au niveau de condensation (w^3 , $\text{m}^3 \text{s}^{-3}$) (droite) pendant la période active (haut) et "suppressed" (bas) de TWP-ICE. Les résultats obtenus avec le modèle haute résolution DHARMA (noir) sont comparés aux résultats obtenus avec la nouvelle version du modèle en considérant uniquement le flux de masse du schéma de convection (rouge) ou la contribution additionnelle des thermiques de couche limite (vert).

alternant période "active" et "suppressed" de mousson, le cas TWP-ICE (Fridlind et al., 2011), et d'un cas de convection continentale en région semi-aride à Niamey, le cas AMMA (Couvreur et al., 2011). Les résultats mettent en avant l'importance de séparer chaque maille du modèle en deux environnements, la région des poches froides et leur environnement, pour permettre une rétro-action positive de l'évaporation des pluies sur la convection. La vitesse verticale au niveau de convection libre, ainsi que la puissance de soulèvement, paramétrisée comme le moment d'ordre 3 de la vitesse verticale à la base des nuages, sont en bon accord avec les simulations haute résolution. La séparation du traitement de la convection peu profonde (thermiques) et de la convection profonde rend difficile la comparaison directe des flux de masse à la base des nuages. Malgré tout, les diagrammes de dispersion montrant le flux de masse à la base des nuages (avec ou sans contribution de la convection peu profonde pour LMDZ) en fonction de la CAPE d'une part et de la ALP d'autre part (Fig. 13), montrent une meilleure corrélation de ce flux de masse avec ALP qu'avec la CAPE, soutenant le concept d'une fermeture basée sur les processus de soulèvement sous-nuageux plutôt que sur un quasi-équilibre avec l'environnement grande-échelle.

La fermeture en ALP développée et testée

en mode unicolonne sur des cas particuliers est désormais active dans la version 3D de LMDZ5B. Le décalage de l'heure du maximum des pluies continentales obtenu en 1D est reproduit dans la version 3D du modèle, mais le maintien d'une intensité convective océanique suffisante a nécessité de revisiter la spécification de la vitesse verticale au niveau de convection libre prise en compte dans la fermeture. Plusieurs aspects non abordés ici restent à approfondir : les interactions entre thermiques, convection profonde et poches froides, la représentation des enclumes ou encore la prise en compte de l'effet des poches froides sur les flux de surface.

Catherine Rio
Catherine.Rio@lmd.jussieu.fr

⁴Control of deep convection by sub-cloud lifting processes : The ALP closure in the LMDZ5B general circulation model

C. Rio (1), J.-Y. Grandpeix (1), F. Hourdin (1), F. Guichard (2), F. Couvreur (2), J.-P. Lafore (2), A. Fridlind (3), A. Mrowiec (3), S. Bony (1), N. Rochetin (1), R. Roehrig (2), A. Idelkadi (1), M.-P. Lefebvre (4), I. Musat (1)

(1) LMD, (2) Météo-France/CNRM, (3) NASA/GISS, New-York USA, (4) CNRM/LMD

Évaluation des nuages simulés par LMDZ5 à partir des observations satellitales de l'A-train (CALIPSO-PARASOL-CERES)⁵

La représentation des nuages dans les modèles climatiques est évaluée classiquement à partir des flux en moyenne mensuelle au sommet de l'atmosphère. Néanmoins une bonne simulation des flux peut être due aux compensations d'erreurs entre les variables nuageuses : la couverture nuageuse, la distribution verticale, et l'épaisseur optique, aussi bien en termes de valeurs moyennes que de variations spatiales ou temporelles. Afin de réduire l'incertitude sur les rétroactions nuageuses dans les modèles climatiques, il est crucial d'évaluer de façon indépendante ces propriétés nuageuses ainsi que leur corrélation. L'utilisation des données à haute résolution temporelle contribue à faciliter le lien avec la paramétrisation nuageuse dans les modèles climatiques.

Les nouvelles observations spatiales multi-capteurs

de l'A-train permettent d'observer simultanément et indépendamment les flux au sommet de l'atmosphère, la couverture nuageuse et la structure nuageuse tridimensionnelle à hautes résolutions spatiale et temporelle. Nous utilisons les flux CERES, la couverture nuageuse et la structure verticale de CALIPSO, et la réflectance visible directionnelle de PARASOL (un proxy de l'épaisseur optique des nuages) pour évaluer la représentation des nuages dans les deux versions de LMDZ5 (LMDZ5A et LMDZ5B). Nous utilisons une approche modèle vers observations en appliquant le CFMIP Observation Simulation Package (COSP) pour garantir que les écarts entre le modèle et les observations révèlent bien les lacunes du modèle.

La description des nuages dans les modèles est premièrement évaluée en utilisant des données en moyenne mensuelle. Cette approche classique révèle des biais dans les modèles mais avec des amplitudes différentes selon la version du modèle : une sous-estimation de la fraction nuageuse associée à une surestimation de l'épaisseur optique des nuages (Fig. 14d,e,f); une sous-estimation des nuages bas et moyens et une surestimation des nuages hauts. Ensuite une évaluation à haute

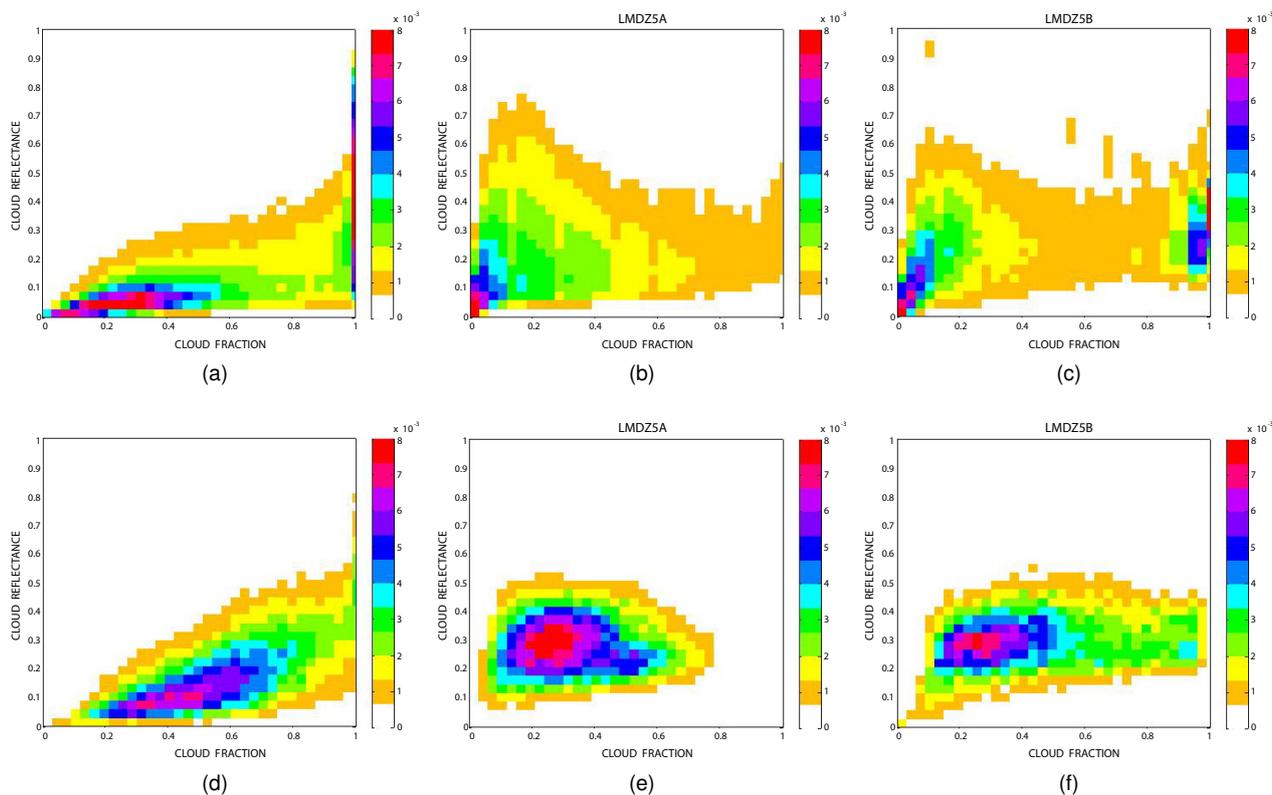


FIG. 14 – Histogramme 2D de la réflectance nuageuse en fonction de la fraction nuageuse (a,d) observées par PARASOL et CALIPSO GOCCP, (b,e) simulées par LMDZ5A et le simulateur, et (c,f) simulées par LMDZ5B et le simulateur pour tous les nuages océaniques tropicaux. La ligne haute (a,b,c) correspond aux valeurs instantanées et la ligne basse (d,e,f) correspond aux moyennes mensuelles. L'échelle de couleur représente le nombre des points dans chaque boîte (fraction nuageuse - réflectance nuageuse) divisé par le nombre total des points.

résolution à une échelle aussi proche que possible de celle des processus nuageux est effectuée pour les nuages océaniques tropicaux en utilisant des relations instantanées entre propriétés nuageuses. La relation entre la couverture nuageuse et la réflectance nuageuse (Fig. 14) montre que le groupe nuageux unique que l'on voit lorsqu'on utilise des moyennes mensuelles (Fig. 14d), est maintenant divisé en deux groupes de nuages : l'un avec des faibles et moyennes valeurs de la fraction nuageuse et l'autre avec des fractions nuageuses proches de 1 (Fig. 14a). LMDZ5A (Fig. 14b) ne simule que le premier groupe (mais avec des valeurs de réflectance trop élevées), tandis que LMDZ5B (Fig. 14c) simule approximativement les deux types de nuages. La détermination précise de la hauteur des nuages permet de nous concentrer sur certains types spécifiques de nuages (i.e. nuages de couche limite, nuages hauts etc...), d'analyser leurs propriétés et d'évaluer leur description dans le modèle. Elle montre clairement que la représentation des nuages dans le modèle LMDZ5B est meilleure que dans la version précédente LMDZ5A, en particulier pour les nuages de couche limite.

Dimitra Konsta

Dimitra.Konsta@lmd.polytechnique.fr

⁵Evaluation of clouds simulated by the LMDZ5 GCM using A-train satellite observations (CALIPSO-PARASOL-CERES)

D. Konsta, J.-L. Dufresne, H. Chepfer, A. Idelkadi, G. Cesana - LMD

Influence combinée de la physique atmosphérique et de l'hydrologie sur les simulations de la météorologie à l'observatoire atmosphérique du SIRTA⁶

Cet article présente une approche pour étudier au niveau du processus le système couplé atmosphère/surfaces continentales dans les modèles numériques de climat. Cette approche est motivée par l'identification des interactions sol/atmosphère comme l'une des principales sources d'incertitude dans les modèles de climat et par les nouveaux développements dans le bloc de paramétrisations (couche limite/convection/nuage) et du modèle d'hydrologie du modèle du système Terre de l'IPSL.

Dix ans de simulations couplées des modules atmosphère et surfaces continentales sont comparés aux observations collectées au SIRTA (proche de Paris) et regroupés dans la base de donnée SCTD (<http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/cfmip-obs>) sous "ground EUROPEAN". Par simplicité, la grille du modèle est étirée de façon à obtenir une résolution fine dans la zone du SIRTA. Dans l'optique d'évaluation des paramétrisations physiques, la composante de grande échelle de la circulation atmosphérique est ajustée aux ré-analyses ERA-Interim à l'extérieur de la zone d'évaluation (Coindreau et al., 2007). Cette méthode permet de détecter les situations pour lesquelles les paramétrisations fonctionnent de façon plus ou moins satisfaisante (Fig. 15), et qui sont susceptibles d'affecter le climat au moins à l'échelle régionale (Fig. 16).

