

Rapport d'activité DARI 2017 – projet 0292

Modélisation du climat : cycle de l'eau et variabilité climatique

Rapport d'activité

Camille Risi

crlmd@lmd.jussieu.fr, 01 44 27 52 62

L.M.D. - Octobre 2016

Table des matières

1	Introduction	2
1.1	Général	2
1.2	Bilan de notre consommation	2
2	Etude des processus atmosphériques ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ	3
2.1	Entretien d'une version distribuée de LMDZ	3
2.2	Etude de l'organisation de la convection dans LMDZ en configuration d'équilibre radiatif-convectif	4
2.2.1	Dépendance de la couverture des nuages d'enclume à la température de surface et à l'agrégation de la convection, et ses implications pour les circulations atmosphériques de grande-échelle.	5
2.2.2	Etude du rôle de l'agrégation de la convection dans la régulation de la température de surface	5
2.3	Influence des montagnes et de la stratosphère sur le climat	9
2.3.1	Influence des montagnes	10
2.3.2	Influence de la stratosphère	10
2.4	Paramétrisation de la convection et phénomènes tropicaux	11
2.4.1	Impact du schéma de convection sur les dépressions tropicales	11
2.4.2	Impact du schéma de convection sur la mousson Ouest-Africaine	12
2.5	Microphysique des nuages de froids	13
2.5.1	Brumes et précipitations en Antarctique	13
2.5.2	Représentation des nuages hauts	14
3	Variabilité des températures en Atlantique tropical	15
4	Etude des processus hydrologiques continentaux et de leur couplage avec l'atmosphère ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ-ORCHIDEE	15
4.1	Suivi des versions et performances d'ORCHIDEE	15
4.2	Couplages surfaces continentales - atmosphère	17

4.2.1	Évaluation du modèle de couplé LMDZOR avec différentes configurations de la physique atmosphérique et de l'hydrologie. Révision du modèle hydrothermodynamique de sol	17
4.2.2	Rôle du couplage humidité des sols/atmosphère dans les projections climatiques	17
4.2.3	Mieux comprendre les retro-actions humidité du sol/température	17
4.2.4	Mieux comprendre les biais relevant de ce couplage dans les modèles de climat et les corriger	18
4.2.5	Évaluation des composantes du bilan d'énergie à la surface en lien avec les développements des paramétrisations de la physique atmosphérique et du modèle de surface sur le site du SIRTA	18
4.3	Hydrologie du bassin amazonien	20
4.3.1	La variation des taux de mortalité des tiges détermine les structures spatiales en biomasse aérienne dans les forêts amazoniennes	20
4.3.2	Les impacts de la déforestation future et du changement climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien : une analyse multi-modèles avec de nouveaux scénarios de changement de couverture des terres	21
5	Isotopes de l'eau	24
5.1	Cycle du Tritium et effet des essais nucléaires	24
5.2	Processus nuageux, applications paléo-climatiques et régionales	25
5.2.1	Facteurs contrôlant la qualité de la simulation de la MJO	25
5.2.2	Contrainte de l'efficacité de précipitation par des mesures isotopiques dans la haute troposphère	25
5.2.3	Applications paléo-climatiques et régionales	28
5.3	LMDZ-iso au Cénozoïque	28

1 Introduction

1.1 Général

Le projet est centré sur le développement et l'utilisation du modèle de circulation générale LMDZ (section 2), de sa version isotopique LMDZ-iso (section 5, du modèle de surface continentale ORCHIDEE (section 4), et du modèle d'océan NEMO (section 3).

1.2 Bilan de notre consommation

Pour 2016, nous avons demandé 972 000 heures. Nous avons consommé légèrement plus que prévu par la demande de l'an dernier (tableau 1, 4e colonne) : 97% des heures demandées ont déjà été consommées au 26 octobre 2016.

Toutes les heures n'avaient pas été attribuées : seules 820 000 heures nous avaient été attribuées. En conséquence, 115% des heures attribuées ont déjà été consommées (tableau 1, 5e colonne). Ceci, combiné à l'irrégularité de notre consommation sur l'année, explique que nous avons du demander deux rallonges, en juin puis août 2016.

A cause du manque d'heures, de nombreux membres du projet doivent « se serrer la ceinture » pour finir l'année et attendent avec impatience la prochaine allocation pour pouvoir continuer à lancer leurs simulations.

thème	heures demandées initialement (k heures CPU)	heures consommées au 26 octobre 2015 (k heures CPU)	% de consommation par rapport à la demande initiale	% de consommation par rapport à l'allocation initiale
Etude des processus atmosphériques ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ	503	569	113%	134%
dont entretien d'une version distribuable de LMDZ	0	154	∞	∞
dont Organisation de la convection	148	116	78%	92%
dont Montagnes et stratosphère	150	286	190%	225%
dont Convection	63	12	19%	23%
dont Microphysique des nuages de glace	142	1	1%	1%
Variabilité des températures en Atlantique tropical	3	1	33%	39%
Etude des processus hydrologiques continentaux et de leur couplage avec l'atmosphère ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ-ORCHIDEE	210	218	104%	123%
dont suivi des versions	15	10	67%	79%
dont couplages surfaces continentales - atmosphère	150	167	111%	132%
dont hydrologie du bassin amazonien	45	41	91%	108%
Isotopes de l'eau	256	157	61%	72%
dont entretien	5	0	0%	0%
dont tritium	0	57	∞	∞
dont processus nuageux et applications régionales	53	92	174%	206%
LMDZ-iso du Cénozoïque	236	8	3%	4%
Total	972	944	97%	115%

TAB. 1 – Tableau comparant les heures de calcul initialement demandées et consommées sur Ada au 26 octobre 2016. Le % de consommation par rapport à la demande est indiqué en 4e colonne, tandis que le % de consommation par rapport aux heures attribuées est indiqué en 5e colonnes.

2 Etude des processus atmosphériques ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ

2.1 Entretien d'une version distribuable de LMDZ

Laurent Fairhead

Consommation : 116 000 heures CPU sur Ada

Afin de tenir à jour une version distribuable du modèle LMDZ, il faut lancer régulièrement des simulations de 1 mois pour vérifier que le modèle tourne et donne les résultats attendus dans différentes configurations (séquentielle, MPI, OMP, MPI/OMP, LMDZ seul, LMDZ couplé à ORCHIDEE). Il est parfois nécessaire de lancer une batterie de simulations pour comprendre quand le modèle ne fonctionne pas comme prévu.

D'autre part, un travail de fond a été réalisé sur l'environnement et les options de compilation à utiliser pour optimiser les temps d'exécution du modèle sur Ada. On a lancé plusieurs simulations de 5 à 20 ans d'un modèle LMDZ, compilé avec différentes options et on a comparé les climatologies obtenues entre elles pour valider les options de compilation à retenir.

2.2 Etude de l'organisation de la convection dans LMDZ en configuration d'équilibre radiatif-convectif

Sandrine Bony, David Coppin (doctorant)

Consommation : 116 000 heures CPU sur Ada

Cette étude vise à mieux comprendre les mécanismes qui contrôlent l'organisation de la convection profonde, les interactions entre convection et circulation générale de l'atmosphère, et leur rôle dans le climat. Un nombre croissant d'études réalisées avec des Cloud-Resolving Models (e.g. Bretherton et al. 2005, Muller and Held 2012, Wing and Emanuel 2014) indiquent qu'en l'absence de tout forçage extérieur, l'équilibre radiatif-convectif peut dans certaines conditions devenir instable et donner lieu à une organisation de la convection profonde et à l'émergence d'une circulation atmosphérique de grande échelle. Ce phénomène, dénommé «auto-agrégation de la convection» suscite un grand intérêt dans la communauté scientifique car il est susceptible d'apporter un regard nouveau sur les mécanismes qui contrôlent la circulation atmosphérique tropicale, l'émergence de modes de variabilité tels que l'Oscillation de Madden-Julian (qui pourrait être une manifestation à grande échelle du phénomène d'auto-agrégation) et la sensibilité climatique (car l'état d'agrégation de la convection peut moduler significativement le bilan radiatif global de la Terre). Le rôle de l'agrégation de la convection dans le climat constitue l'une des quatre questions fondatrices du Grand Challenge on Clouds, Circulation and Climate Sensitivity ([Bony et al., 2015]), du Programme Mondial de Recherche sur le Climat (WCRP). Le but de notre étude est d'étudier le phénomène d'auto-agrégation de la convection dans un modèle de circulation générale, et le rôle que peut jouer ce phénomène dans le climat.

Pour cela, nous utilisons le modèle LMDZ-5A et nous nous plaçons dans un cadre très idéalisé : celui d'une aqua-planète en configuration d'équilibre radiatif-convectif sans rotation. L'an dernier, nous avons étudié les mécanismes conduisant au phénomène d'auto-agrégation dans des simulations forcées par des SST uniformes et prescrites. L'article est maintenant publié (Coppin et Bony, 2015). Cette année, nous avons poursuivi cette étude selon deux axes : 1) l'étude de la sensibilité des nuages d'enclume à l'agrégation de la convection et à la température de surface, et ses implications pour la circulation de grande échelle et 2) l'impact des interactions océan-atmosphère dans l'agrégation de la convection, et le rôle de l'agrégation de la convection dans la régulation de la température moyenne du système océan-atmosphère.

2.2.1 Dépendance de la couverture des nuages d'enclume à la température de surface et à l'agrégation de la convection, et ses implications pour les circulations atmosphériques de grande-échelle.

Les simulations RCE réalisées par trois GCMs (LMDZ, MPI/ECHAM, NCAR/CAM) montrent que la fraction nuageuse de nuages hauts diminue systématiquement lorsque la SST augmente (figure 1). L'analyse de ces simulations a permis d'interpréter physiquement ce résultat : lorsque la température de surface augmente, les nuages s'élèvent et restent à peu près à la même température. En revanche, ils se retrouvent à une pression plus basse et donc dans un environnement plus stable. Cela cause une réduction de la divergence de masse dans la haute troposphère des régions convectives et donc une diminution de la couverture des enclumes lorsque le climat se réchauffe (figure 2). Nous avons montré que ce « stability-Iris effect » (dont le mécanisme est totalement différent de l'effet d'Iris proposé par Lindzen dans les années 1990) relève de mécanismes physiques et thermodynamiques fondamentaux et donc robustes (de nombreuses expériences de sensibilité réalisées avec LMDZ nous ont montré qu'il se produisait même en l'absence d'effets radiatifs des nuages ou de forçage radiatif par l'ozone, dans des simulations avec SST prescrite ou interactive, avec ou sans paramétrisation de la convection dans les GCMs). Nous avons montré qu'il était aussi à l'oeuvre dans les simulations d'un Cloud Resolving Model que nous avons analysées.

En réchauffant l'atmosphère et en augmentant la stabilité statique de la haute troposphère, l'agrégation de la convection tend aussi à réduire la fraction nuageuse haute. Cela implique que le chauffage radiatif des nuages tend à se concentrer de plus en plus à mesure que l'agrégation ou la température de surface augmente, ce qui tend à maintenir et renforcer l'agrégation des systèmes convectifs, réduire la surface occupée par les zones de convergence de grande échelle et à étendre les zones de subsidence (figure 3). Si l'impact de ce « stability Iris effect » sur la sensibilité climatique reste à élucider, il est probable que cet effet d'iris participe au rétrécissement des zones de convergence lorsque le climat se réchauffe. Cette hypothèse sera testée dans nos travaux futurs.

Cette étude a été publiée dans PNAS (Bony et al 2016).

2.2.2 Etude du rôle de l'agrégation de la convection dans la régulation de la température de surface

Après avoir élucidé les mécanismes sous-jacents au phénomène d'auto-agrégation de la convection dans le modèle LMDZ et à sa dépendance à la température (Coppin et Bony, 2015 ; Bony et al., 2016), nous avons commencé à étudier le comportement de l'agrégation en présence d'interactions océan-atmosphère. Pour cela le modèle est toujours utilisé en configuration RCE mais couplé à une couche de mélange océanique (donc la température de surface est maintenant interactive). Nous avons tout d'abord comparé les mécanismes d'initiation de l'agrégation avec/sans couplage océan-atmosphère, puis nous avons étudié le rôle de l'agrégation de la convection dans la régulation de la température moyenne du système océan-atmosphère.

Lorsque la température de surface est interactive, l'initiation de l'agrégation de la convection reste toujours très dépendante des effets radiatifs des nuages hauts et de leur couplage avec la circulation atmosphérique de grande échelle. En revanche, les mécanismes associés aux nuages bas et aux interactions entre anomalies de vent et flux turbulents à la surface de l'océan (WISHE) ne sont plus aussi primordiaux. D'une manière générale, lorsque la SST est interactive et que des gradients de SST peuvent se former, l'initiation de l'agrégation est plus facile et la nature des mécanismes d'initiation est moins dépendante de la SST.