Les performances des paramétrisations utilisées à l'IPSL pour les simulations de l'exercice CMIP5 sont évaluées dans ce cadre. On montre que la partition entre les flux latents et sensibles à la surface, la nébulosité de couche limite et son impact radiatif à la surface, la paramétrisation du transport turbulent dans la couche de surface et les interactions complexes entre ces différents processus (Fig. 17) sont responsables de biais détectés dans les variables voisines de la surface simulées par l'ESM de l'IPSL. Les améliorations potentielles des nouveaux jeux de paramétrisations sont également illustrées à l'échelle climatique au SIRTA comme sur le continent européen.

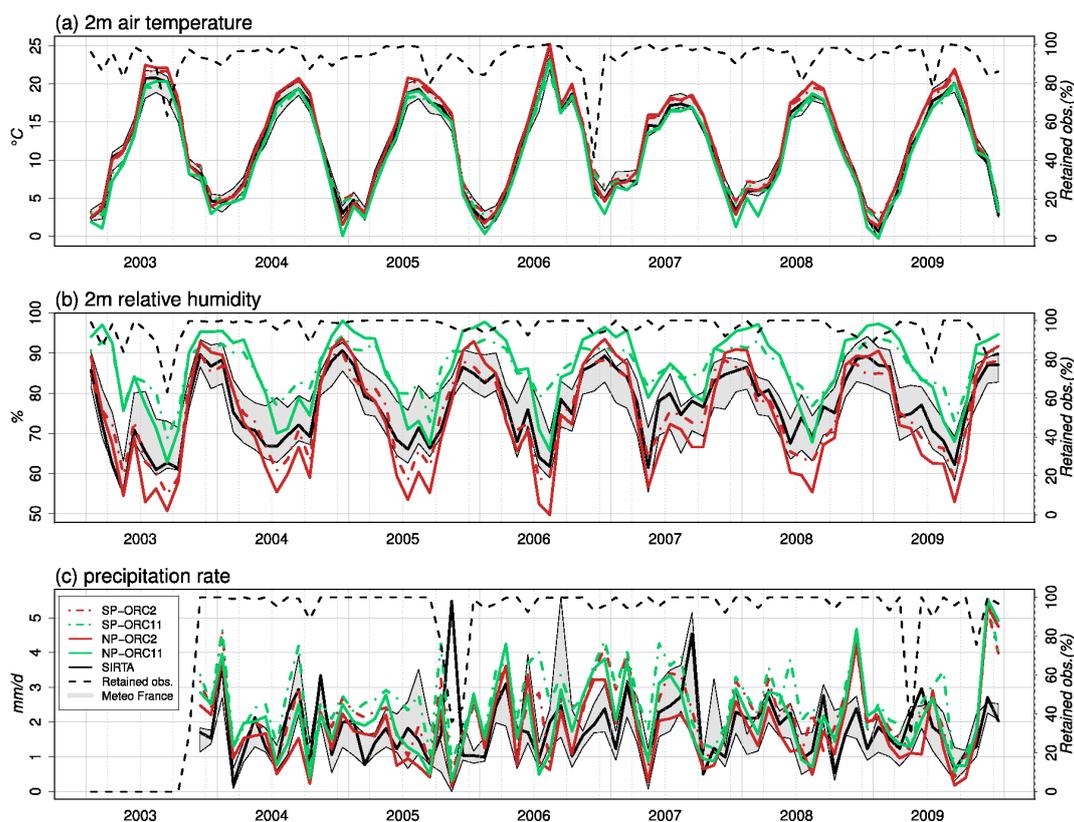


FIG. 15 – Comparaison sur 8 ans des observations de la température à 2m, l'humidité relative à 2m et les précipitations effectuées aux simulations issues de 4 configurations différentes utilisant deux jeux de paramétrisations physiques pour l'atmosphère dans LMDZ et deux jeux de paramétrisations pour l'hydrologie dans le modèle de sol ORCHIDEE (Ducoudré et al., 1993; Choissnel et al., 1995). Grâce au guidage les simulations reproduisent la variabilité inter-annuelle et saisonnière mais les biais dus aux erreurs du modèle subsistent de façon robuste d'une année à l'autre.

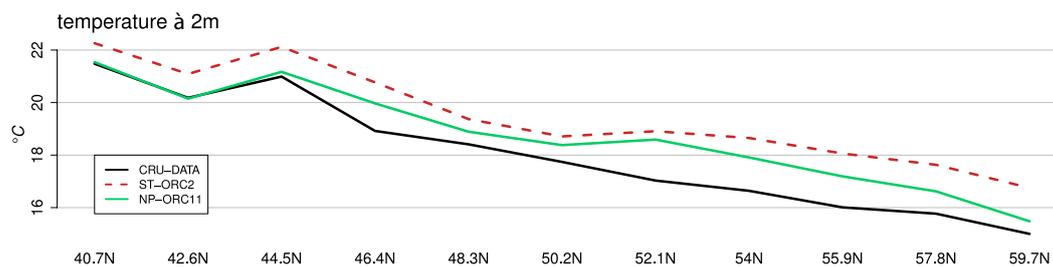


FIG. 16 – Moyenne zonale en été (JJA : 1982-1991) sur le continent Europe/Asie de la température à 2m obtenue avec des simulations globales de type AMIP (forcées en SSTs) avec deux jeux de configurations différentes : ST=ancien jeu de paramétrisations atmosphériques, NP=nouveau jeu de paramétrisations atmosphériques, ORC2 : ORCHIDEE avec l'hydrologie à 2 couches du type Choissnel, ORC11 : hydrologie à 11 couches permettant une description physique des flux d'eau dans le sol. La courbe noire correspond aux données CRU issues de l'observation. Les biais observés au SIRTA sont également présents à l'échelle continentale dans les simulations climatiques. L'hydrologie à 11 couches permet de réduire le biais chaud en été dans les simulations climatiques à l'échelle du continent. Il ne faut pas oublier qu'en mode climatique d'autres sources d'erreurs existent que celles uniquement liées aux paramétrisations physiques et détectées au SIRTA.

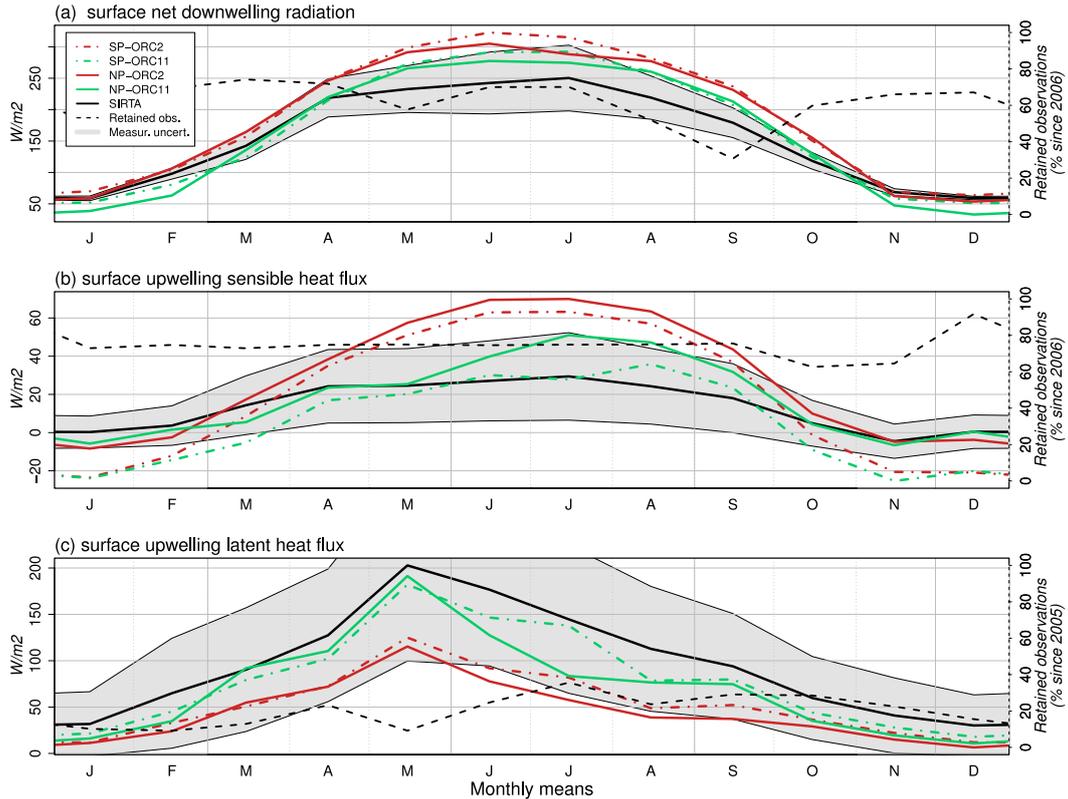


FIG. 17 – Cycle saisonnier moyen du bilan radiatif à la surface et des flux latents et sensibles. La zone grisée est déduite de la variabilité temporelle attribuée à chaque estimation horaire des variables de la base SCTD (Sirta Climate Tested Dataset) ; la ligne en pointillés correspond au pourcentage de données utilisées par rapport au nombre maximal de données. On constate que le modèle de sol avec une hydrologie à 2 couches sous-estime de façon importante l'évaporation en été conduisant à des flux sensibles trop forts. Ce problème est corrigé lorsque l'on utilise l'hydrologie à 11 couches (De Rosnay et al., 2002). Le rayonnement net à la surface est également sur-estimé, la nouvelle physique atmosphérique diminue ce biais en créant plus de nuages de couche limite. En hiver, on observe un biais négatif dans les flux sensibles simulés avec l'ancien jeu de paramétrisations de la physique atmosphérique ; ce biais est lié à la paramétrisation du transport turbulent dans la couche de surface.

Frédérique Chéruy

Frederique.Cheruy@lmd.jussieu.fr

⁶Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTA atmospheric observatory

F. Chéruy (1), A. Campoy (2), J-C Dupont (3), A. Ducharme (2), F. Hourdin (1), M. Haefelin (3), M. Chiriaco (4), A. Idelkadi (1)

(1) LMD, (2) Sisyphe/UPMC, (3) IPSL, (4) LATMOS

3 Physique du climat, changements climatiques et variabilité

Interprétation de la rétroaction positive des nuages bas tropicaux soumis à un réchauffement climatique dans le modèle IPSL-CM5A⁷

La réponse des nuages bas à un réchauffement climatique a été identifiée comme étant la plus forte contribution à l'incertitude de la sensibilité climatique estimée par les modèles de circulation générale. En effet, cette réponse pourrait diminuer ou augmenter le pouvoir refroidissant des nuages sur le climat et ainsi modifier l'augmentation de la température de surface consécutive à une augmentation des gaz à effet de serre anthropique (de 2 à 5 degrés pour un doublement de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère).

En analysant le comportement des nuages bas dans une hiérarchie de modèles (modèle couplé océan-atmosphère, modèle atmosphérique, modèle aquaplanète et modèle uni-colonne) utilisant la même paramétrisation physique, nous interprétons la rétroaction positive des nuages bas simulée par le modèle climatique IPSL-CM5A dans le cas d'un changement climatique.

La Fig. 18 tirée de l'article (Brient and Bony, 2012) montre une vision idéalisée de la circulation tropicale dans un climat présent et futur, avec une focalisation sur le bilan en énergie statique humide (MSE pour *Moist Static Energy*) des nuages bas tropicaux présents dans les zones de subsidence grande échelle.

Dans le cas d'un climat plus chaud, le modèle prédit à la fois une augmentation de MSE par les flux turbulents de surface et une diminution par refroidissement radiatif ciel-clair au sommet de l'atmosphère en raison de l'augmentation de la température du sol et de l'atmosphère. De plus, la non-linéarité de la relation de Clausius-Clapeyron entraîne une augmentation plus importante de l'humidité spécifique au niveau des plus fortes températures (et des plus basses altitudes). Cela entraîne une augmentation du gradient d'humidité spécifique et donc de MSE entre la couche limite et l'atmosphère libre, et ainsi une augmentation de l'apport d'air sec et de faible MSE (relativement à la

surface) dans la couche limite. Cette intensification du transport vertical entraînera une diminution des nuages bas et de leur refroidissement radiatif au niveau de la couche limite (qui sont devenus moins nécessaires pour équilibrer le bilan d'énergie statique humide).

Les trois mécanismes décrits précédemment sont très robustes en cas de réchauffement climatique mais la réponse des nuages est très différente en fonction des modèles climatiques. En effet, l'advection verticale de MSE (contrôlée au premier ordre par la relation de Clausius-Clapeyron) est également dépendante d'autres paramètres tels que la stratification verticale de l'atmosphère (liée à la convection profonde), le changement de subsidence grande échelle ou encore le changement d'humidification de l'atmosphère libre par la convection peu profonde. Ce dernier agira de manière opposée à l'effet robuste de Clausius-Clapeyron. Connaissant l'occurrence importante des cumulus océaniques, la représentation de la convection peu profonde et sa réponse à un réchauffement global s'avère donc critique pour l'étude de la sensibilité climatique. Dépendant à la fois de la représentation de l'état présent de l'atmosphère, des changements de circulation et de stratification simulés par les modèles, la réponse des nuages bas à une perturbation identique peut s'avérer être très différente en fonction des modèles et cela explique ainsi la forte incertitude de la sensibilité climatique.

Cette étude montre que les modifications des cumulus océaniques de convection peu profonde peuvent être associées aux changements de gradient de MSE et de vitesse verticale. Une étude observationnelle récente a mis en avant un lien fort entre la fréquence des nuages bas et le gradient de MSE entre 700 hPa et la surface dans les régimes subsidents (Kubar et al., 2011). La combinaison de ces études pourrait ainsi permettre de faire un premier pas vers la création de tests observationnels permettant de contraindre la rétroaction des nuages bas, et ainsi d'évaluer laquelle des rétroactions simulées par les modèles climatiques est la plus fiable. Ceci fera l'objet d'un futur papier analysant en parallèle les plus récentes observations nuageuses et les simulations CMIP5.

Florent Brient
Florent.Brient@lmd.jussieu.fr

⁷Interpretation of the positive low-cloud feedback predicted by a climate model under global warming
F. Brient, S. Bony - LMD

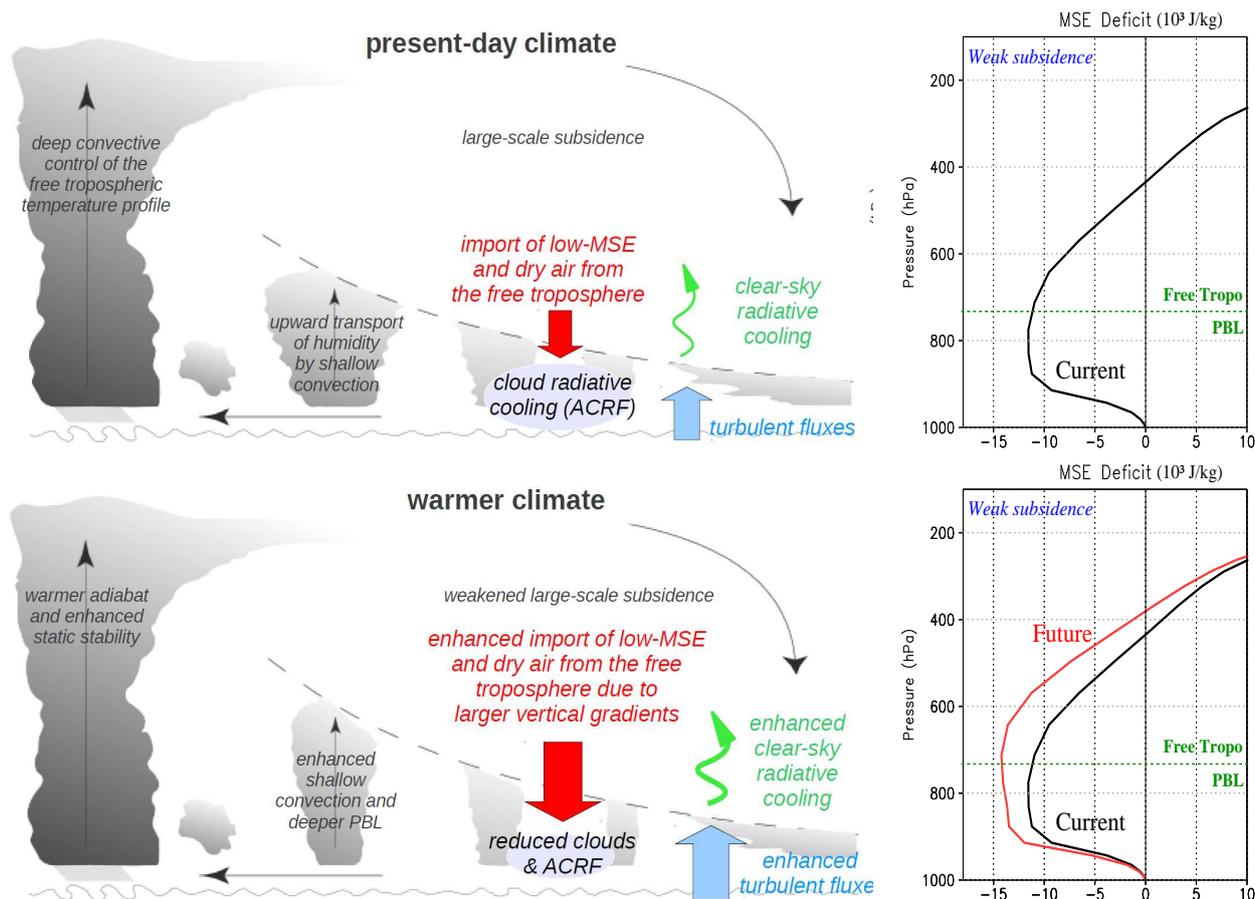


FIG. 18 – Représentation idéalisée des mécanismes physiques contrôlant la rétroaction positive des nuages bas simulée par le modèle couplé IPSL-CM5A-LR lors d'un réchauffement climatique. Dans le climat présent, les nuages bas océaniques tropicaux sont principalement présents dans les régimes de faible subsidence. Dans ces régimes, l'énergie statique humide (ou MSE pour Moist Static Energy) de la couche limite est augmentée par les flux turbulents de surface, et diminuée par les refroidissements radiatifs ciel-clair et nuageux et par l'advection verticale subsidente de faible MSE provenant de l'atmosphère libre vers la couche limite (on voit sur la courbe de droite que le minimum de MSE est situé vers 800-900 hPa). Les nuages de convection peu profonde contribuent au transport vertical d'humidité et la convection profonde contrôle le profil de température de l'atmosphère libre dans toute la zone tropicale. Dans un climat plus chaud, les changements de stratification via le gradient adiabatique humide, l'augmentation du transport d'humidité par convection peu profonde et l'augmentation de la hauteur de la couche limite par l'intensification des flux de surface tendent tous à réduire le gradient vertical de MSE. Néanmoins, la non-linéarité de la relation de Clausius-Clapeyron entraîne une plus forte augmentation de l'humidité spécifique aux hautes températures et basses altitudes plutôt qu'aux faibles températures et hautes altitudes. Cela entraîne une intensification du gradient de MSE entre la couche limite et l'atmosphère libre, et ainsi un plus fort apport de faible MSE et d'air sec dans la couche limite. Cela aura pour effet de diminuer les nuages bas et de réduire le refroidissement radiatif des nuages à l'intérieur de la couche limite.

Dynamique nord-atlantique et extrêmes de température européens dans le modèle de l'IPSL : sensibilité à la résolution atmosphérique⁸

La variabilité du climat européen est principalement pilotée par la nature instable de la dynamique nord-atlantique, particulièrement pendant la saison d'hiver. Aux échelles intra-saisonnière à inter-annuelle, les fluctuations de la circulation atmosphérique sont souvent décrites comme une alternance entre un nombre limité d'états préférentiels quasi-

stationnaires, ou « régimes de temps ». Cette discrétisation peut être justifiée par la présence d'une multimodalité dans la distribution de probabilité (pdf) de la position latitudinale du courant-jet. Ainsi, les extrêmes de température européens sont généralement associés à la persistance exceptionnelle d'un régime de temps particulier, comme l'illustrent les étés caniculaires de 1976 ou 2003 (blocage anticyclonique), ou l'hiver froid de 2009/10 (record de NAO-).

Dans cette étude, nous analysons la capacité du modèle de l'IPSL à simuler (i) les régimes de temps nord-atlantiques et (ii) les extrêmes de température en Europe (canicules estivales et vagues de froid hivernales), et ce pour différentes configurations du modèle atmosphérique LMDz.

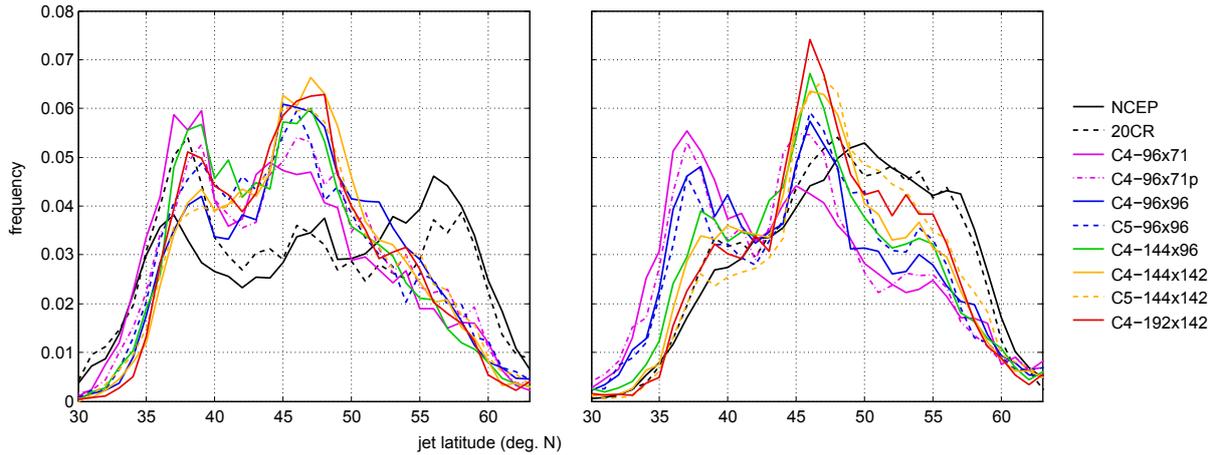


FIG. 19 – Densité de probabilité (pdf) normalisée de la position latitudinale du courant-jet, définie pour chaque jour comme la latitude du maximum de vent zonal à 850 hPa, pour (à gauche) l'hiver et (à droite) l'été. Les réanalyses NCEP et 20CR sont représentées en noir, et les simulations IPSL en couleur. L'acronyme renseigne sur la version (C4 pour IPSL-CM4v2, C5 pour IPSL-CM5A) et la résolution horizontale (de 96×71 à 192×142).