Nous avons ensuite réalisé une série d'expériences pour étudier l'impact de l'agrégation de la convection sur la température moyenne du système. Cet impact s'avère très fort. Par exemple,

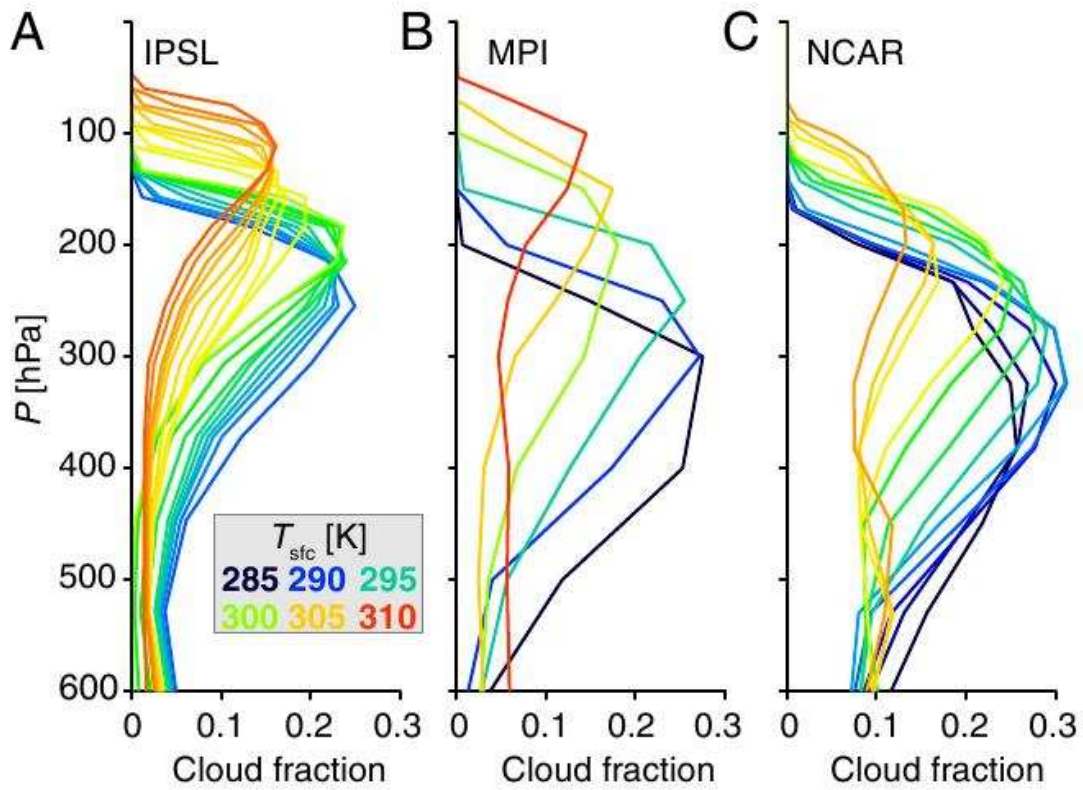


FIG. 1 – Moyenne globale des profils verticaux de fraction nuageuse simulés par les modèles atmosphériques de l'IPSL (A), du MPI (B) et du NCAR (C) en RCE. Les couleurs indiquent les températures de surfaces (uniformes) utilisées pour forcer les simulations.

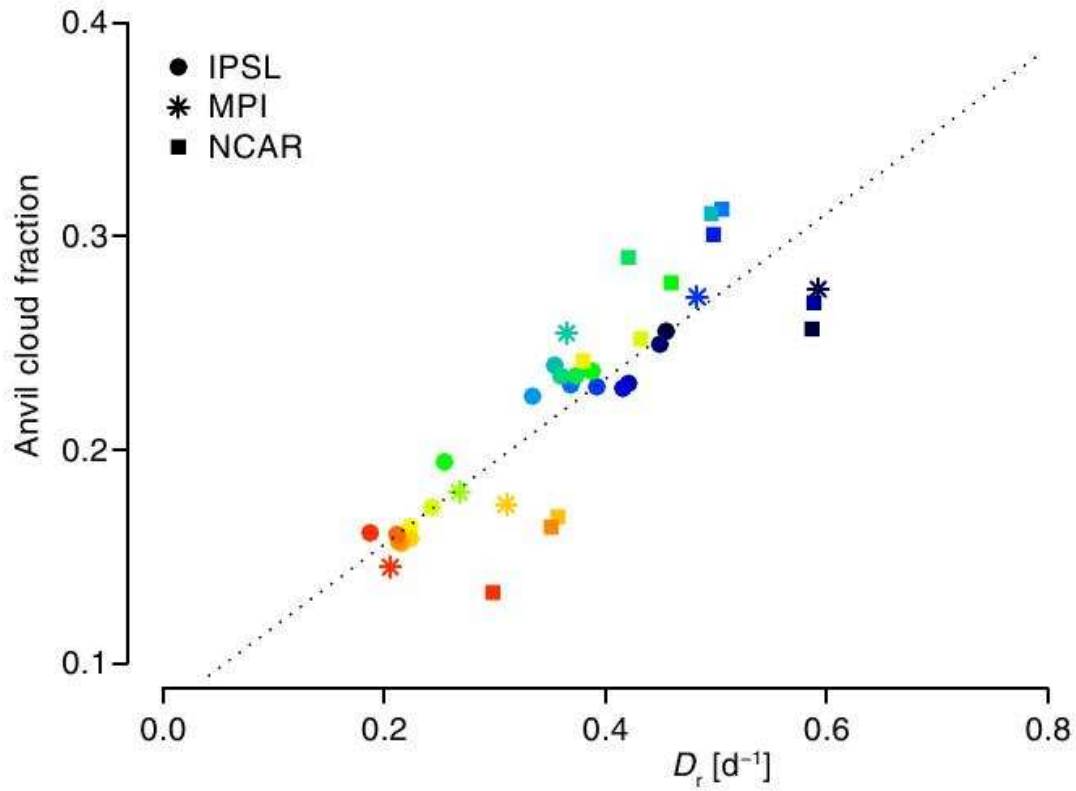


FIG. 2 – Relation entre la couverture maximale des nuages d’enclume (anvils) prédite par les trois GCMs et la divergence de masse dans la haute troposphère déduite du refroidissement radiatif ciel-clair et de la stabilité statique. Les couleurs allant du bleu au rouge correspondent à des simulations de SST croissante (de 290K à 310K).

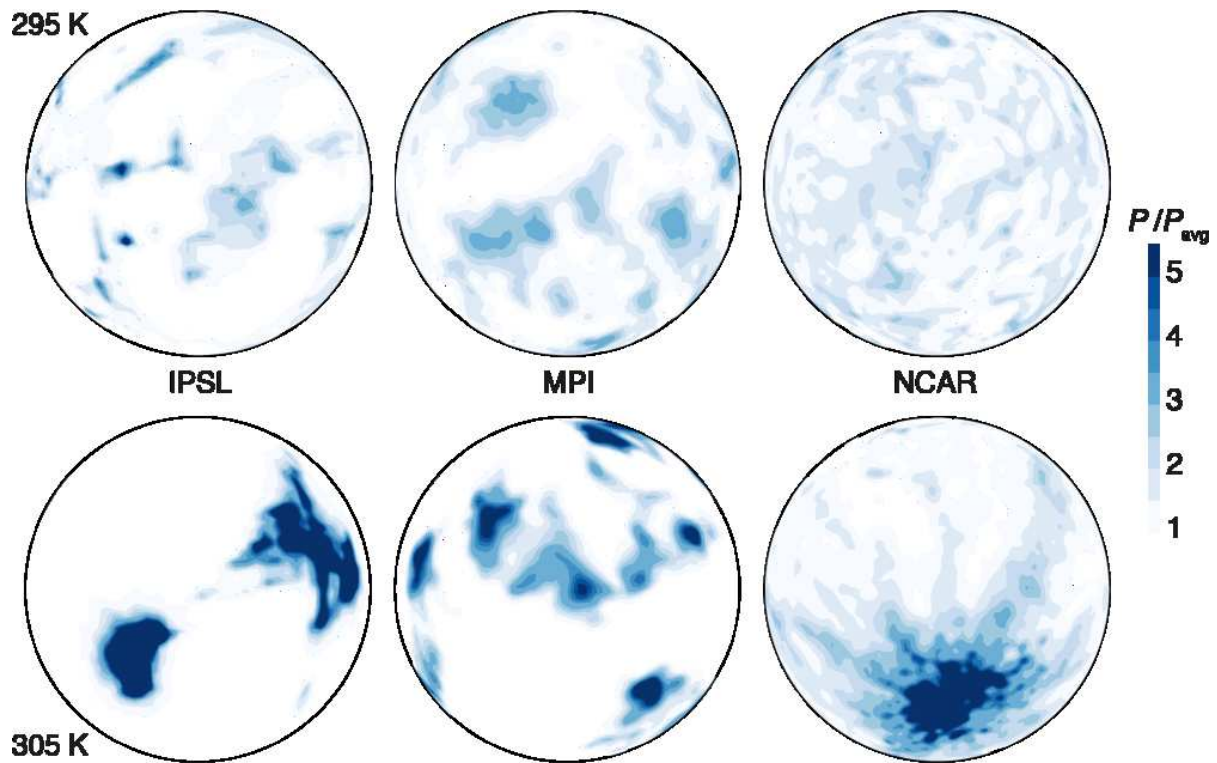


FIG. 3 – Distribution de la précipitation (normalisée par sa valeur moyenne globale) prédite par trois GCMs en configuration RCE pour deux valeurs de la température de surface (295K et 305K). Le couplage entre température, couverture des nuages d’enclume, effet radiatif des nuages et circulation de grande échelle tend à renforcer l’agrégation de la convection dans un climat plus chaud, et à diminuer la surface des zones de pluie.

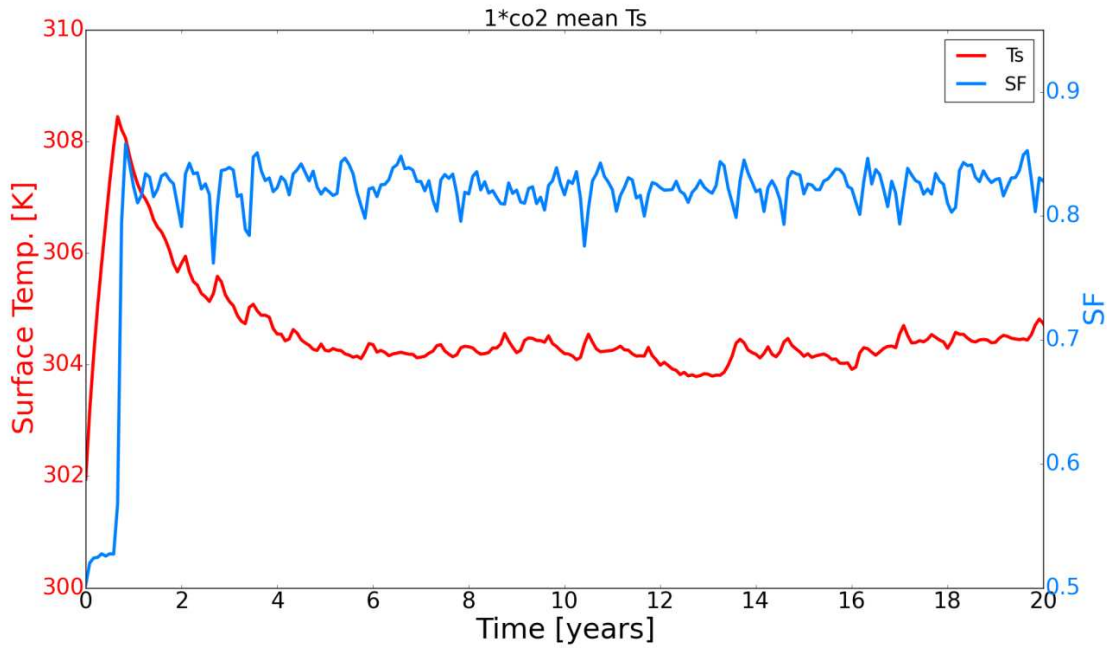


FIG. 4 – Evolution temporelle de la température moyenne de surface (rouge) et de l’agrégation (bleu) pendant les 20 premières années de la simulation à $1 \times \text{CO}_2$ dans laquelle la température de surface est uniformisée à chaque pas de temps.

lorsqu’on homogénéise spatialement la température de surface à chaque instant de la simulation, le système climatique se réchauffe jusqu’à ce que l’agrégation de déclenche. Le système se refroidit alors de façon spectaculaire (Figure 4). D’autres simulations nous montrent que pour un forçage extérieur donné, le système climatique stabilise sa température moyenne à une valeur plus basse lorsqu’il y a des gradients horizontaux de SST que lorsque la SST est uniforme. Le lien entre agrégation, gradients de SST et SST moyenne n’est pas encore totalement élucidé mais il fait l’objet de travaux en cours (thèse de David Coppin).

Nous avons aussi commencé à étudier le rôle de l’agrégation de la convection dans la sensibilité climatique au CO_2 . La première surprise de ce travail a été que bien que la configuration utilisée soit très idéalisée (pas de rotation, pas de continent, ensoleillement identique en tout point du globe, etc), un doublement du CO_2 fait augmenter la température de surface à l’équilibre de près de 4K, soit une valeur à peu près équivalente à la sensibilité climatique du modèle couplé IPSL-CM5A en configuration réaliste (Figure 5). De plus, l’analyse de cette simulation montre qu’après une augmentation abrupte du CO_2 , l’intensité des rétroactions radiatives pendant la phase de rééquilibration du système varie au cours du temps. Ce comportement est également prédit par le modèle couplé de l’IPSL (ainsi que par d’autres modèles CMIP) en configuration réaliste. L’interprétation de ce comportement fait l’objet de nombreuses investigations dans la communauté scientifique, et le fait de l’observer dans une configuration aussi idéalisée (RCE) est susceptible de nous aider à le comprendre. Dans ce but, nous avons commencé à quantifier les différentes rétroactions radiatives dans les simulations RCE.