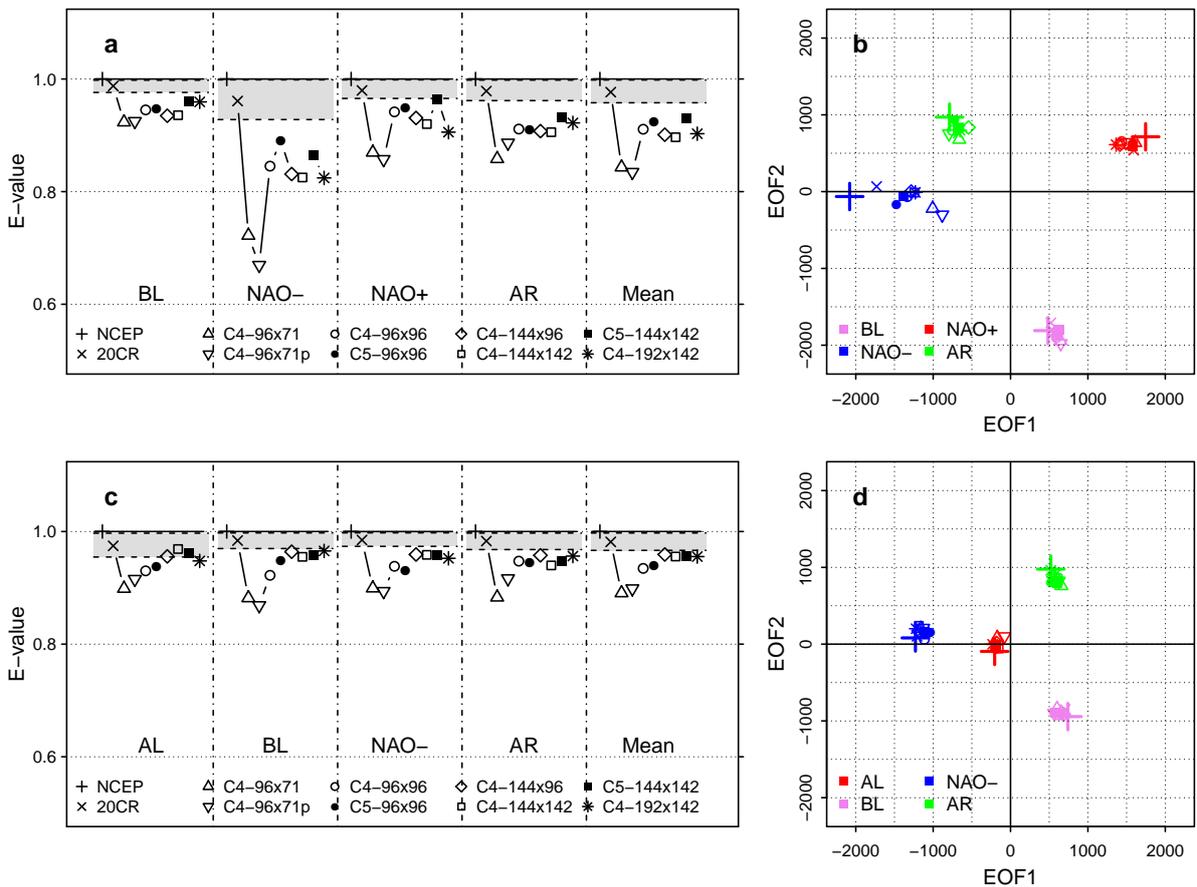


FIG. 20 – Similarité entre les régimes de temps de la réanalyse NCEP et les régimes de temps des simulations IPSL, pour (a,b) l'hiver (régimes Blocage, NAO-, NAO+ et Atlantic Ridge) et (c,d) l'été (régimes Atlantic Low, Blocage, NAO- et Atlantic Ridge). (a,c) Coefficients de variance spatiale expliquée (mesure de similarité au mieux égale à un) entre les centres de classe, définis, pour chaque régime, comme la moyenne des anomalies journalières de hauteur de géopotential à 500 hPa (Z500) sur les jours classés dans ce régime. (b,d) Projections orthogonales des centres de classe dans la base des deux premières Fonctions Orthogonales Empiriques (EOFs) du champ NCEP des anomalies journalières de Z500.

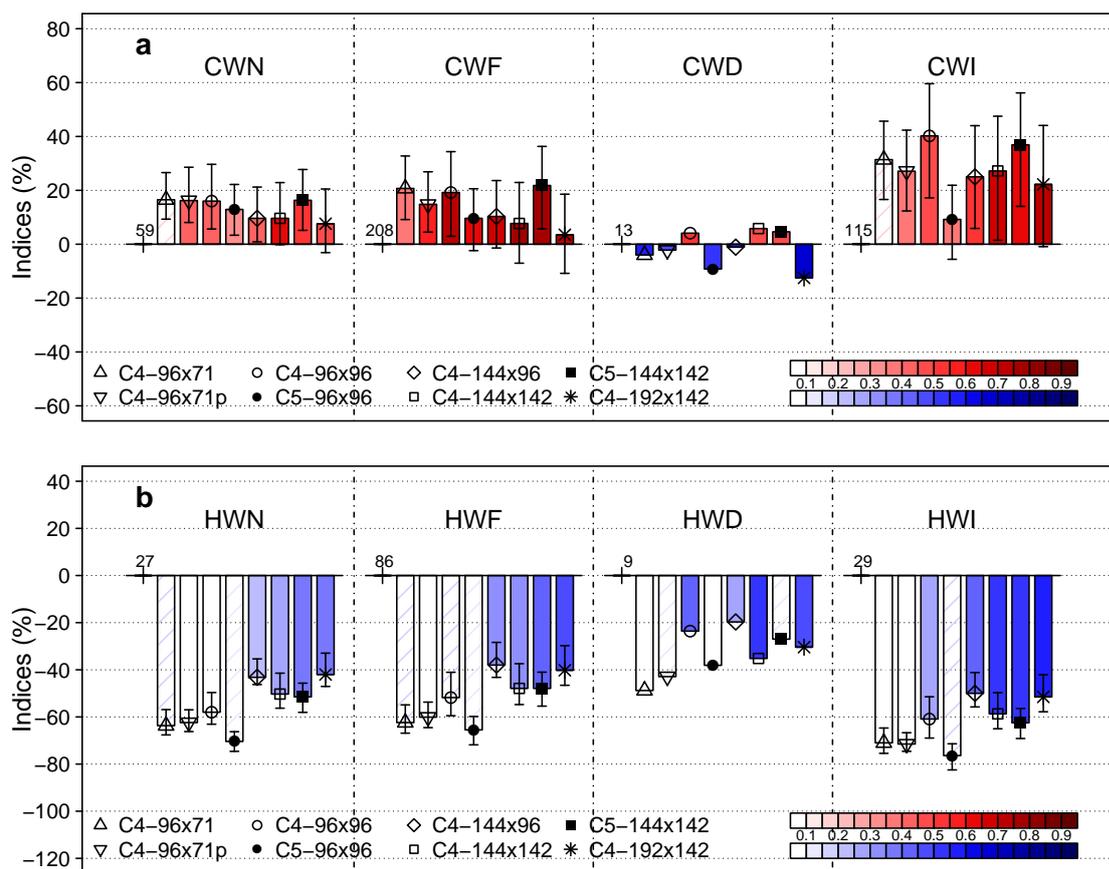


FIG. 21 – Indices de (a) vagues de froid hivernales (CW) et (b) canicules estivales (HW) telles que simulées par le modèle de l'IPSL, en moyenne sur l'Europe continentale et représentés en écarts relatifs (%) par rapport aux valeurs observées (jeu de données E-OBS). Pour chaque point de grille et chaque simulation, une vague de chaud/froid est un épisode d'au moins deux jours où l'anomalie de température normalisée excède $\pm 2\sigma$ de la distribution correspondante. Les indices sont respectivement le nombre total d'épisodes (CWN/HWN), le nombre total de jours concernés (CWF/HWF), la durée maximale d'un épisode (CWD/HWD) et l'intensité totale (cumul des dépassements, en niveaux σ , du seuil $\pm 2\sigma$, CWI/HWI). Les intervalles de confiance à 95% et les valeurs brutes E-OBS sont indiquées. L'intensité des couleurs représente la corrélation spatiale des cartes d'indices (hachures si non-significative à 5%).

Nous utilisons un jeu de huit simulations balayant six résolutions horizontales (dont celles utilisées dans les programmes CMIP3 et CMIP5) et deux versions du modèle (IPSL-CM4v2 et IPSL-CM5A), dont la différence principale est la résolution verticale (19 vs. 39 niveaux).

Nous trouvons que, malgré une sous-estimation importante du pic nord de la pdf du courant-jet (Fig. 19), le modèle de l'IPSL représente les régimes de temps observés de façon raisonnable (Fig. 20). Une amélioration significative est observée pour toutes les résolutions horizontales supérieures à celle utilisée pour CMIP3 (96×71 points de grille), tandis que l'augmentation de résolution verticale incluse dans la version CMIP5 permet une meilleure représentation de la dynamique hivernale, en particulier des régimes NAO.

Même après retrait de son biais froid moyen, le modèle de l'IPSL sur-estime, de manière générale, les indices (e.g. fréquence, durée) de vagues de froid

hivernales sur l'Europe (Fig. 21). À l'inverse, les vagues de chaleur estivales sont fortement sous-estimées. Si l'augmentation de résolution horizontale a généralement tendance à améliorer ces différentes statistiques, l'impact de l'augmentation de résolution verticale est moins clair.

Dans l'ensemble, il apparaît que le passage des versions CMIP3 à CMIP5 du modèle de l'IPSL s'accompagne d'améliorations prometteuses dans la simulation de la variabilité du climat européen.

Julien Cattiaux
Julien.Cattiaux@meteo.fr

⁸North-Atlantic dynamics and European temperature extremes in the IPSL model : sensitivity to atmospheric resolution

J. Cattiaux (1) (2), B. Quesada (2), A. Arakelian (3), F. Codron (3), R. Vautard (1) and P. Yiou (1)
(1) LSCE (2) Meteo-France/CNRM (3) LMD

Un mode couplé océan - glace de mer - atmosphère de fréquence bi-décennale dans l'Atlantique Nord⁹

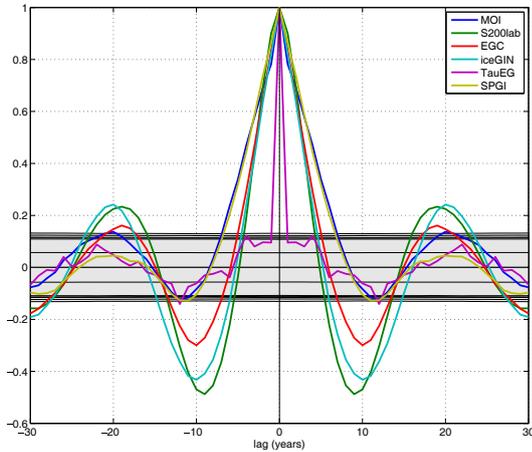


FIG. 22 — Autocorrélation de variables océaniques et atmosphériques dans les hautes latitudes de l'Atlantique Nord. Bleu : indice du maximum de circulation méridienne de retournement dans l'Atlantique. Vert : salinité moyennée sur les 200 premiers mètres de l'océan dans la région de la mer du Labrador. Rouge : intensité du courant froid et peu salé est-groenlandais, circulant en surface du nord vers le sud le long des côtes est-groenlandaises. Cyan : couverture de glace de mer dans les mers nordiques. Violet : anomalies de tension de vent le long de la côte est du Groenland. Vert clair : intensité de la gyre subpolaire.

L'objectif de cette étude (Escudier et al., 2011) est de comprendre la variabilité interne du système climatique dans l'Atlantique Nord au sein du modèle couplé océan-atmosphère IPSL-CM5A-LR. Cette démarche est indispensable pour envisager des prévisions à l'échelle de temps décennale.

L'analyse de l'autocorrélation de diverses variables océaniques et atmosphériques dans la simulation de contrôle préindustriel de 1000 ans du modèle IPSL-CM5A-LR met en avant l'existence d'un mode de variabilité avec une fréquence de 20 ans environ dans l'Atlantique Nord (Fig. 22). Ce mode implique l'apparition d'anomalies de même signe en température et salinité en mer du Labrador et leur propagation dans les couches superficielles de l'océan le long de la branche sud de la gyre subpolaire. Ces anomalies atteignent les mers nordiques en environ 7 ans, et entraînent, *via* la persistance des anomalies de température de surface de la mer, une anomalie de glace de mer dans les mers nordiques (Fig. 23, à gauche). Pour une anomalie positive de température et de salinité, cela correspond à une réduction de l'étendue de couverture de glace de mer. Ceci a pour effet de réduire l'albédo et donc d'induire une anomalie positive de température de l'air (Fig. 23,

au centre). La réponse dynamique de l'atmosphère est une anomalie cyclonique (Fig. 23, à droite) à la surface de la mer. Cette anomalie est barocline, avec une très faible pénétration dans la troposphère. Le lien entre une réduction de la couverture de glace de mer et une réduction de la pression atmosphérique locale en surface a déjà été mis en évidence dans les observations (Slonosky et al., 1997), dans les modèles de circulation générale de l'atmosphère (Alexander et al., 2004), dont le modèle LMDZ (Conil and Li, 2005) et également dans d'autres modèles couplés océan-atmosphère (Guemas and Salas-Melia, 2008). La tension de vent associée à cette structure atmosphérique est maximale le long de la côte est-groenlandaise (Fig. 23, à droite). Elle induit à son tour une accélération du courant est-groenlandais à travers le détroit du Danemark. Celui-ci, froid et peu salé, entraîne des anomalies négatives de température et de salinité à l'entrée de la mer du Labrador, ce qui initie la deuxième phase du cycle, au bout d'environ 10 ans.

L'échelle de temps du cycle est donc principalement fixée par le temps d'advection de traceurs le long de la branche sud de la gyre subpolaire et par le temps nécessaire aux anomalies de courant est-groenlandais pour accumuler des anomalies de chaleur et d'eau douce à l'entrée de la mer du Labrador. L'interaction air-mer-glace de mer dans les mers nordiques est néanmoins centrale dans ce mécanisme. Il faut également noter qu'aucune corrélation significative avec l'Oscillation Nord Atlantique, mode atmosphérique de variabilité dominant au dessus de l'Atlantique Nord, n'a pu être mise en évidence. Par ailleurs, la propagation de ces anomalies de traceurs actifs le long du gyre subpolaire et des mers nordiques affecte l'intensité de la convection océanique, ce qui induit une variabilité préférentielle à 20 ans pour la circulation océanique de retournement, affectant la variabilité du climat (Gastineau et al., 2011). Ce mode préférentiel induit donc une certaine prévisibilité climatique potentielle à l'échelle décennale dans ce modèle (Persechino et al., 2011). Le réalisme de ce cycle a également été évalué par rapport aux observations récentes et montre quelques éléments encourageants (Swingedouw et al., 2011).

Remerciements : Cette étude a bénéficié du soutien financier du 7ème programme cadre de la communauté européenne (FP7/2007-2013) sous l'accord No. GA212643 (THOR : "Thermohaline Overturning - at Risk", 2008- 2012). Il a aussi été supporté par le programme "Gestion des Impacts du Changement Climatique" GICC sous le projet EPIDOM financé par le MEDDTL. Nous remercions également le soutien financier de programme français CNRS/INSU/LEFE/EVE à travers le projet Ti Ammo.

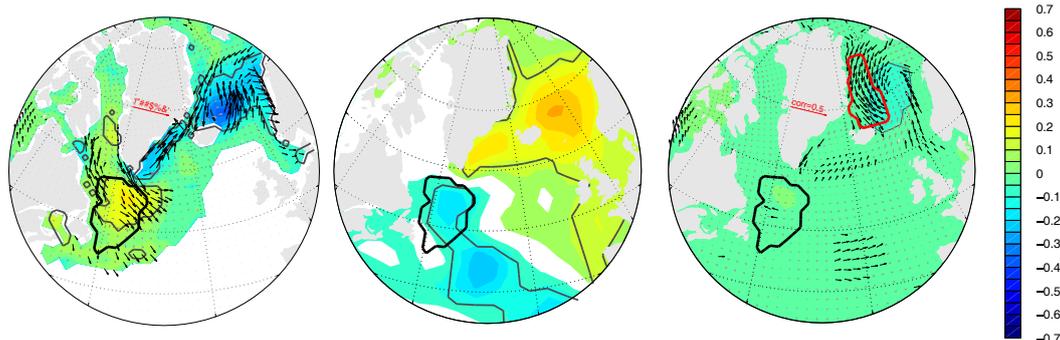


FIG. 23 – A gauche : corrélation de la couverture de glace de mer (couleurs) et de la vitesse de la glace de mer (vecteurs) avec la salinité des 200 premiers mètres moyennée à l'entrée de la mer du Labrador (zone représentée en contour épais noir), avec un décalage de temps de 7 ans. Les contours fins délimitent les zones où la corrélation avec la couverture de glace de mer est significative à 95%. Seuls les vecteurs de vitesse dont la norme est significativement corrélée avec l'indice de salinité sont représentés. Au milieu : idem pour la température de l'air à 2m. A droite : idem pour la pression à la surface de la mer (couleurs) et la tension de vent (vecteurs).

Juliette Mignot, Didier Swingedouw
jmignot@locean-ipsl.upmc.fr

⁹A 20-yrns coupled ocean - sea ice - atmosphere variability mode in the North Atlantic in an AOGCM
R. Escudier (1), J. Mignot (2) and D. Swingedouw (3)
(1) IMEDEA (CSIC-UIB), Mallorca, Spain, (2) LOCEAN, (3) LSCE

4 Etude des climats régionaux, cycle de l'eau

Etude de la variabilité décennale des pluies de la mousson Ouest Africaine avec le modèle atmosphérique LMDZ¹⁰

Les pluies de la mousson Ouest africaine présentent une forte variabilité décennale durant le 20^e siècle. Cette variabilité est caractérisée par une phase très humide pendant les années 1950 suivie d'une sécheresse sans précédent entre 1970-1990. Nous savons aujourd'hui que les températures de surfaces océaniques (SSTs) jouent un rôle fondamental dans la variabilité des précipitations au Sahel (zone de transition entre le désert du Sahara et la région humide Soudano-Guinéenne), tant à l'échelle interannuelle que décennale (Bader and Latif, 2003; Giannini et al., 2003; Lu and Delworth, 2005; Caminade and Terray, 2010; etc.).

Nous avons analysé le rôle des SSTs sur les pluies de la mousson africaine à l'échelle décennale avec plusieurs configurations du modèle LMDZ. Nous avons

choisi deux décennies très contrastées : 1955-1965 appelée HUM, période très humide et 1975-1985 appelée SEC qui est au coeur de la sécheresse au Sahel. Le contraste pluviométrique entre ces deux décennies peut être reproduit partiellement lorsqu'on compare deux simulations de LMDZ dans lesquelles le cycle saisonnier moyen des SSTs de chaque décennie est prescrit comme condition aux limites. Cette approche idéalisée permet de s'affranchir de l'influence des variations interannuelles des SSTs sur les pluies et d'isoler la réponse de la mousson africaine aux forçages décennaux.

Dans cette étude, nous avons choisi d'utiliser une configuration zoomée sur l'Afrique de l'Ouest avec la version LMDZ4 qui a permis de produire des simulations très longues pour consolider l'analyse statistique des résultats. Cependant, la distorsion entre les grilles à l'intérieur du zoom et celles du reste du globe peut dégrader la représentation de la téléconnexion entre les pluies de mousson et les bassins océaniques situés en dehors de la région zoomée et influe ainsi sur la variabilité des pluies sahéliennes.

Deux autres configurations basées sur la version LMDZ5A avec des grilles régulières longitude-latitude retenues pour l'exercice CMIP5 sont également utilisées dans cette étude : une configuration basse résolution et une configuration moyenne résolution. Cette dernière est certes numériquement plus coûteuse mais permet de mieux résoudre les différentes composantes des pluies de la mousson africaine.

Les résultats de la différence de pluies moyennes en été (juillet-août-septembre) entre les deux décennies HUM et SEC sont représentés sur la Fig. 24. Les simulations décennales de LMDZ, à l'instar d'autres études (Giannini et al., 2003; etc.), montrent que le gradient inter-hémisphérique des SSTs entre les décennies HUM et SEC affectent très nettement les précipitations ouest africaines. Les différentes confi-