2.3 Influence des montagnes et de la stratosphère sur le climat

F. Lott, L. Guez, D. Cugnet, A. Camara Illescas (post-doc), et S. Mailler

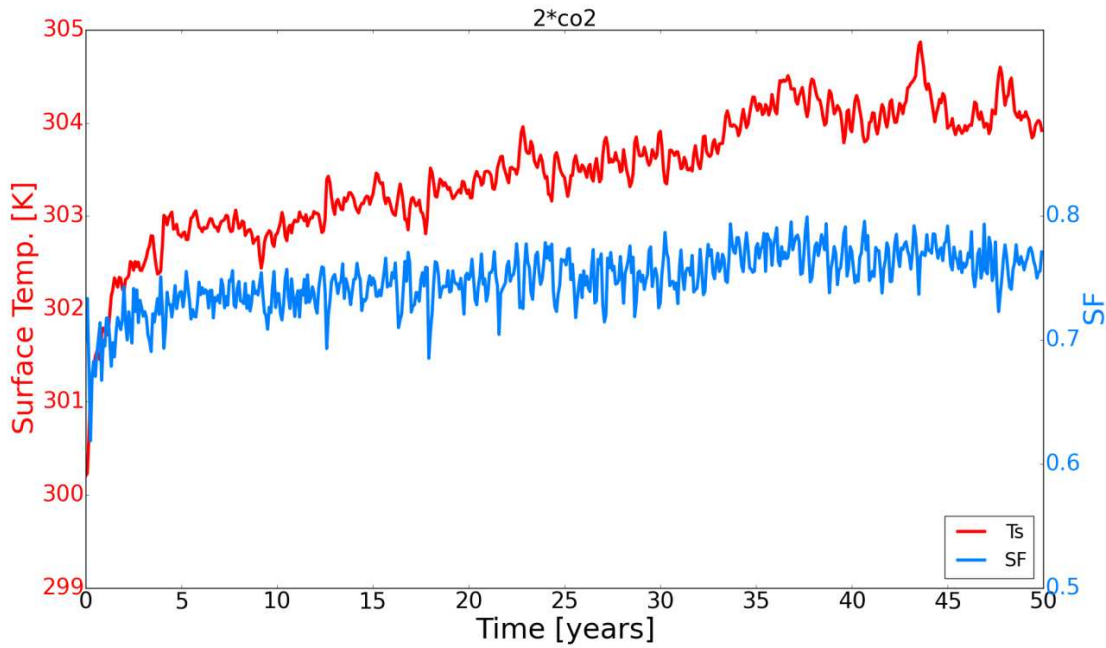


FIG. 5 – Evolution temporelle de la température moyenne de surface (rouge) et de l’agrégation (bleu) après un doublement du CO2 dans l’atmosphère.

Consommation : 301 000 heures CPU sur Ada

L’équipe participe à l’amélioration des paramétrisations physiques du modèle LMDz et utilise ce modèle pour identifier les processus dynamiques fondamentaux qui contribuent à la variabilité du climat aux grandes échelles d’espace et de temps. Elle s’intéresse en particulier à l’effet de la stratosphère et à l’effet des montagnes.

2.3.1 Influence des montagnes

En ce qui concerne l’effet des montagnes, la situation est un peu comme celle de l’an dernier, aucune simulation dédiée n’a été faite à l’IDRIS, malgré cela nous allons tenter de remettre cette thématique à l’ordre du jour.

2.3.2 Influence de la stratosphère

En ce qui concerne la stratosphère, la paramétrisation des ondes de gravité issues de la convection et des fronts est documentée en détail et maintenant publiée et largement testée dans le modèle LMDz (De La Camara et al. 2016a). Dans cet article nous montrons que l’introduction de termes sources peut être fait dans un modèle de climat sans dégrader ses performances ; Nous montrons aussi que dans le cadre du changement climatique, l’effet des sources n’est pas aussi important qu’on pourrait le penser, le filtrage dynamique des ondes par les vents au fur et à mesure que l’on monte en altitude masque en fin de compte les sources troposphériques.

Un autre résultat marquant est décrit par De la Camara et al. (2016b). Cet article montre que l’introduction de sources liées aux fronts permet de produire des ondes gravités se propageant vers

l'intérieur du jet dans la stratosphère équatoriale de l'hémisphère sud. Ces ondes permettent de réduire une erreur systématique de bien des modèles de climat, la simulation de la date de fin du vortex de l'hémisphère sud, celui la même qui constitue une barrière dynamique pour l'ozone dans cet hémisphère. On qualifie cette erreur classique de « missing drag problem », et on pensait qu'il était dû à la propagation latérale d'ondes de montagnes produites par les Andes. Nous montrons que les ondes émises par les fronts sont en fait suffisantes. Pour arriver à ce résultat, l'introduction de sources est significatif, elles rendent les ondes de gravité très intermittentes, cette intermittence permettant aux ondes d'interagir avec le jet au niveau de la stratopause plutôt que dans la mésosphère. L'article collectif Berner et al (2016) est une reconnaissance par la communauté que les techniques stochastiques que nous utilisons pour paramétrer les ondes de gravité sont légitimes.

2.4 Paramétrisation de la convection et phénomènes tropicaux

Jean-Philippe Duvel, Jean-Yves Grandpeix, Lionel Guez, Catherine Rio, Marine Remaud
(doctorante)

Consommation : 12 000 heures CPU sur Ada

2.4.1 Impact du schéma de convection sur les dépressions tropicales

Nous avons analysé comment, dans les simulations LMDZ, des modifications du schéma de convection influencent l'initiation des vortex de dépression tropicale (VDT) et leur intensification en des vortex à coeur chauds tels les cyclones tropicaux (CT). Nous utilisons le schéma de convection de Tietke, dans lequel l'entraînement et la fermeture en flux de masse à la base du nuage sont basés sur la convergence de l'humidité. Deux modifications sont envisagées : une dans laquelle l'entraînement dépend de l'humidité relative, et une autre dans laquelle la fermeture en flux de masse à la base du nuages est basé sur la Convective Available Potential Energy (CAPE).

Trois simulations de 10 ans sont réalisées sur Ada avec LMDZ zoomé sur l'Atlantique Nord, avec une résolution de 0.75° dans la région zoomée. Le modèle est libre d'évoluer dans cette région et est relaxé vers les réanalyses du Centre Européen en dehors.

Par rapport aux réanalyses, les VDT simulés sont plus nombreux et plus intenses dans les trois simulations LMDZ, probablement en raison d'un excès de convection profonde au détriment d'une convection détrainant dans la moyenne troposphère. Alors que certains processus d'intensification des TC ne sont pas représentés dans LMDZ ou dans les réanalyses, les variations saisonnières et interannuelles de VDT sont bien simulées.

Quand l'entraînement dépend de l'humidité relative, l'initiation et l'intensification des TDV sont toutes deux augmentées par rapport au contrôle (figure 6). Ceci est cohérent avec une plus grande activité convective dans le coeur humide des VDT et avec une basse troposphère plus humide. Cependant, l'intensité maximale atteinte par les TDV est similaire dans les trois simulations. La fermeture en CAPE inhibe la convection dans les forts VDT, limitant ainsi leur développement en dépit d'une légère augmentation de la convection.

Les TCs simulés se développent bien à partir des VDT mais avec des mécanismes différents de ceux observés. Par exemple, dans LMDZ, trop de VDT et TCs s'initient sur ou à proximité du Sud de l'Afrique de l'Ouest. Ceci correspond au maximum d'activité des Ondes d'Est Africaines, dont l'amplitude et l'étendue spatiale sont également dépendants du schéma de convection.

Un article est en révision à ce sujet (Duvel et al.).

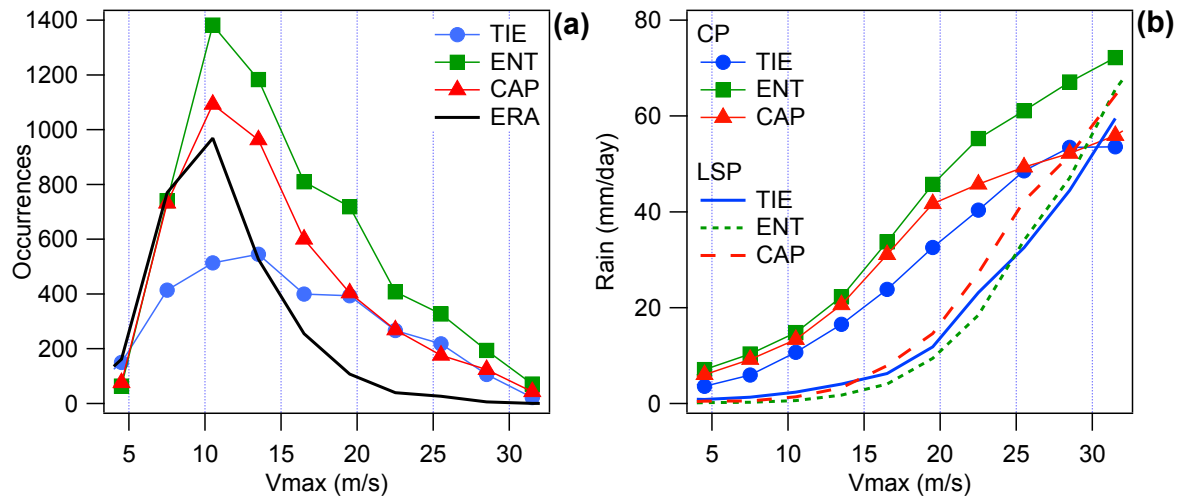


FIG. 6 – (a) Occurrence des dépressions tropicales en fonction du maximum de vent (v_{max}) à la surface pour l’ouest du bassin l’Atlantique. (b) Taux de précipitation au centre de la dépression en fonction de v_{max} pour la précipitation convective (CP) et pour la condensation de grande échelle (LSP, liée à la convection résolue). TIE : entraînement et fermeture basés sur la convergence d’humidité ; ENT : entraînement basé sur l’humidité relative ; CAP : comme ENT, mais avec la fermeture basée sur le CAPE.

2.4.2 Impact du schéma de convection sur la mousson Ouest-Africaine

Plusieurs développements concernant le schéma de convection profonde mis en œuvre dans LMDZ ont été testés en réalisant des simulations zoomées sur l’Afrique de l’Ouest et guidées vers les vents des ré-analyses à l’extérieur du zoom. Cela permet de contraindre les conditions dynamiques de grande-échelle tout en laissant la physique du modèle agir sur la représentation de la mousson à l’intérieur du zoom.

Les tests réalisés concernent notamment la prescription des mélanges entre les ascendances convectives et leur environnement, la définition de l’efficacité de précipitation donnant la fraction d’eau condensée qui retombe sous forme de pluies, et la prise en compte d’un terme de convergence de masse grande-échelle dans la fermeture du schéma de convection. Tous ces changements impactent notamment le rôle respectif du schéma de convection profonde et de celui de la condensation grande-échelle dans la région. La figure 7 illustre l’effet d’une nouvelle définition de l’épluchage de l’ascendance adiabatique sur le taux de chauffage dû au schéma de convection et celui dû au schéma de condensation grande-échelle, ainsi que sur l’humidité relative et la couverture nuageuse simulées sur la région. La nouvelle définition de l’épluchage de l’ascendance adiabatique permet de renforcer la convection dans la moyenne troposphère, sur la côte et entre 10N et 16N, réduisant la contribution du schéma de condensation grande-échelle, ce qui a pour conséquence d’assécher la moyenne troposphère et de diminuer la couverture nuageuse.

Les tests réalisés visent à mieux comprendre l’effet de différents processus physiques sur la représentation de la mousson Ouest-Africaine, et permettent aussi de choisir les développements finalement mis en œuvre dans la version opérationnelle du modèle LMDZ. Des comparaisons à des données satellite sont maintenant nécessaires pour permettre d’évaluer l’apport des développements effectués.