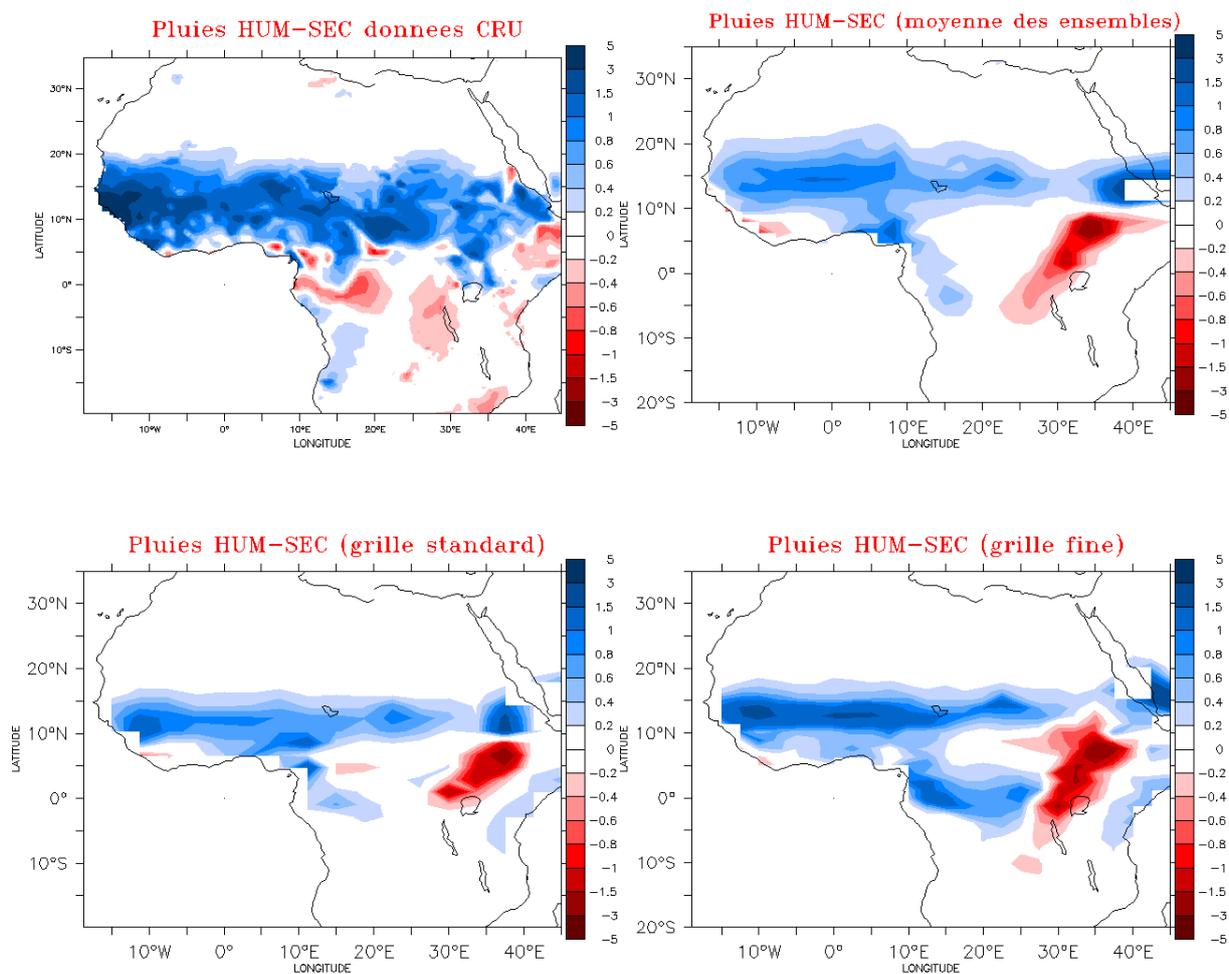


FIG. 24 – Différence de pluies moyenne en JAS (mm/jour) entre les décennies HUM (forcées par les SSTs de la décennie 1955-1985) et SEC (forcées par les SSTs 1975-1985) pour les données CRU (en haut à gauche). Les autres figures représentent les différentes configurations de LMDZ avec la résolution zoomée (en haut à droite), la basse résolution (en bas à gauche) et la moyenne résolution (en bas à droite).

gurations de LMDZ utilisées ici reproduisent assez correctement l'excès de pluies observé en Afrique par les données CRU (version CRU-TS.2.1 des données de Climate Research Unit) durant la décennie HUM (1955-1965). Le modèle simule une différence relative de pluies entre les décennies HUM et SEC allant de 17 à 31% selon la configuration, comparée aux 40% des observations de CRU. Avec 31% de différence relative de pluies, la configuration moyenne résolution est celle qui s'approche le plus des observations.

Abdoul-Khadre Traore
Abdoul-khadre.Traore@lmd.jussieu.fr

¹⁰A multi configuration study of the decadal climate variability of the West African Monsoon with LMDZ atmospheric model
A.K. Traore (LSCE), F. Hourdin (LMD)

5 Végétation, usage des sols, cycle du carbone

Une prise en compte explicite du cycle de l'azote permet-elle d'améliorer les capacités d'un modèle de biosphère terrestre à reproduire les tendances à long terme de l'indice de surface foliaire ?¹¹

Le cycle du carbone interagit fortement avec le cycle de l'azote. De nombreuses observations montrent que les effets des changements globaux sur la production primaire et le stockage du carbone dans la biomasse végétale sont partiellement contrôlés par la disponibilité en azote (Rustad et al. 2001). Cependant, seulement quelques modèles de biosphère terrestre représentent explicitement le cycle de l'azote en dépit de son importance sur le cycle du carbone et sur le climat (Thornton et al. 2007 ; Sokolov et al. 2008 ; Jain et al. 2009 ; Gerber et al. 2009 ; Zaehle and Friend 2010). D'autre part, ces modèles sont complexes à évaluer à de grandes échelles spatio-temporelles car il n'existe pas beaucoup de jeux de données à l'échelle de la planète sur de longues périodes de temps.

Dans notre étude soumise au numéro spécial de Climate Dynamics, nous avons évalué la capacité du modèle de biosphère terrestre de l'IPSL O-CN à reproduire les tendances à long terme de l'indice de surface foliaire sur la période 1982-2002. Pour ce faire nous avons utilisé un indice de végétation disponible au sein du jeu de données du Global Inventory Monitoring and Modeling Studies (GIMMS). A partir de cet indice de végétation, nous avons estimé les tendances à long terme de l'indice de surface foliaire et nous les avons comparées aux résultats obtenus par le modèle avec (O-CN), ou sans (O-C), c'est à dire sans le cycle de l'azote dynamique couplé aux cycles du carbone, de l'eau et de l'énergie.

Nous avons observé que O-CN représentait généralement mieux les tendances à long terme de l'indice de surface foliaire observées et en particulier sur les régions boréales (Fig. 25). Ceci nous a permis de confirmer qu'une prise en compte explicite du cycle de l'azote améliorait globalement les capacités du modèle à reproduire les tendances à long terme de l'indice de surface foliaire aussi bien à une échelle globale qu'à une échelle régionale. Cependant, les

deux versions du modèle ont tendance à surestimer les tendances à long terme de l'indice de surface foliaire. Néanmoins les incertitudes qui pèsent sur ce type de données ne permettent pas une analyse fine des mécanismes manquants au sein du modèle.

Nous avons également estimé pour les deux versions du modèle l'importance relative du climat, du CO₂ et de la déposition d'azote comme facteurs de contrôle des tendances à long terme de l'indice de surface foliaire pour différentes régions. Généralement, le climat est le facteur de contrôle le plus important. Dans le modèle de biosphère terrestre O-CN, le climat a trois effets sur la production primaire : deux effets directs via le contrôle de la photosynthèse par la température et les précipitations et un effet indirect qui est le contrôle de la minéralisation de l'azote dans le sol. Cet azote, une fois libéré, permet aux producteurs primaires de stocker du carbone via la photosynthèse. En utilisant l'importance relative du climat calculé dans O-C comme un estimateur des effets directs, nous avons pu également montrer que l'effet indirect du climat sur la production primaire pouvait expliquer jusqu'à 40,9% de la tendance à long terme de l'indice de surface foliaire.

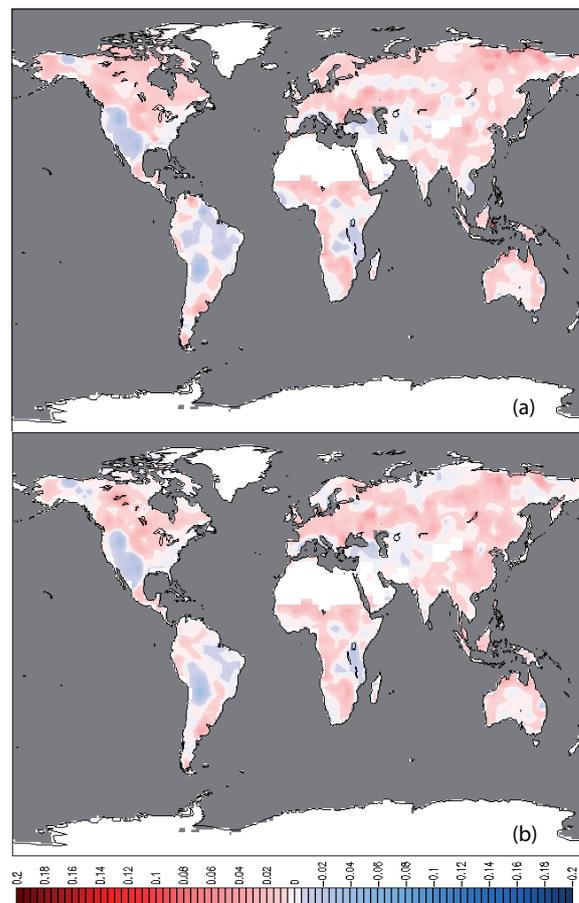


FIG. 25 – Différences entre les pentes des tendances à long terme de l'indice de surface foliaire (a) entre O-C et les données et (b) entre O-CN et les données.

Bertrand Guenet
Bertrand.Guenet@lsce.ipsl.fr

¹¹Does the integration of dynamic nitrogen cycle in terrestrial biosphere model improve the long-term trend of the leaf area index ?

Guenet B (1), Cadule P (1), Zaehle S. (2), Piao S. (3), Peylin P. (1), Maignan F. (1), Ciais P. (1), Friedlingstein P (4)

(1) LSCE, (2) MPI-BGC, Jena Germany, (3) Peking Univ., Beijing China (4) University of Exeter, Exeter UK

6 Dynamique, stratosphère

Position et variabilité du jet de l'hémisphère Sud à différentes résolutions ¹²

Nous avons étudié l'effet de la résolution horizontale sur la simulation du jet des moyennes latitudes dans l'hémisphère sud. La position de ce jet déplacé vers l'équateur était un des biais importants du modèle de l'IPSL dans les simulations CMIP3. Nous utilisons les séries de simulations réalisées pour la préparation de CMIP5 : une série de simulations de 58 ans forcées par les températures de surface de la mer observées (simulations LMDZ4), et une autre de simulations couplées (simulations CM4). Chaque série comprend 5 résolutions différentes, augmentant de façon alternée en latitude et longitude : 96x71, 96x95, 144x95, 144x142 et 192x142. Pour comparer les résultats aux observations (réanalyses NCEP), nous calculons chaque jour la latitude du jet, définie comme la latitude du maximum de la moyenne zonale du vent à 850 hPa. La distribution en latitude ainsi obtenue permet d'étudier à la fois la position moyenne du jet, mais aussi sa variabilité.

Pendant l'été (DJF), la structure du vent moyen aux latitudes moyennes de l'hémisphère sud est proche d'une symétrie zonale (Fig. 26a). Le vent simulé de la simulation LMDZ4-144x142, résolution "moyenne" choisie pour l'exercice CMIP5, est très proche de celui observé (Fig. 26c). Au contraire, la simulation couplée CM4-96x72, à la résolution plus basse utilisée dans CMIP3, présente un biais important : le jet est trop fort et surtout déplacé vers l'équateur (Fig. 26e). Ces deux simulations sont des

extrêmes en termes de fidélité au vent observé. De façon générale, on observe que la position moyenne du jet se rapproche systématiquement du pôle – et de celle observée – avec l'augmentation de la résolution en *latitude* (Fig. 27). La résolution en *longitude* a, elle, un impact plus faible, voire nul pour les simulations forcées. D'autre part, la Fig. 27 montre que le jet est toujours mieux positionné, pour une résolution donnée, dans les simulations forcées.

Les fluctuations du jet sont représentées par la distribution de sa position journalière, montrée sur la Fig. 28 pour les simulations forcées. On voit qu'en plus de la valeur moyenne, toute la distribution converge vers celle observée quand la résolution augmente. Différentes mesures comme la variance ou skewness de la distribution, ainsi que la corrélation temporelle des déplacements du jet montrent toutes la même amélioration systématique. D'autres diagnostics suggèrent que ces progrès sont dus à une meilleure représentation des ondes, dont l'interaction avec l'écoulement moyen est déterminante en cette saison à la fois pour déterminer la position du jet et sa variabilité.