Des simulations globales de 13 ans en 96x95x39 ont également été réalisées avec les versions officielles LMDZ5A et LMDZ5B afin de sortir un certain nombre de variables (taux de chauffage,

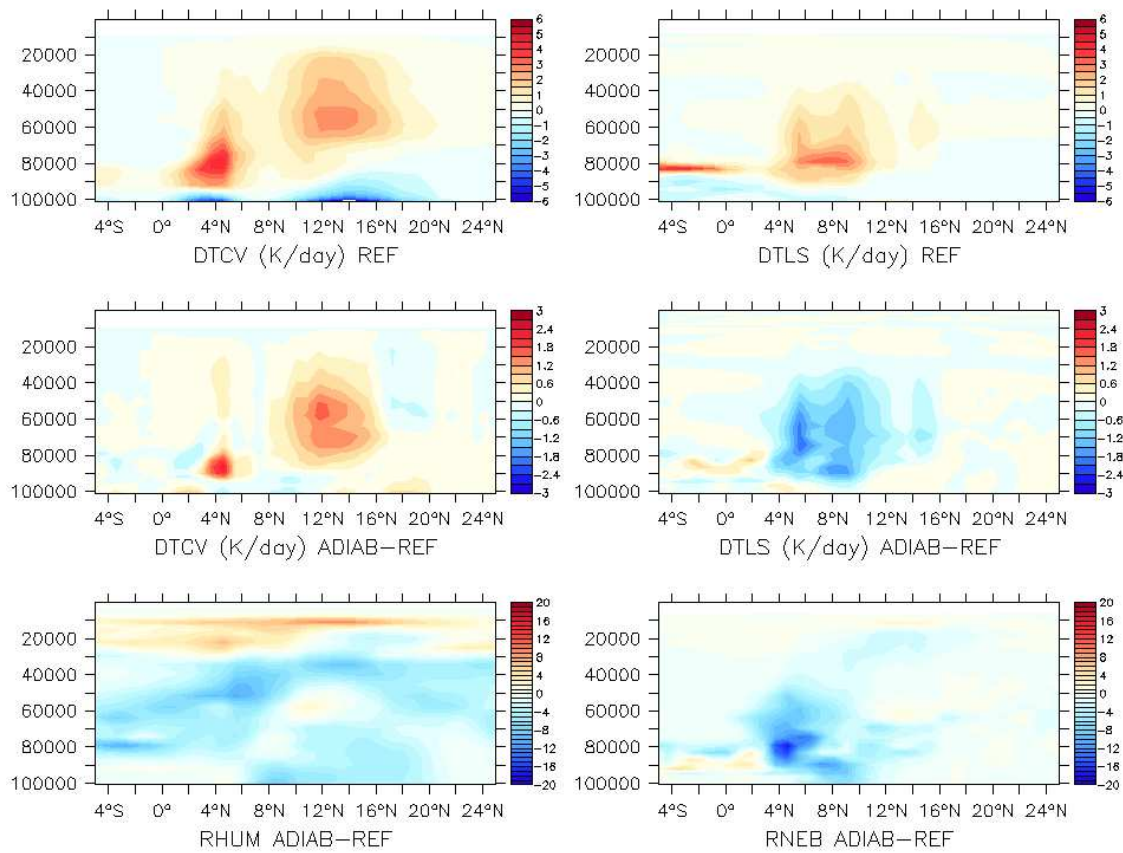


FIG. 7 – Effet sur la distribution latitudinale du taux de chauffage convectif (gauche) et de condensation grande-échelle (droite) d’un épluchage de l’ascendance adiabatique convective proportionnel à la flottabilité sur le carré de la vitesse verticale (ADIAB) par rapport à un épluchage proportionnel à la vitesse verticale (REF). Effet sur la représentation de l’humidité relative (en bas à gauche) et de la couverture nuageuse (en bas à droite).

flux radiatifs et de surface, pluies, température, humidité, vents) à la fréquence d’une heure sur l’Afrique de l’Ouest. L’objectif est d’étudier l’impact du décalage du maximum de pluie continentale de midi à la fin d’après-midi entre LMDZ5A et LMDZ5B sur la distribution latitudinale des pluies de mousson. Les sorties de LMDZ sont comparées à d’autres modèles ayant décalé leur maximum de pluies (EC-Earth, CAM, Met-UM) dans un article en préparation.

2.5 Microphysique des nuages de froids

Consommation : 1 000 heures CPU sur Ada

2.5.1 Brumes et précipitations en Antarctique

Jean-Baptiste Madeleine

En raison du manque d’heures de calcul sur ce projet, les simulations demandées lors de la demande DARI 2016 ont été réalisées sur le projet genCMIP6. Ceci explique la faible consommation apparente sur Ada sur ce projet pour ce thème.

Les travaux mentionnés dans la demande DARI 2016 en lien avec la précipitation neigeuse en Antarctique et le projet ANR APRES3 (Antarctic Precipitation, Remote sensing from Surface and Space) ont mené à la réalisation de plusieurs simulations sur Ada avec le modèle LMDz. Les résultats ont été présentés à la conférence ESA Living Planet Symposium 2016 sous le titre “Antarctic precipitation in the LMDz and MAR climate models : comparison to CloudSat retrievals and improvement of cold microphysical processes”. Un exemple de résultat est présenté sur la figure 8. Le modèle MAR, qui possède une microphysique plus poussée que le modèle LMDz, prévoit mieux la précipitation sur la côte (frange bleue, notamment sur l’Antarctique Est) mais surestime la précipitation à l’intérieur du continent. Le modèle LMDz quant à lui surestime environ d’un facteur 2 la précipitation sur l’intérieur du continent et légèrement sur la côte. Il reproduit bien le gradient de précipitation des côtes vers l’intérieur du continent, ce qui, étant donné la résolution du modèle LMDz, est un résultat encourageant. Des mesures ont également été effectuées sur le site de Dôme C, au milieu de la calotte Antarctique, et mettent en évidence des sursaturations en vapeur d’eau par rapport à la glace à des altitudes de 3 m et 40 m sur le mât météorologique de la station qui ne sont pas présentes dans le modèle. Ces nouvelles mesures vont permettre de commencer le développement de la paramétrisation de la sursaturation dans le modèle LMDz.

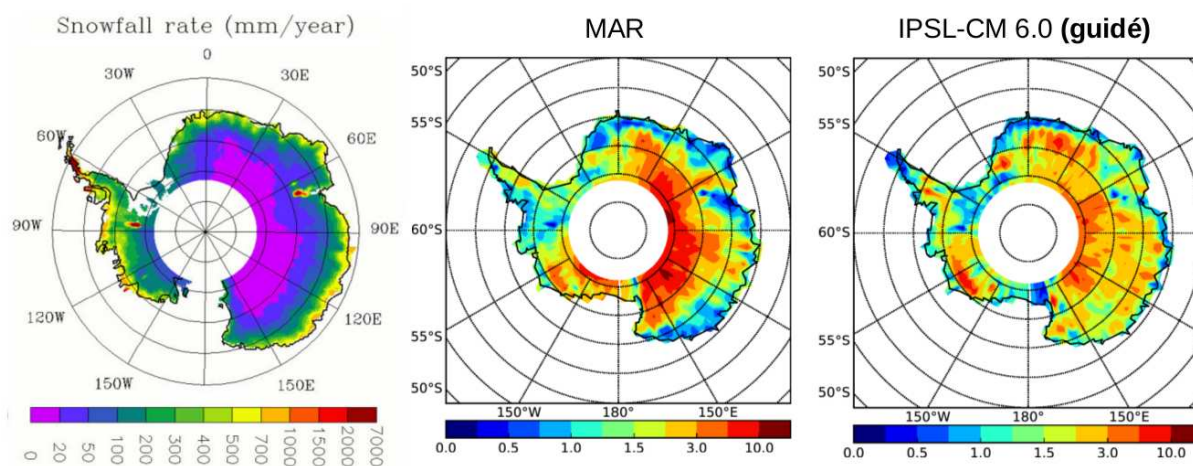


FIG. 8 – Précipitation annuelle (en mm par an) telle qu’observée par le satellite CloudSat (à gauche) et rapport de la précipitation simulée sur la précipitation observée dans le modèle à aire limitée MAR (au centre) et dans la version en développement du modèle LMDz 6 (à droite).

2.5.2 Représentation des nuages hauts

Consommation : heures CPU sur Ada

Marine Bonazzola

L’implémentation d’un simulateur des données AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder) au modèle LMDz a permis la réalisation de nouvelles simulations sur Ada incluant de nouveaux diagnostics (“ice water path”, taille des cristaux, épaisseur des nuages...). Ces simulations ont notamment permis,

grâce à des sorties haute fréquence, de comparer directement le cycle diurne des nuages hauts aux observations AIRS réalisées également au LMD par C. Stubenrauch, S. Protopapadaki et A. Feofilov. Notamment, l'évolution diurne des cumulonimbus, enclumes et cirrus fins simulée par LMDz est en bon accord avec les observations AIRS et IASI, sauf le matin où le modèle sous-estime les nuages d'enclume. Des diagnostics de "clustering" des systèmes convectifs et nuages hauts, appliqués aux observations, peuvent aussi être appliqués aux sorties de ces nouvelles simulations, ce qui permet d'extraire des statistiques sur le comportement des systèmes convectifs dans leur ensemble.

3 Variabilité des températures en Atlantique tropical

Marta Martin del Rey (doctorante) et Alban Lazar

Consommation : 1 000 h CPU sur Ada

La variabilité interannuelle de l'Atlantique tropicale au printemps est régie par un mode couplé air-mer nommé Mode Méridien (MM), associé à un gradient inter-hémisphérique anormal de température de la Mer (SST) et des anomalies de précipitation et de vents (Chiang et al., 2002). Des études récentes ont mis en avant le possible rôle des ondes océaniques de Rossby et de Kelvin dans le développement des anomalies de SST (Foltz et al 2010 ; Lübbecke et McPhaden 2012), objet de nos simulations.

Pour étudier ce rôle, nous avons mis en place une simulation de 1,5 an du MM dans laquelle un champ d'anomalie de forçage atmosphérique composite a été superposé, au forçage climatologique (simulation MM-REF). La configuration spatiale du MM (figure 9b) et le calendrier sont bien reproduits par le modèle (Figure 9a), avec de légèrement plus faibles anomalies de SST, dues à une profondeur de couche plus profonde que dans les observations. L'analyse en budget de chaleur a notamment montré que le développement des anomalies de SST dans les tropiques nord et sud est principalement associé aux anomalies de vents alizés via le flux de chaleur latente (Figure 9c). A l'équateur, l'intensification des alizés renforce le refroidissement équatorial via le renforcement de l'upwelling (Figure 1d). Concernant les propagations d'ondes, l'onde de Rossby équatoriale à 4N est bien simulée totale, mais le rôle de sa réflexion en une onde équatoriale de Kelvin et son incidence sur les anomalies de SST reste incertain et en cours d'investigation.

Cette étude a été valorisée par la thèse de Marta Martin del Rey, par un article soumis et un autre en préparation.

4 Etude des processus hydrologiques continentaux et de leur couplage avec l'atmosphère ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ-ORCHIDEE

Le modèle de surface continentale ORCHIDEE est utilisé soit seul (offline), soit couplé avec LMDZ. On nomme LMDZOR la configuration couplée.

4.1 Suivi des versions et performances d'ORCHIDEE

Josefine Ghattas

Consommation : 11 000 heures CPU sur Ada

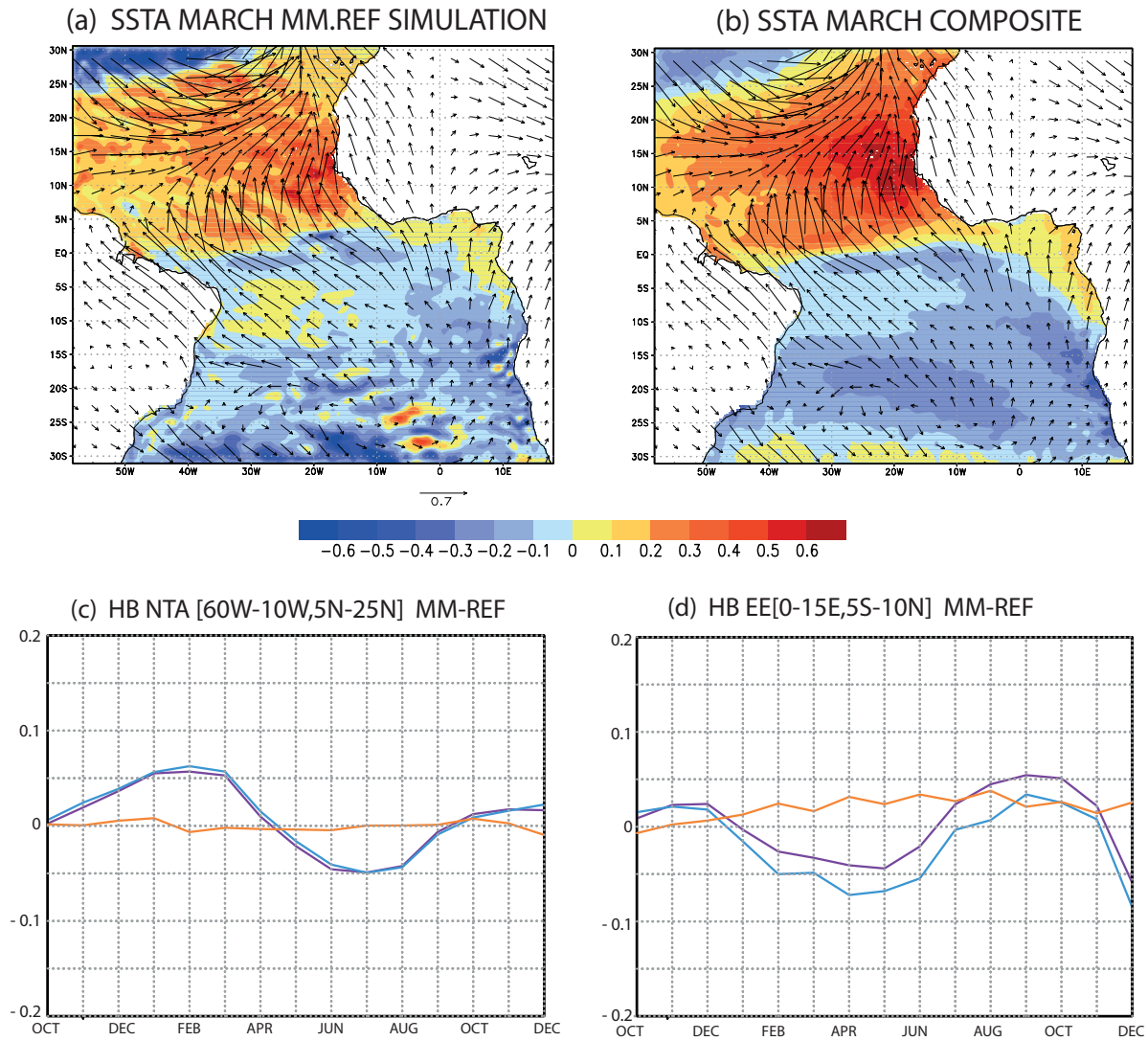


FIG. 9 – (a-b) Anomalies du vent du forçage atmosphérique composite (vecteurs) et de SST (couleur) pour la simulation MM-REF (a) et pour le composite (b). (c-d) L’analyse en budget de chaleur pour le tropique nord [60W-10W, 5N-25N] et pour l’équateur oriental [20W-0,3N-3S]. Les flux atmosphériques (ligne bleue), océaniques (ligne orange) et la tendance de la température dans le coup de mélange (ligne violette) sont représentés.