L'amélioration du modèle avec la résolution est moins complète en hiver (JJA). On observe bien un déplacement de la distribution vers le pôle (Fig. 26b), mais il est beaucoup plus limité. La climatologie hivernale des vents zonaux à 850 hPa et 200 hPa (Fig. 26, droite) mettent en évidence des variations longitudinales plus fortes qu'en été. En altitude, on observe à 200 hPa un jet subtropical au niveau de l'Australie et du Pacifique ouest. Il est trop fort et trop étendu dans les simulations. Plus proche de la surface, on peut distinguer deux zones. Dans la zone de l'océan Indien (de 30° à 140°E), on a un seul jet, qui se déplace vers le pôle quand la résolution augmente. Dans la zone du Pacifique (de 140° à 250°E) la structure du vent affiche deux maximums distincts, autour de 35° et de 60°S. Alors que celui proche du pôle est dominant dans les observations, il est au contraire plus faible que celui lié au jet subtropical dans la simulation CM4-96x71. Les deux sont plus équilibrés dans la meilleure simulation LMDZ4-144x142, mais on n'atteint pas la structure observée. La variabilité du jet autour de son état moyen est, elle, correcte, sauf pour les plus basses résolutions où l'état moyen est trop dégradé et où la nature de la variabilité commence à changer. On a donc toujours une amélioration de la simulation du jet avec la résolution (et en version forcée), mais celle-ci est plus limitée qu'en été et donne des indications de saturation. On peut supposer que ceci est dû à l'impact plus important des tropiques en hiver, via la branche descendante de la cellule de Hadley, qui peut présenter des biais non liés à la résolution.

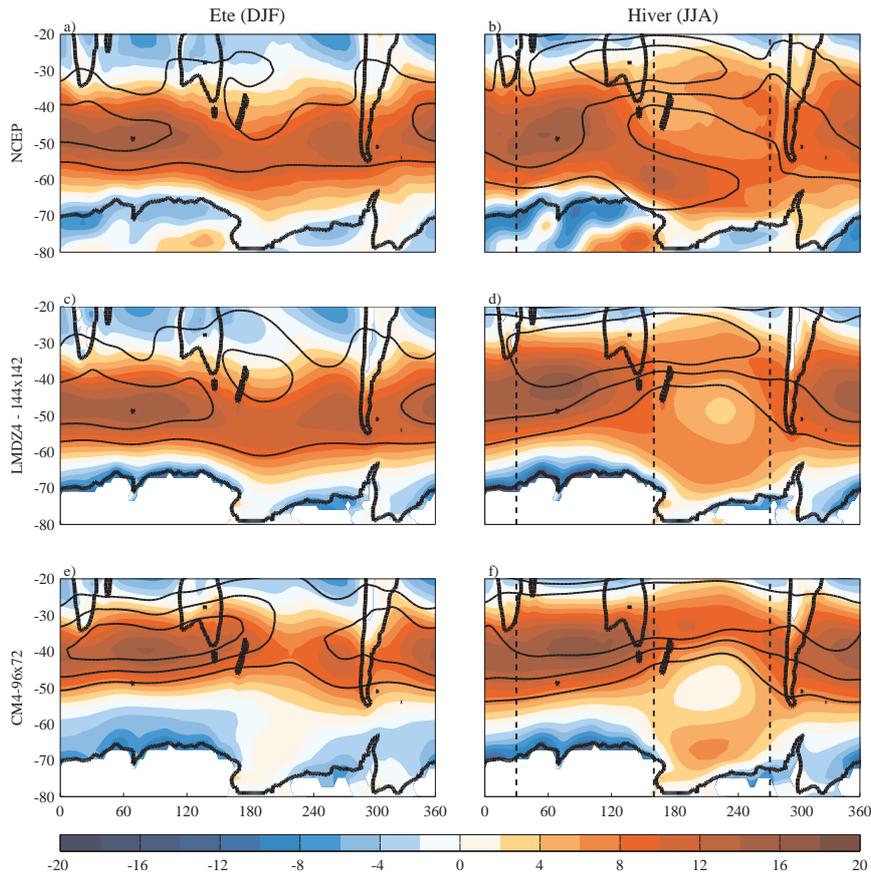


FIG. 26 – Climatologie pour l'été (DJF, gauche) et l'hiver (JJA, droite) du vent zonal à 850 hPa (couleur, m/s) et à 200hPa (contours à 22, 32 et 42 m/s). Réanalyses NCEP (haut), et deux simulations "extrêmes" : LMDZ4-144x142 (milieu) et CM4-96x72 (bas). Les zones indienne et pacifique sont délimitées par les tiretés verticaux.

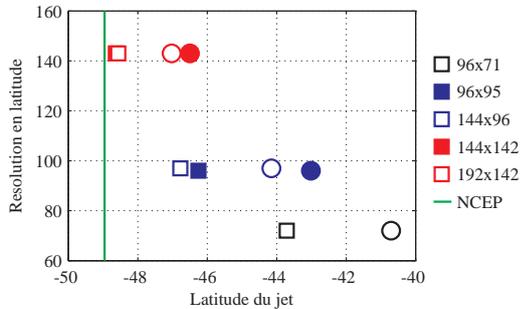


FIG. 27 – Latitude moyenne de la position du vent zonal à 850hPa déterminée comme la moyenne des PDF en fonction de la résolution en latitude durant l'été (DJF). Simulations LMDZ4 (carrés) et simulations CM4 (cercles).

L'augmentation de la résolution horizontale, particulièrement en latitude, permet d'améliorer la simulation du jet de l'hémisphère sud et de sa variabilité. Si on atteint avec les résolutions plus élevées des simulations forcées un accord presque parfait avec les observations en été, ce n'est pas le cas en hiver où un biais systématique - jet subtropical fort - reste présent.

Ara Arakelian, Francis Codron (LMD)
Ara.Arakelian@lmd.jussieu.fr

¹²Southern Hemisphere Jet Position and Variability in the IPSL GCM at varying resolution, à soumettre
A. Arakelian et F. Codron (LMD)

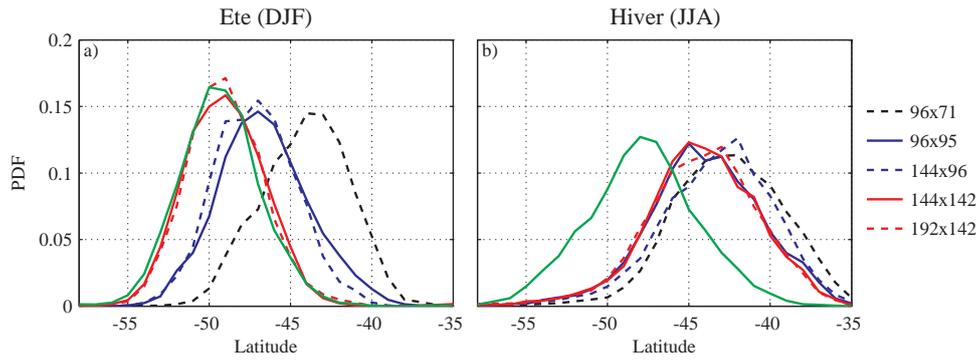


FIG. 28 – Densité de probabilité (PDF) de la position du jet (maximum de la moyenne zonale du vent zonal à 850hPa) (a) en été et (b) en hiver pour les simulations LMDZ4.

7 Composition atmosphérique

Evolution des Aérosols et de l’Ozone entre 1850 et 2100 - Impact sur le climat¹³

Tandis que pour CMIP3, seuls les changements en aérosols sulfatés étaient prescrits dans le modèle couplé de l’IPSL, pour l’exercice CMIP5, IPSL-CM5 prend en considération l’évolution de 5 types différents d’aérosols et de l’ozone. Pour cela, les distributions globales d’aérosols et d’ozone ont été simulées, avec LMDz-INCA pour la troposphère (au LSCE) et avec LMDz-REPROBUS pour la stratosphère (au LATMOS) entre 1850 et 2100 sur la base de récents jeux d’émissions pour la période historique et pour les 4 projections RCP (voir p. 4) pour le futur. Les champs de concentrations issus de ces simulations ont été utilisés par les 2 modèles du système Terre français, IPSL-CM5 et CNRM-CM5 (ce dernier ne considérant que les champs d’aérosols). L’ensemble de ces simulations permet d’évaluer l’évolution des forçages radiatifs associés à ces espèces actives à la fois chimiquement et radiativement et de prendre en compte ces forçages lors des simulations climatiques. Cette évolution de la composition atmosphérique et les forçages radiatifs associés sont présentés dans la publication Szopa et al. soumise au numéro spécial de *Climate Dynamics*.

La diminution de l’ozone stratosphérique dans les dernières décennies induit un forçage négatif culminant à -0.15 W m^{-2} dans les années 90. Dans le même temps, l’augmentation de l’ozone troposphérique a induit un forçage positif atteignant

0.41 W m^{-2} à son maximum. L’évolution future de l’ozone dépend, elle, fortement du scénario RCP considéré. Dans les RCP4.5 et RCP6.0, les évolutions de l’ozone (à la fois stratosphérique et troposphérique) induisent des changements de forçages radiatifs relativement faibles jusqu’en 2060-2070 suivis d’une diminution de 30% de la valeur absolue de ces forçages d’ici à 2100.

Au contraire, les projections modélisées pour les scénarios RCP8.5 (Fig. 29) et RCP2.6 montrent des trajectoires très différentes en termes de forçage radiatif de l’ozone. Dans le RCP2.6, les deux effets (négatif lié à l’ O_3 stratosphérique et positif lié à l’ O_3 troposphérique) déclinent par rapport aux valeurs des années 1950 tandis que le scénario RCP8.5 conduit à un fort renforcement des deux effets.

Sur le 20^e siècle, l’évolution de la quantité totale d’aérosols est caractérisée par une forte diminution après la 2nde guerre mondiale jusqu’au milieu des années 80 suivie d’une stabilisation durant la dernière décennie, liée à la forte diminution des émissions de sulfates dans les pays de l’OCDE depuis les années 1970. Selon les scénarios RCP, le contenu en aérosol, après un maximum en 2010, décline fortement durant le 21^e siècle, soit de manière monotone pour les RCP8.5, 4.5 et 2.6 ou après un pic dans les années 2050 pour le scénario RCP6.0. En conséquence, l’effet total des aérosols (effet de refroidissement) devient plus faible tout au long du 21^e siècle, comparé au forçage positif des gaz à effet de serre. Il est important d’avoir à l’esprit que les mesures de réduction de la pollution de l’air sont prises en compte dans ces scénarios (contrairement aux émissions fournies pour les scénarios SRES de l’exercice précédent CMIP3), mais de manière assez simpliste dans l’ensemble de ces projections, ce qui explique qu’ils induisent tous une forte réduction du contenu en aérosols.