Un batterie des tests automatiques a été mise en place pour vérifier les versions sucesives du modèle ORCHIDEE et assurer son bon fonctionnement sur Ada. Le modèle est testé avec différents niveaux de compilations et différents nombres de tache MPI pour détecter d'éventuelles erreurs introduites involontairement dans le code. Différentes configurations sont régulièrement lancées pour tester les différents modes d'utilisations d'ORCHIDEE (forcé, couplé avec LMDZ avec plusieurs physiques en mode libre et en mode guidé). Ces tests doivent être effectués régulièrement pour évaluer les différentes mises à jour et amélioration du modèle de surface.

4.2 Couplages surfaces continentales - atmosphère

S. Ait Mesbah (doctorante), F. Cheruy, A. Ducharne, J.L. Dufresne, J. Ghattas, F. Wang (post-doc), L. Mellul, L. Fairhead

Consommation : 167 000 heures CPU sur Ada

4.2.1 Évaluation du modèle de couplé LMDZOR avec différentes configurations de la physique atmosphérique et de l'hydrologie. Révision du modèle hydro-thermodynamique de sol

Nous avons poursuivi l'évaluation de LMDZOR en mode global et continué les révisions du modèle de sol. Des tests ont été effectués avec la physique atmosphérique en cours de développement (LMDZ6 , 144x142x79) et les dernières versions du modèle de sol. Celles-ci proposent une nouvelle discrétisation verticale du sol commune à l'humidité et à la température, une profondeur de sol accrue permettant la prise en compte du permafrost, des propriétés thermiques du sol dépendant de sa texture (3 ou 10 classes) et de l'humidité. Un nouveau schéma de neige multi-couches a également introduit et de nouvelles valeurs de l'albédo pour les surfaces continentales. Les tests ont été effectués en mode forcé puis en mode couplé avec plusieurs versions de la physique atmosphérique en utilisant le guidage par des analyses pour pouvoir tester l'impact des modifications sur des simulations courtes (quelques dizaines d'années). La paramétrisation des couches limites stable semble être à l'origine d'un biais froid persistant aux latitudes boreales en hiver. Une partie du biais peut être résorbée en accroissant artificiellement le mélange dans la couche limite, mais de nouveaux développements seront nécessaires pour mieux représenter les couches limites stables.

4.2.2 Rôle du couplage humidité des sols/atmosphère dans les projections climatiques

Les simulations effectuées pour le projet GLACE ont continué d'être exploitées et ont donné lieu à plusieurs publications acceptées ou en révision : Berg et al 2015, Lorenz et al 2016, Berg et al 2016, May et al accepté, Vogel et al soumis.

4.2.3 Mieux comprendre les retro-actions humidité du sol/température

Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer la modulation de la température au voisinage du sol par l'humidité des sols : 1) Impact direct sur le partitionnement chaleur latente/chaleur sensible dans l'atmosphère ou sur le transfert de chaleur dans le sol ; 2) Impact indirect par modification de structure de la couche limite rendant l'environnement propice ou non au déclenchement de la convection, selon les conditions climatiques/météorologiques locales.

Les travaux de thèse de S. Ait Mesbah ont permis de mettre en évidence un mécanisme supplémentaire de couplage peu exploré jusqu'à présent. Ce mécanisme met en jeu, l'inertie thermique des

sols (liée à leur texture, leur humidité et éventuellement, le cas échéant aux propriétés thermique de la neige, lesquelles dépendent essentiellement de son âge) et les contrastes de stabilité de la couche limite. Des défauts dans les paramétrisations des processus dont relève ce mécanisme peuvent expliquer des biais dans les modèle de climat, dans les zones à faible évaporation (zones de transition climatique, zones boréales). Ces travaux ont été effectués en partie sur des simulations de F. Wang conçues pour évaluer l'impact des nouvelles propriétés du sol sur le climat au voisinage de la surface. D'autres simulations, activant le nouveau schéma de neige et les nouveau schéma de couche limite atmosphérique ont été réalisées cette année.

Les contours de l'expérience LS3MIP et la mise en place de l'expérience ont été définis dans un article Van den Hurk et al. 2016. Les tests propres à notre modèle restent faire et l'analyse des possibles conséquences des possibles incohérence entre l'hydrologie et et la météorologie (pluie sur un sol sec imposé par le guidage) devront être analysées d'ici l'été 2017.

4.2.4 Mieux comprendre les biais relevant de ce couplage dans les modèles de climat et les corriger

L'expérience CAUSES (Clouds Above the United States and Errors at the Surface) a été conçue pour analyser les conditions qui conduisent au développement et au maintien du biais chaud et sec en été dans le centre des Etats-Unis dans les simulations faites par la plupart des modèles de climat qui ont participé à CMIP5 (y compris celui de l'IPSL). Elle est fondée sur l'approche dite « transpose-AMIP », où les conditions de développement du biais sont analysées dans des simulations courtes initialisées par des analyses météorologiques. Elle s'appuie sur les observations du site ARM-SGP situé au sud des Grandes Plaines aux Etats-Unis qui recueille des mesures détaillées et continues de la nébulosité, du bilan d'énergie à la surface et des précipitations. Nous avons effectué les simulations demandées par le projet CAUSES avec la version LMDZ5B-ORC11 (figure 10).

La comparaison des simulations tAMIP (CAUSES) aux observations effectuées sur le site ARM des Grande Plaines du Sud aux Etats Unis -SGP-), montre que le biais se met en place en été, et que malgré l'initialisation par des analyses il est présent des le premier jour des simulations. L'amplitude du cycle diurne ne semble pas être en cause ici. Les simulations sont également comparées soit à d'autres observations du bilan d'énergie à la surface, soit à des analyses ou les observation du site ont été assimilées. Le travail d'analyse est en cours.

4.2.5 Évaluation des composantes du bilan d'énergie à la surface en lien avec les développements des paramétrisations de la physique atmosphérique et du modèle de surface sur le site du SIRT

Les nuages ont un impact significatif sur le bilan d'énergie à la surface. Les observations effectuées au SIRT permettent d'analyser la distribution verticale de la couverture nuageuse observée et simulée en lien avec son impact sur le bilan d'énergie à la surface, et cela grâce notamment aux instruments de télédétection active comme le lidar et aux radiomètres. Pour comparer les mesures du lidar et les simulations du modèle de climat, il est nécessaire de brancher dans le modèle un simulateur d'observable qui fournit un signal cohérent avec les observations du lidar à partir des variables géophysiques du modèle. Cela est maintenant fait couramment pour les satellites qui voient les nuages depuis le haut de l'atmosphère. Nous avons introduit un simulateur de lidar qui voit les nuages depuis le bas de l'atmosphère de façon à pouvoir tirer profit des observations effectuées au SIRT. Coté modèle il est nécessaire d'utiliser des configurations guidées par les analyses pour s'affranchir de la variabilité climatique et effectuer des comparaisons sur les périodes de temps relativement courtes (5 ans + 3 ans de mise à l'équilibre du modèle de sol si la configuration change

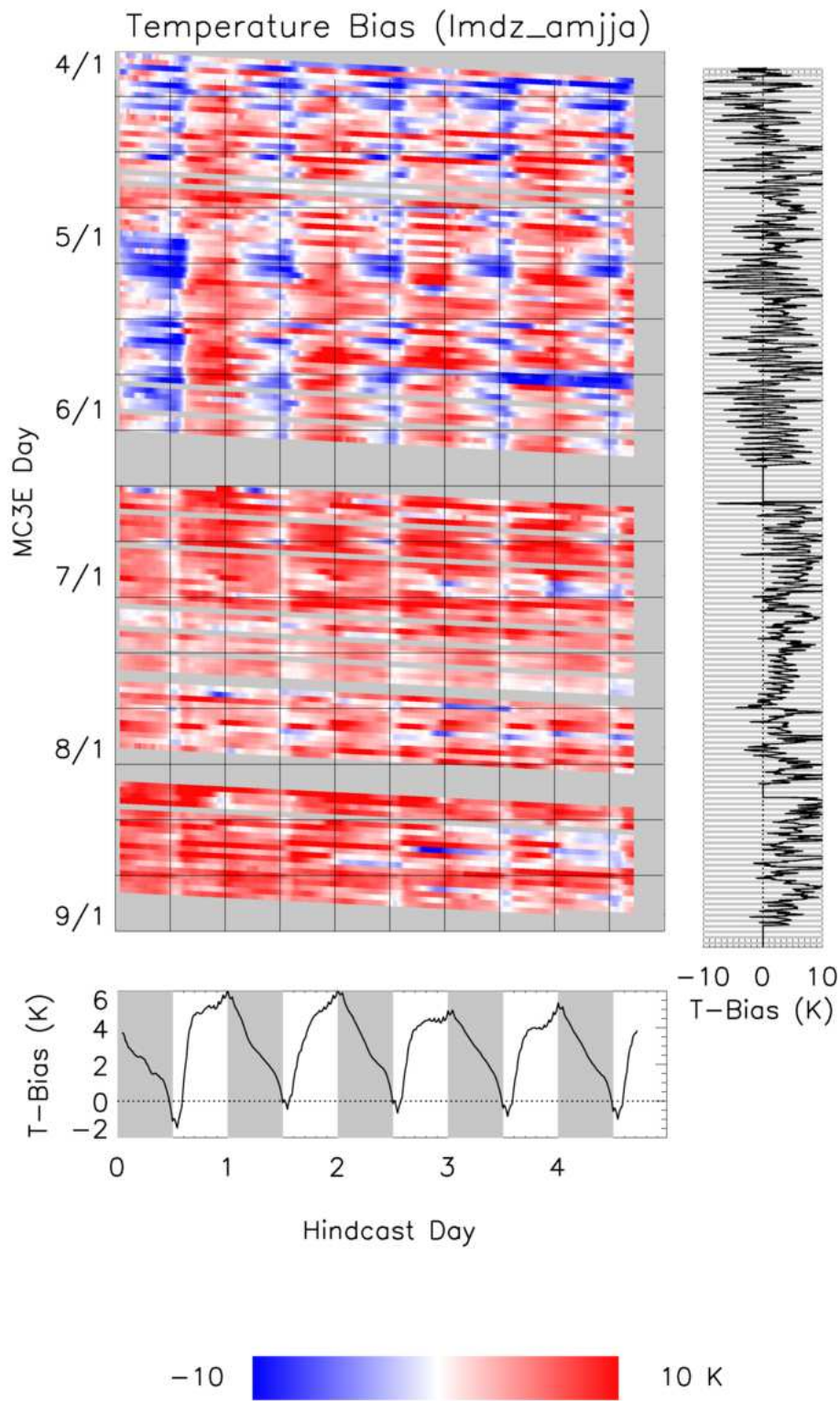


FIG. 10 – Evolution du biais en température au voisinage du sol du 01/04 au 01/09 2011. Les simulations de CAUSES sont des simulations de 5 jours initialisées par des analyses atmosphériques. En haut à gauche, en ordonnées la date d’initialisation, en abscisses les 5 jours de chaque simulation. En bas, le biais dans cycle diurne moyen sur l’ensemble de la période. .

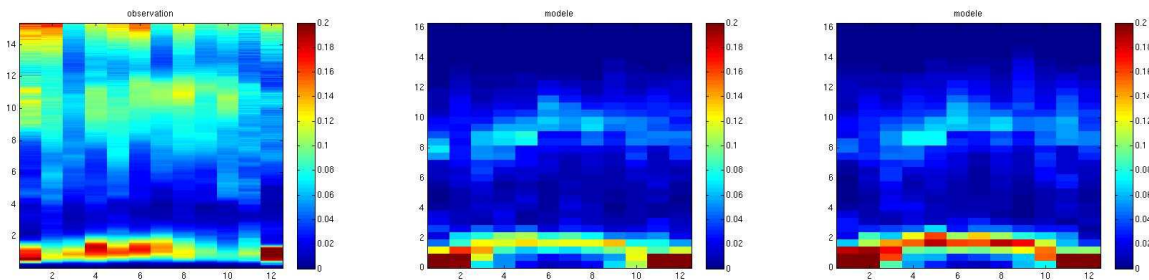


FIG. 11 – Cycle annuel de la distribution verticale de couverture nuageuse observées par le lidar LNA installée au SIRTA et simulée par 2 versions de LMDZOR (avec un simulateur lidar branché) correspondant à des réglages différents des paramétrisations nuageuses.

d’une expérience à l’ordre : résolution verticale, albédo...)

Nous avons ainsi pu tester différents jeux de paramétrisation du modèle atmosphérique. Le cycle annuel de la couverture nuageuse observée par le lidar LNA (figure 11 gauche) ainsi que les cycles annuels des nuages simulés avec 2 réglages des paramétrisation des nuages (figure 11 centre et droite). On peut diagnostiquer une couverture basse excessive en hiver (peut être en lien avec une évaporation trop forte), des nuages estivaux un peu trop haut et un déficit de nuages haut. D’autres propriétés des nuages seront analysées pour mieux contraindre les paramétrisations et mieux appréhender les leur défauts.

4.3 Hydrologie du bassin amazonien

Matthieu Guimberteau, Philippe Ciais, Agnès Ducharne, Fabienne Maignan, Albert Jornet, Zun Yin

Consommation : 25 000 heures CPU sur Ada

L’utilisation des ressources allouées par les machines de l’IDRIS a permis de mener à bien 2 études (2 publications). Toutes deux ont été réalisées dans le cadre du projet EU-FP7 AMAZALERT (Raising the alert about critical feedbacks between climate and long-term land use change in the Amazon).

4.3.1 La variation des taux de mortalité des tiges détermine les structures spatiales en biomasse aérienne dans les forêts amazoniennes

Comprendre les processus qui déterminent la biomasse aérienne dans les forêts amazoniennes est important pour prédire la sensibilité de ces écosystèmes aux changements environnementaux et pour la conception et l’évaluation des modèles de végétation dynamiques (DGVMs) tels qu’ORCHIDEE. La biomasse aérienne est déterminée par les apports de la productivité primaire nette des ligneux (NPP) et la vitesse à laquelle le carbone est perdu à travers la mortalité des arbres. Ici, nous testons si deux indicateurs directs de la mortalité des arbres (le taux absolu de la perte de biomasse ligneuse et le taux de mortalité des tiges) et/ou la NPP des ligneux, contrôle la variation de biomasse aérienne sur 167 parcelles en forêt intacte à travers l’Amazonie. Nous comparons ensuite ces relations et la variation observée en biomasse aérienne et en NPP avec les simulations de quatre DGVMs. Les observations montrent que les taux de mortalité des tiges (Figure 1c), plutôt que les taux absolus en

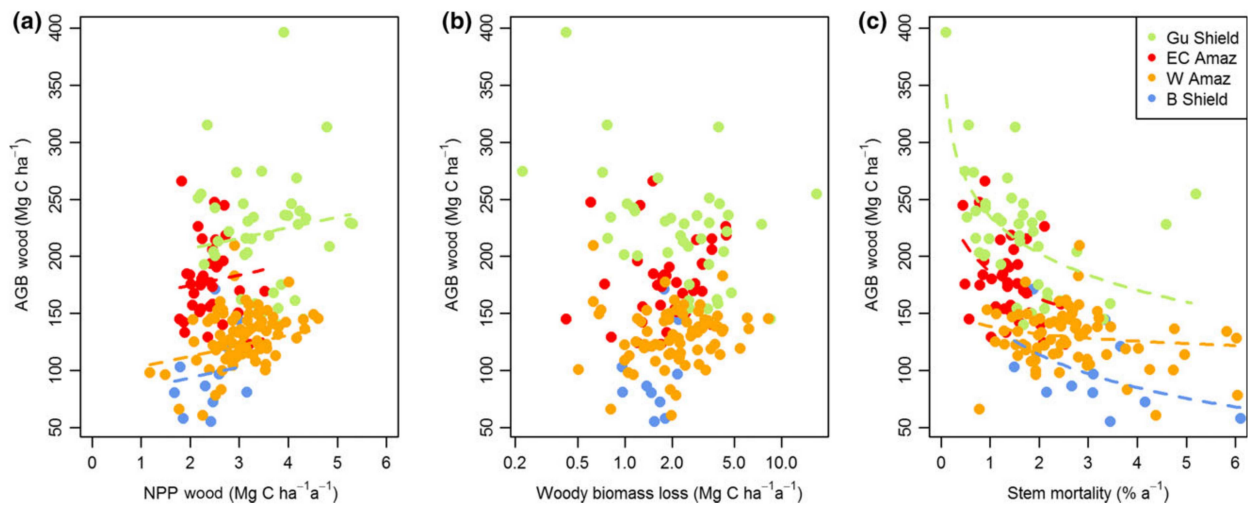


FIG. 12 – Relations entre la biomasse aérienne (« AGB wood » en ordonnées) et (a) la NPP, (b) les taux absolus en perte de biomasse ligneuse et (c) les taux de mortalité des tiges, pour 167 parcelles forestières dans quatre régions de l’Amazonie. Les lignes indiquent des relations significatives.

perte de biomasse ligneuse (Figure 1b), est l’indicateur le plus important de la biomasse aérienne. La relation entre les taux de mortalité des tiges et la biomasse aérienne varie entre les différentes régions de l’Amazonie, indiquant que la variation de la densité du bois et des relations hauteur/diamètre influence également la biomasse aérienne. Contrairement aux conclusions des travaux précédents, nous constatons que la NPP n’est pas corrélée avec les taux de mortalité des tiges et est faiblement corrélée positivement avec la biomasse aérienne (Figure 12a). Dans les quatre DGVMs, la biomasse aérienne moyenne à l’échelle du bassin est similaire à celle des observations. Cependant, les modèles surestiment systématiquement la NPP et représentent mal les structures spatiales de la biomasse aérienne et de la NPP estimées sur le terrain. En contradiction avec les observations, les DGVMs simulent généralement de fortes relations positives entre NPP et biomasse aérienne (Figure 13).

Ces résultats ont été publiés dans Johnson et al., 2016.

4.3.2 Les impacts de la déforestation future et du changement climatique sur l’hydrologie du bassin amazonien : une analyse multi-modèles avec de nouveaux scénarios de changement de couverture des terres

Nous étudions ici l’impact de deux changements globaux majeurs qui sont susceptibles de modifier dans le futur l’hydrologie de surface du bassin amazonien : le changement climatique et la déforestation. Pour ce faire, nous utilisons une approche multi-modèles (3 modèles de surface forcés par 3 scénarios de changement climatique) et 3 nouveaux scénarios de déforestation future en Amazonie d’intensités différentes (Fig. 14). L’effet de la déforestation est important dans le sud du bassin pendant la fin de la saison sèche durant laquelle l’évapotranspiration chute de 10 % (Fig. 15) amplifiant l’effet du changement climatique seul. En conséquence, sans rétroaction des surfaces continentales vers l’atmosphère, la déforestation conduirait à une augmentation des étiages des fleuves du sud-est du bassin amazonien de l’ordre de 30 %.

Ces résultats ont été publiés dans Guimberteau et al., 2016.

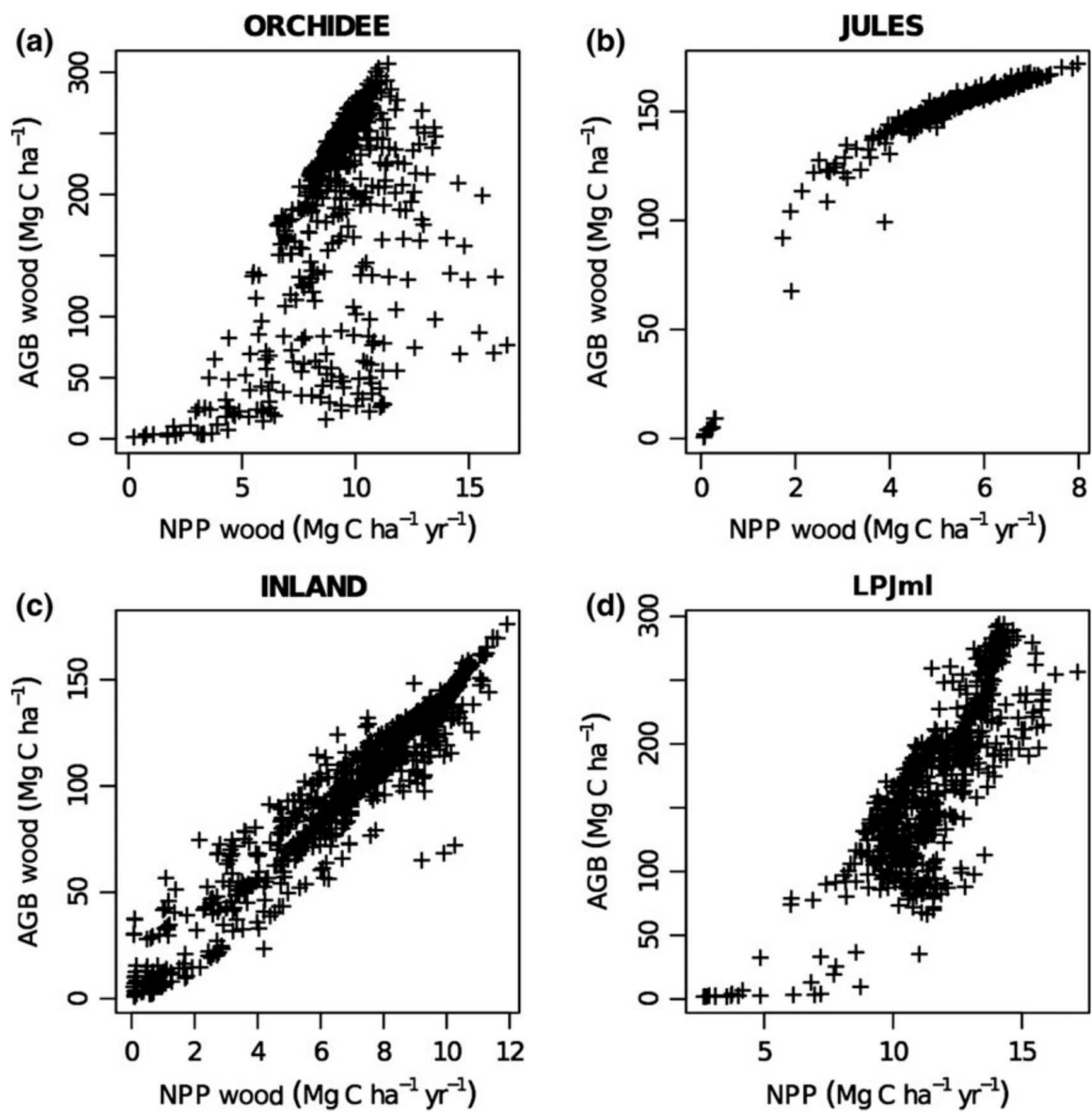


FIG. 13 – Biomasse aérienne simulée (2000-2008) fonction de la NPP (2000-2008) pour 4 DGVMs.