Néanmoins, il faut retenir que les concentrations de surface d’ozone et les contenus en aérosols montrent des caractéristiques régionales très marquées et qui diffèrent entre les scénarios futurs consi-

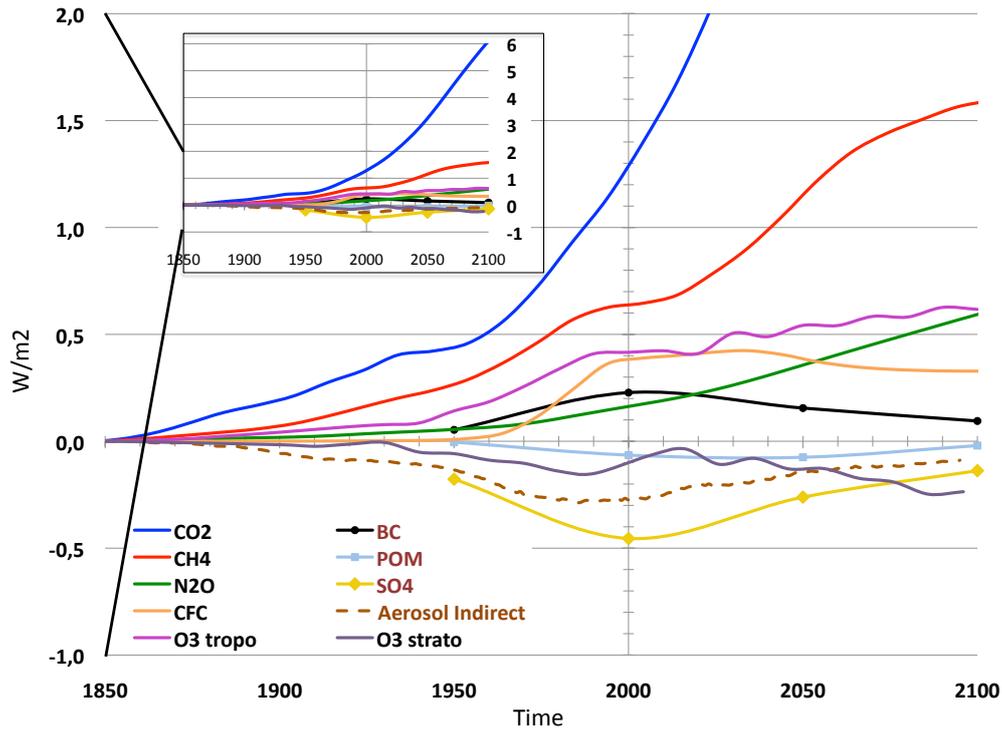


FIG. 29 – Evolution des forçages radiatifs induits par les gaz à longues et courtes durées de vie et les aérosols tels qu'ils sont considérés dans le modèle IPSL-CM5 pour la période historique et pour la simulation de projection RCP8.5.

dérés. Ainsi, en 2050, les changements en ozone de surface varient entre -12 et +12 ppbv sur l'Asie suivant le scénario RCP tandis que le forçage direct des aérosols peut localement dépasser 3 W m^{-2} .

Sophie Szopa
Sophie.Szopa@lsce.ipsl.fr

¹³Aerosol and Ozone changes as forcing for Climate Evolution between 1850 and 2100

S. Szopa (1), Y. Balkanski (1), M. Schulz (1) (2), S. Bekki (3), D. Cugnet (3), A. Fortems-Cheiney (1), S. Turquety (4), A. Cozic (1), C. Déandreis (5), D. Hauglustaine (1), A. Idelkadi (4), J. Lathière (1), F. Lefevre (3), M. Marchand (3), R. Vuolo (1), N. Yan (1), J.-L. Dufresne (4)

(1) LSCE-IPSL, (2)MetNo, Oslo Norway, (3)LATMOS-IPSL, (4)LMD-IPSL, (5)IPSL

Références

- Alexander, M. A., Bhatt, U. S., Walsh, J. E., and J. S. Miller, M. S. T., and Scott, J. D. (2004). The atmospheric response to realistic arctic sea ice anomalies in an agcm during winter. *J. Clim.*, 17 (5) :890–905.
- Arakawa, R. A. and Schubert, W. H. (1974). Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. part I. *J. Atmos. Sci.*, 31 :674–701.
- Bretherton, C., McCaa, J., and Grenier, H. (2004). A new parameterization for shallow cumulus convection and its application to marine subtropical cloud-topped boundary layers. Part I : Description and 1D results. *Mon. Wea. Rev.*, 132 :864–882.
- Brient, F. and Bony, S. (2012). Interpretation of the positive low-cloud feedback predicted by a climate model under global warming. *Climate Dynamics*, pages 1–17. 10.1007/s00382-011-1279-7.
- Choisnel, E. M., Jourdain, S. V., and Jacquart, C. J. (1995). Climatological evaluation of some fluxes of the surface energy and soil water balances over France. *Annales Geophysicae*, 13 :666–674.
- Coindreau, O., Hourdin, F., Haeffelin, M., Mathieu, A., and Rio, C. (2007). Assessment of physical parameterizations using a global climate model with stretchable grid and nudging. *Monthly weather review*, 135(4) :1474–1489.
- Conil, S. and Li, L. Z.-X. (2005). Linearity of the atmospheric response to north atlantic sst and sea ice anomalies. *J. Clim.*, 18 (12) :1986–2003.
- Couvreux, F., Rio, C., Guichard, F., Lothon, M., Canut, G., Bouniol, D., and Gounou (2011). Initiation of local convection in a semi-arid region analyzed with Large-Eddy Simulations and AMMA observations. *QJRMSS Online Sept 2011*, submitted.
- De Rosnay, P., Polcher, J., Bruen, M., and Laval, K. (2002). Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research*, 107(D11) :4118.
- Ducoudré, N., Laval, K., and Perrier, A. (1993). SECHIBA, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 6(2) :248–273.
- Emanuel, K. A. (1991). A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, 48 :2313–2335.
- Escudier, R., Mignot, J., and Swingedouw, D. (2011). A 20-yr coupled ocean-sea ice-atmosphere variability mode in the north atlantic in an aogcm. *Clim. Dyn.*, in revision.
- Fridlind, A. M., Ackerman, A. S., Chaboureau, J.-P., Fan, J., Grabowski, W. W., Hill, A., Jones, T. R., Liu, G., Morrison, H., Park, S., Petch, J. C., Pinty, J.-P., Schumacher, C., Varble, A. C., Wu, X., Xie, S., and Zhang, M. (2011). A Comparison of TWP-ICE Observational Data with Cloud-Resolving Model Results. *submitted to JGR*.
- Gastineau, G., D’Andrea, F., and Frankignoul, C. (2011). Atmospheric response to the north atlantic ocean variability on seasonal to decadal time scales in ipsl-cm5. *submitted to Clim. Dyn.*
- Grandpeix, J.-Y. and Lafore, J.-P. (2010). A density current parameterization coupled to emanuel’s convection scheme. part i : The models. *J. Atmos. Sci.*, 67 :881–897.
- Grandpeix, J.-Y., Lafore, J.-P., and Cheruy, F. (2010). A density current parameterization coupled to emanuel’s convection scheme. part ii : 1d simulations. *J. Atmos. Sci.*, 67 :898–922.
- Guemas, V. and Codron, F. (2011). Differing impacts of resolution changes in latitude and longitude on the mid-latitudes in the lmdz gcm. *J. Climate*.
- Guemas, V. and Salas-Melia, D. (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.
- Guichard, F., Petch, J. C., Redelsperger, J. L., Bechtold, P., Chaboureau, J. P., Cheinet, S., Grabowski, W., Grenier, H., Jones, C. G., Köhler, M., Piriou, J. M., Tailleux, R., and Tomasini, M. (2004). Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130 :3139–3172.
- Hirose, M., Oki, R., Shimizu, S., Kachi, M., and Higashiuwatoko, T. (2008). Finescale Diurnal Rainfall Statistics Refined from Eight Years of TRMM PR Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47 :544.
- Hourdin, F., Couvreux, F., and Menut, L. (2002). Parameterisation of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals. *J. Atmos. Sci.*, 59 :1105–1123.
- Jones, T. R. and Randall, D. A. (2011). Quantifying the limits of convective parameterizations. *J. Geophys. Res.*, 106 :D08210.
- Kubar, T. L., Waliser, D. E., and Li, J. L. (2011). Boundary Layer and Cloud Structure Controls on Tropical Low Cloud Cover Using A-Train Satellite Data and ECMWF Analyses. *J. Clim.*, 24(1) :194–215.
- Mapes, B. E. (2000). Convective inhibition, subgrid-scale triggering energy, and stratiform instability in a toy tropical wave model. *J. Atmos. Sci.*, 57 :1515–1535.

- Persechino, A., Mignot, J., Swingedouw, D., Labetoulle, S., and Guilyardi, E. (2011). Decadal predictability of the atlantic meridional overturning circulation and climate in the ipslcm5a-lr model. *Clim. Dyn., in revision*.
- Rio, C. and Hourdin, F. (2008). A thermal plume model for the convective boundary layer : Representation of cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 65 :407–425.
- Rio, C., Hourdin, F., Couvreux, F., and Jam, A. (2010). Resolved versus parameterized boundary-layer plumes. Part II : continuous formulations of mixing rates for mass-flux schemes. *Boun. Layer. Meteor.*
- Rio, C., Hourdin, F., Grandpeix, J.-Y., and Lafore, J.-P. (2009). Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. *Geophys. Res. Lett.*, 36 :L07809.
- Slonosky, V. C., Mysak, L. A., and Derome, J. (1997). Linking arctic sea-ice and atmospheric circulation anomalies on interannual and decadal timescales. *Atmos Ocean.*, 35 :333–366.
- Swingedouw, D., Mignot, J., Labetoulle, S., Guilyardi, E., and Madec, G. (2011). Initialisation and predictability of the amoc over the last 50 years in a climate model. *submitted to Clim. Dyn.*
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2011). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*
- van Vuuren, D., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S., and Rose, S. (2011). The representative concentration pathways : an overview. *Climatic Change*, pages 1–27. 10.1007/s10584-011-0148-z.

LMDZ-info

La lettre des utilisateurs du modèle de circulation générale
de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL)
Editée par le Laboratoire de Météorologie Dynamique
Case postale 99
Tour 45-55, 3ème Etage - 4, place Jussieu
75252 Paris Cedex 05
tel : 01.44.27.50.15 fax : 01.44.27.62.72
Site Internet : <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/communication/lmdzinfo>
Rédacteur en chef : Frédéric Hourdin
Adjoint : Jean Louis Dufresne
Réalisation : Véronique Fabart

Equipe rédactionnelle :

Développement et évaluation du modèle

Evolution du modèle et aspects informatiques : L. Fairhead
Développement de paramétrisations physiques : Jean-Yves Grandpeix
Coeur dynamique et transport : Frédéric Hourdin
Validation / climatologie : Ionela Musat

Physique du climat, changements climatiques et variabilité

Sensibilité climatique et modélisation des isotopes de l'eau : Sandrine Bony
Changement climatique récent et futur : Jean-Louis Dufresne
Inde et variabilité tropicale : Jean-Philippe Duvel
Paléoclimat : Masa Kagayema

Etude des climats régionaux, cycle de l'eau

Régions polaires : Christophe Genthon
France/Europe : Frédérique Cheruy
Chine/Amérique du sud, versions zoomées : Laurent Li
Mousson africaine : Serge Janicot

Végétation, usage des sols, cycle du carbone

Usage des sols : Nathalie de Noblet
Cycle du carbone : Patricia Cadule

Dynamique, stratosphère

Dynamique des moyennes latitudes : Francis Codron
Dynamique stratosphérique et effet du relief : François Lott

Composition atmosphérique

Chimie troposphérique : Sophie Szopa
Chimie stratosphérique et transport grande échelle : Slimane Bekki
Aérosols : Yves Balkanski

Surveillance de l'environnement

Surveillance et analyse de la radioactivité atmosphérique : Philippe Heinrich
Transport et inversion des sources de CO₂ : Philippe Bousquet

Planètes

Mars et autres planètes hors Venus, Titan : François Forget
Venus : Sébastien Lebonnois
Titan : Pascal Rannou