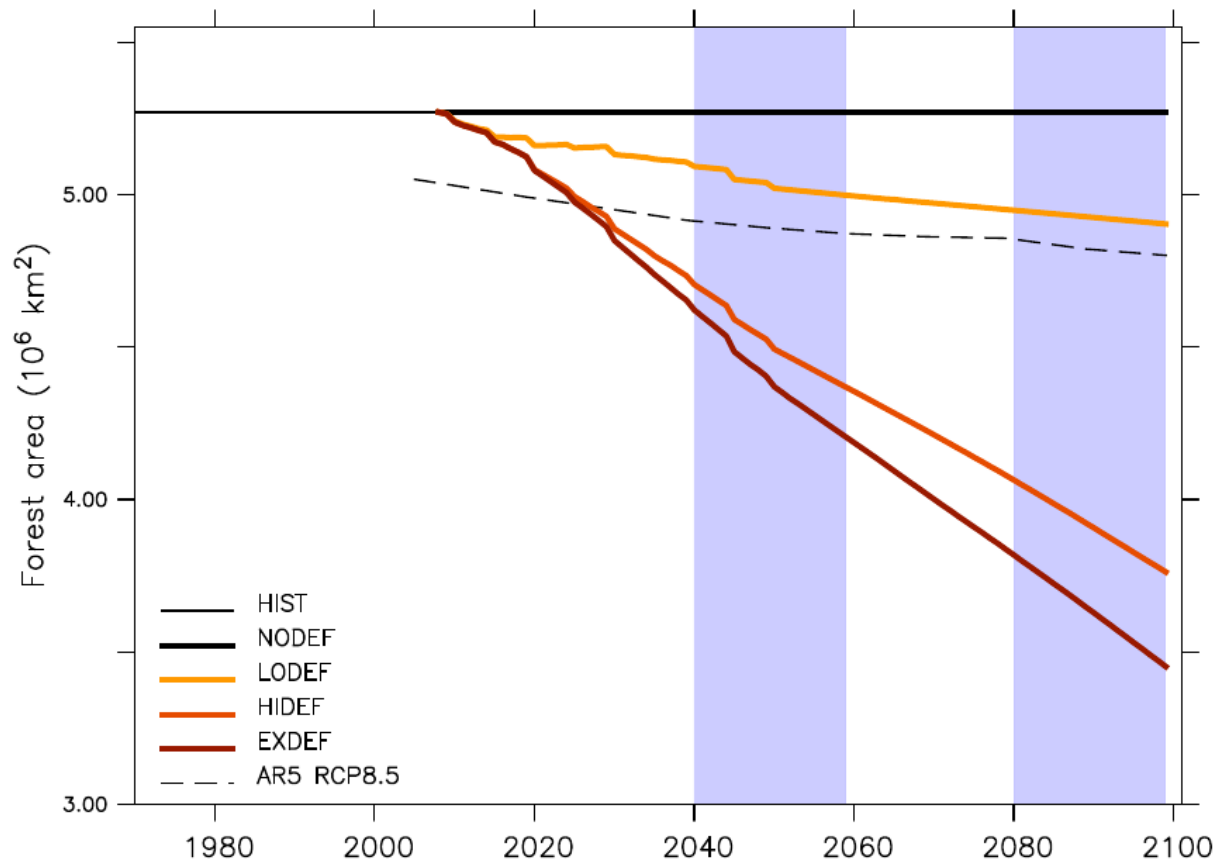


FIG. 14 – Variation interannuelle de la couverture forestière dans le bassin amazonien selon les scénarios NODEF (pas de déforestation, taux de couverture similaire à celui de 2009), et LODEF à EXDEF (3 intensités différentes en déforestation). Pour information, la variation du couvert dans le scénario RCP8.5 de l'IPCC est aussi représentée. Les bandes bleues indiquent les périodes étudiées.

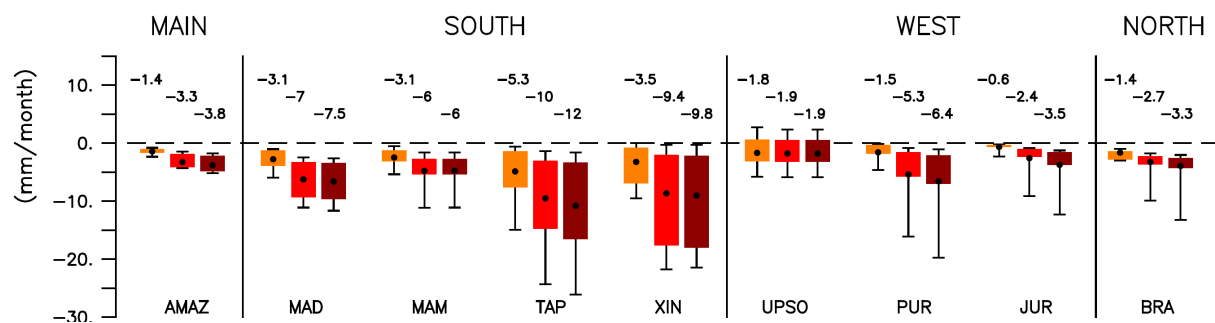


FIG. 15 – Valeurs moyennes sur Août-Septembre-Octobre du changement de l'évapotranspiration à cause de la déforestation future pour la fin de siècle, sur le bassin amazonien et huit de ses sous-bassins principaux. Chaque boîte représente le rang inter-quartile indiquant la dispersion de 3 GCMs x 3 LSMs pour un scénario de déforestation donné (plus la couleur est foncée, plus le niveau de déforestation est important). Le point noir représente la moyenne.

5 Isotopes de l'eau

Les isotopes stables de l'eau (HDO , $H_2^{18}O$, $H_2^{17}O$) peuvent être utilisés pour mieux comprendre les processus hydrologiques et atmosphériques et mieux évaluer leur représentation dans les modèles de climat. Ils sont implémentés dans le modèle LMDZ depuis 2008.

5.1 Cycle du Tritium et effet des essais nucléaires

Alexandre Cauquoin (post-doc), Camille Risi

Consommation : 57 00 heures CPU sur Ada

Le tritium, sous sa forme HTO, est un traceur approprié des intrusions de masses d'air stratosphériques dans la basse troposphère car il est produit naturellement par l'interaction des radiations cosmiques avec la haute atmosphère. En plus de cela, de grandes quantités de tritium provenant des séries de tests nucléaires durant les années 1950-60 ont également été injectées dans l'atmosphère (environ 520 kg, [United Nation Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiations, 2000], dont plus de 90% dans la stratosphère). Une fois produit, le tritium rentre dans le cycle hydrologique sous la forme HTO. Son temps de demi-vie est de $12,32 \pm 0,02$ ans ([Lucas and Unterweger, 2000]). Les variations de la concentration en tritium dans l'eau par plusieurs ordres de magnitude entre les différents réservoirs (océan, stratosphère, troposphère) en font un traceur extrêmement intéressant et complémentaire des isotopes stables de l'eau. Par exemple, le contenu en tritium dans la vapeur d'eau stratosphérique est 105 fois plus important qu'au niveau de la surface, ceci en prenant seulement en compte le tritium naturel.

En collaboration avec le LSCE (Amaelle Landais, Philippe Jean-Baptiste et Élise Fourré), nous avons déjà implémenté le tritium naturel (i.e. cosmogénique) afin d'évaluer le modèle et de pouvoir étudier les effets climatiques et les liens avec les entrées d'air stratosphériques sans l'effet masquant des grosses quantités de tritium anthropogénique. L'implémentation du tritium utilise la même architecture de modèle que pour les autres isotopes de l'eau. Les résultats étaient déjà résumés dans le rapport de 2014 et l'article correspondant a maintenant été publié (Cauquoin et al., 2015a).

Après avoir validé le modèle avec le tritium naturel, nous avons ajouté la composante anthropogénique (tritium produit par les bombes nucléaires) et procédé à différents tests de sensibilité. L'introduction de ce signal dans LMDZ-iso nous permet de nous intéresser de plus près à la dynamique globale du cycle hydrologique et plus particulièrement aux échanges entre la troposphère et la stratosphère. En effet, le tritium injecté par les bombes a produit un « pic de tritium » (ou « pic des bombes ») dans les précipitations (mesuré par l'IAEA). Depuis 1963-1965 et avec l'arrêt des essais nucléaires atmosphériques, le contenu en tritium des précipitations a décliné pour presque revenir à un niveau « pré-bombes » (= niveau naturel). Ce caractère transitoire est dû à la décroissance radioactive du tritium ainsi qu'à la dynamique du cycle hydrologique (dilution du tritium par les océans). Ceci représente donc une très bonne opportunité d'étudier la dynamique du cycle hydrologique dans LMDZ. Nous avons ajouté au modèle une fonction d'entrée de la production de tritium par essai nucléaire atmosphérique avec leur date, leur localisation (latitude, longitude et altitude). Nous avons également reconstruit la concentration de tritium à la surface des océans sur la période 1940-2008 en compilant plus de 2500 points de données et en nous basant sur la méthode de [Broecker et al., 1985], ceci afin d'ajouter les conditions aux limites en tritium appropriées pour nos simulations. LMDZ-iso reproduit de manière satisfaisante le profil général de l'évolution temporelle en tritium dans les précipitations (figure 16). Néanmoins, LMDZ-iso simule un pic des bombes trop haut suivi par une trop forte décroissance du tritium dans les précipitations. L'advection verticale

trop diffusive dans les AGCMs affecte de manière importante le temps de résidence du tritium dans la stratosphère. Cela démontre que l'implémentation du tritium dans un AGCM apporte un nouveau et précieux test des modèles de transport atmosphérique, en complément de la modélisation des isotopes stables de l'eau. Un article a été accepté pour publication (Cauquoin et al 2015b).

5.2 Processus nuageux, applications paléo-climatiques et régionales

Camille Risi

Consommation : 92 000 heures CPU sur Ada

5.2.1 Facteurs contrôlant la qualité de la simulation de la MJO

Dans le cadre du projet ANR CONV-ISO, nous essayons d'utiliser les mesures d'isotopes dans la vapeur d'eau pour apporter des diagnostics sur la capacité des modèles à simuler la MJO (Madden-Julian Oscillation, premier mode de variabilité intra-saisonnière de l'atmosphère tropicale). L'article du post-doc Obbe Tuinenburg étudiant l'évolution de la composition isotopique au cours des événements MJO dans les observations et dans LMDZ a été publié (Tuinenburg et al 2015).

Nous cherchons maintenant quels facteurs déterminent la qualité de la simulation de la MJO. Notre hypothèse de départ est que la représentation des processus humidifiants ou asséchants par la convection est cruciale. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons réalisé une série de paires de simulations avec LMDZ. Pour chaque paire, nous avons modifié des paramètres impliqués dans la représentation des processus convectifs et nuageux. Au sein de chaque paire, une simulation est guidée par les vents des réanalyses, tandis que l'autre simulation est laissée libre. Les simulations libres sont utilisées pour évaluer la qualité de la simulations de la MJO. Les simulations guidées sont utilisées pour étudier la représentation des processus humidifiants ou asséchants par la convection.

Ces simulations ont été analysées en détail dans le cadre du stage de M1 d'Ella Tribes. Nous nous sommes concentrés principalement sur la comparaison de 2 versions de LMDZ, la « standard » et la « Mix », dans laquelle la représentation de l'entraînement convectif est modifiée. La simulation de la MJO est quasiment inexistante dans la « standard » (figure 17a), tandis qu'elle est raisonnable dans la « Mix » (figure 17b). L'évolution de l'humidité et de la composition isotopique de la vapeur d'eau montre que les processus sont les mêmes, mais plus amplifiés dans la « Mix » (figure 17c). La différence principale est que avant la phase active, dans la « Mix », la convection est inhibée et laisse plus la basse et moyenne troposphère s'humidifier (figure 17d). Cela permet à la convection et à la condensation grande échelle d'être plus intense lorsqu'arrive la phase active. Nous devons encore travailler pour mieux comprendre les rétroactions convection-dynamique et pour regarder si le même mécanisme est en jeu dans les autres tests de sensibilité.

5.2.2 Contrainte de l'efficacité de précipitation par des mesures isotopiques dans la haute troposphère

Tous les modèles de circulation générale isotopiques sous-estiment systématiquement le gradient latitudinal de composition isotopique (quantifiée par le δD) de la vapeur d'eau dans la haute troposphère ([Risi et al., 2012]). Est-ce que ce biais systématique indique qu'un processus dans la haute troposphère est manquant dans tous les modèles?

La version standard de LMDZ illustre bien ce biais. Dans les observations MIPAS, le δD de la vapeur à 200 hPa est maximum dans les régions les plus convectives, en particulier sur les continents de la bande équatoriale (figure 18a). Cela reflète probablement l'effet enrichissant du

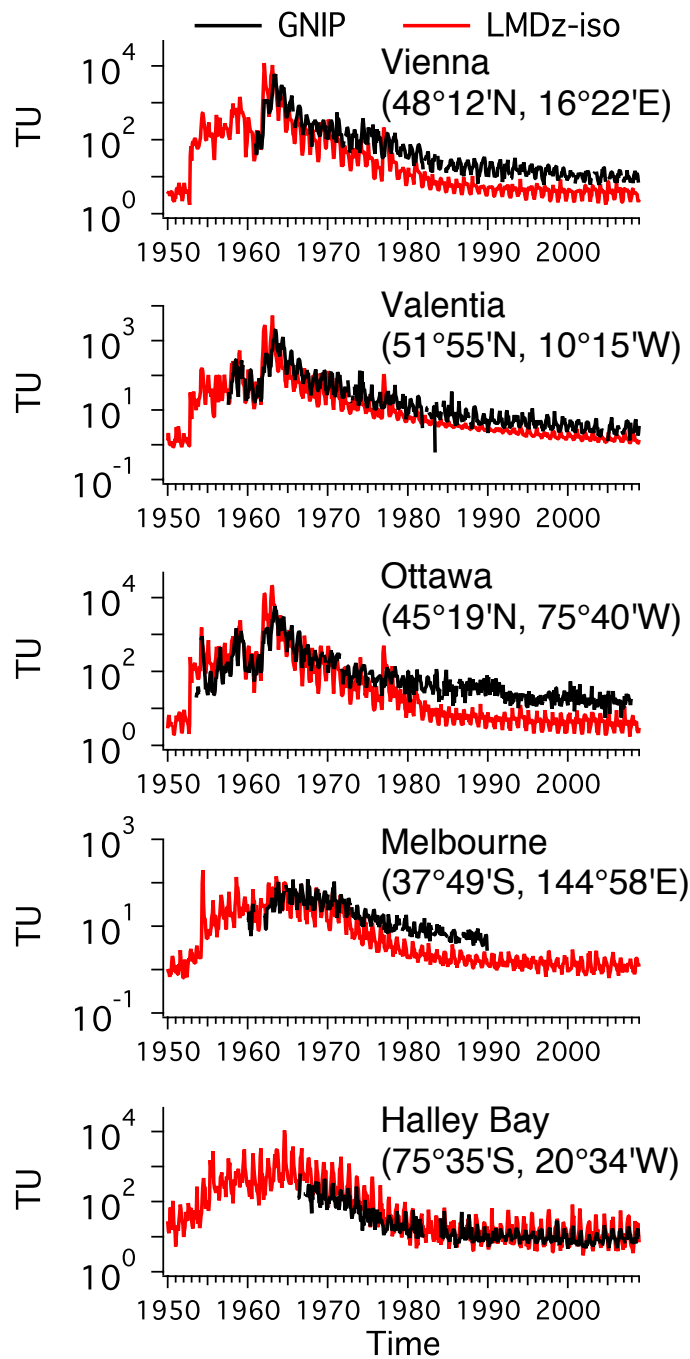


FIG. 16 – Valeurs mensuelles du tritium dans les précipitations (exprimées en TU pour Tritium Units et correspondant à un rapport T/H d'une valeur de 10-18) à Vienne, Valentia, Ottawa, Melbourne et Halley Bay entre 1950 et 2008. Les courbes noires et rouges représentent les données de l'IAEA et nos résultats avec LMDZ-iso respectivement.

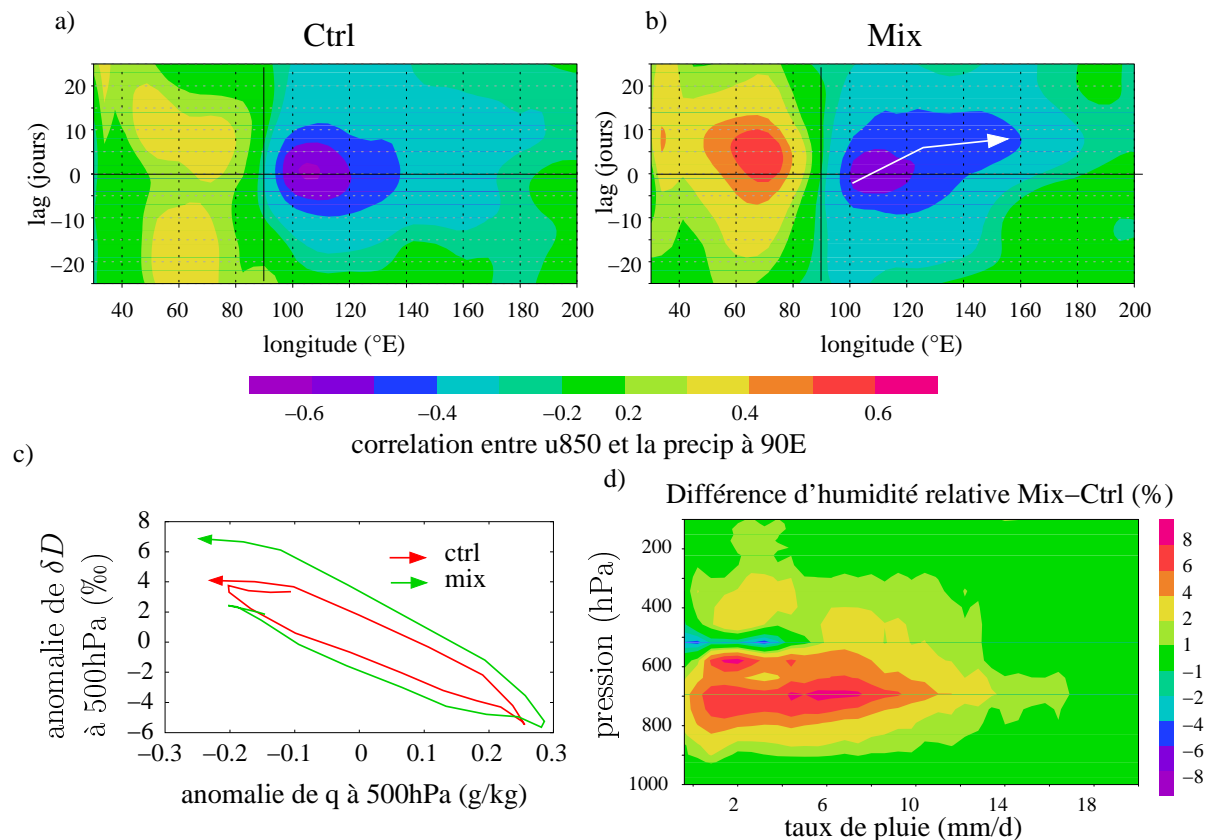


FIG. 17 – a-b : Evaluation de la qualité de la simulation de la MJO dans les simulations libres « standard » (a) et « Mix » (b). On trace la corrélation entre le vent zonal à 850hPa (u850) à différentes longitudes et la précipitation à 90°E (dans l’Océan Indien), en fonction de la longitude et du décalage temporel entre les séries de u850 et de précipitation. Toutes les séries temporelles sont moyennées entre 10°S et 10°N. Quand la MJO est bien simulée, on voit une forte corrélation négative entre u850 et la précipitation un peu à l’Est de 90°E, et cette corrélation négative se propage vers l’Est avec le temps.

c : Evolution conjointe de l’humidité spécifique et de la composition isotopique de la vapeur d’eau (quantifiée par le δD en ‰) à 500hPa simulée au cours des événements MJO dans les simulations-guidées « standard » et « Mix ».

d : Différence d’humidité relative entre la « Mix » et la « Ctrl », montrant le développement d’anomalies humides dans la basse et moyenne troposphère quand la pluie est peu intense.

détraiement de condensat par la convection profonde. Les régions subtropicales sont relativement plus appauvries. LMDZ ne simule pas bien cette répartition (figure 18b). Le maximum de δD sur la bande équatoriale est beaucoup trop faible. Aucun autre modèle isotopique de l'archive SWING2 n'arrive à reproduire le maximum de δD observé.

Une hypothèse pour expliquer ce biais est que l'efficacité de la précipitation convective, ϵ_p , constante dans les GCMs, devrait en réalité dépendre de la vitesse d'ascendance des panaches convectifs. Lorsque des courants ascendants sont plus vigoureux, la vitesse de chute des cristaux de glace devrait être plus petite, donc une plus grande proportion de condensat devrait détraîner plutôt que précipiter.

Pour tester cette hypothèse, nous avons implémenté cet effet dans LMDZ. Dans LMDZ, ϵ_p varie linéairement avec l'altitude de 0 à base de nuage à ϵ_p^{max} au sommet du nuage, où ϵ_p^{max} est une constante globale. Pour simuler l'effet de la vitesse des panaches sur ϵ_p , nous remplaçons ϵ_p^{max} par $\epsilon_p^{max,eff}$:

$$\epsilon_p^{max,eff} = \epsilon_p^{max} - coef \cdot \sqrt{CAPE}$$

où CAPE est l'énergie potentielle disponible pour la convection. Quand *coef* est nul, on retrouve la version standard de LMDZ. Quand *coef* augmente, l'effet de la vitesse des panaches sur ϵ_p augmente.

La figure 18 (c-e) montre les résultats de simulations avec différentes valeurs de *coef*. L'impact de cette modification est faible sur l'humidité de haute troposphère (figure 18d), mais très fort sur le δD (figure 18c). Avec *coef* fixé à 0,1, la distribution latitudinale de δD devient plus cohérente avec les observations.

Ainsi, les mesures isotopiques dans la vapeur d'eau haute troposphérique suggèrent que la sensibilité de l'efficacité de précipitation à la vitesse des panaches devrait être prise en compte dans les modèles. Cette étude fait l'objet d'un article en préparation.

5.2.3 Applications paléo-climatiques et régionales

Des simulations ont été réalisées dans le cadre de collaborations :

1. Une simulation zoomée sur l'Antarctique a été réalisée pour comparer à données isotopiques collectées in-situ. Un article a été publié sur cette étude (Ritter et al 2016).
2. Des simulations du dernier maximum glaciaire ont été réalisées avec une résolution horizontale améliorée (R144x142) afin d'étudier la dynamique des ondes planétaires au dernier maximum glaciaire et leur empreinte dans les archives isotopiques (collaboration avec Juan Lora et Jonathan Mitchell à UCLA). Un article a été soumis (Lora et al soumis).
3. Une simulation des 30 dernières années, zoomée sur le Tibet, a été réalisée pour étudier comment les archives isotopiques au Tibet enregistrent la variabilité liée à El-Nino (collaboration avec Wenwen Wong et John Chiang).

5.3 LMDZ-iso au Cénozoïque

Pierre Sepulchre, Yannick Donnadieu, Svetlana Botsyun (doctorante)

Consommation : 8 000 heures CPU sur Ada

Dans le cadre de sa thèse, Svetlana Botsyun a étudié le rôle de la surrection du Plateau Tibétain et de l'Himalaya, l'influence du changement de concentration on CO2 atmosphérique, ainsi que

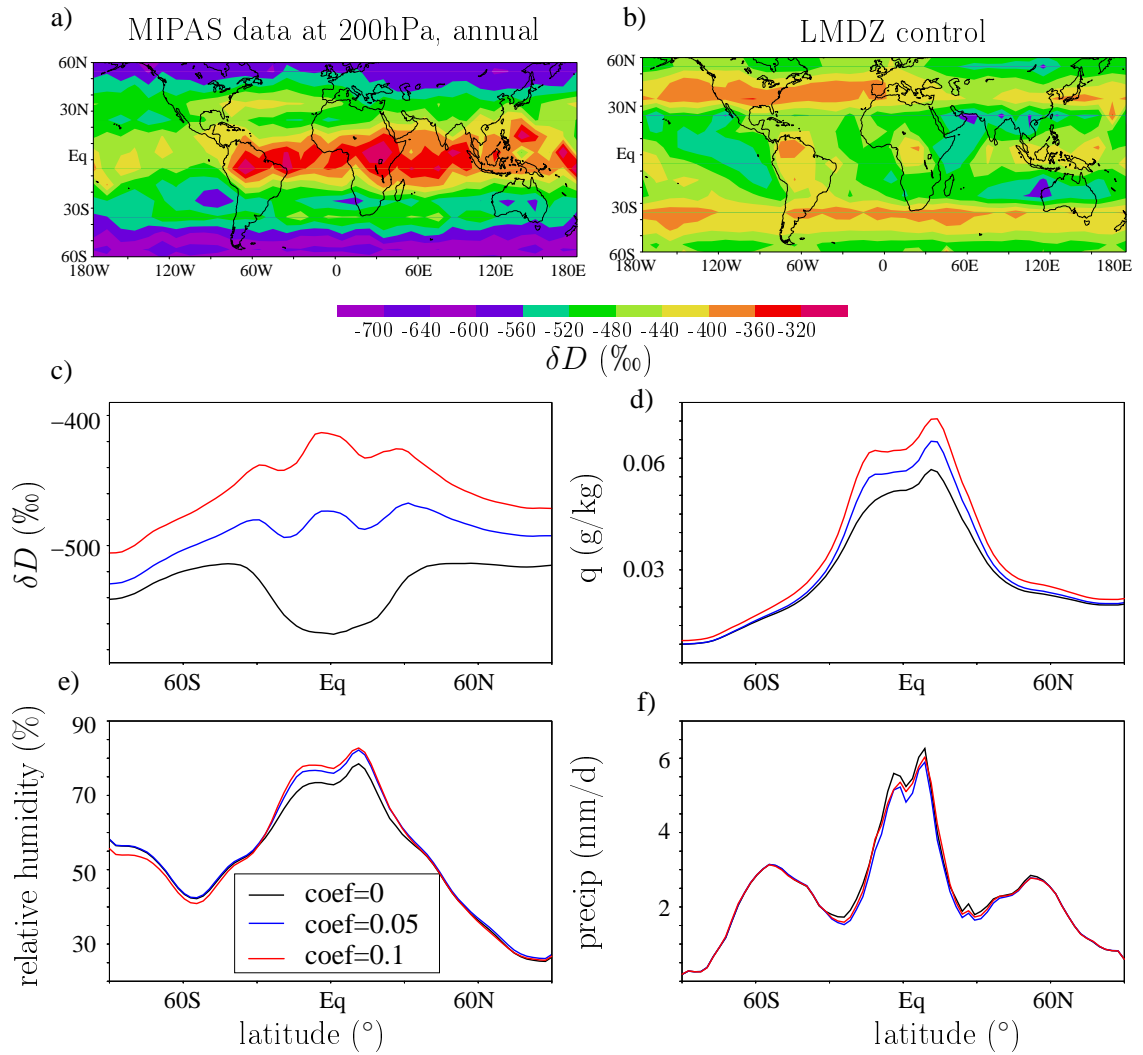


Figure 18: a) Distribution annuelle du δD de la vapeur d'eau observée à 200 hPa par MIPAS. b) Même chose mais mais simulé par la version standard de LMDZ. c) Moyenne annuelle et zonale du δD de la vapeur à 200 hPa simulée par LMDZ pour 3 valeurs de *coef*. Idem pour l'humidité spécifique (d), l'humidité relative (e) et la précipitation au sol (f).

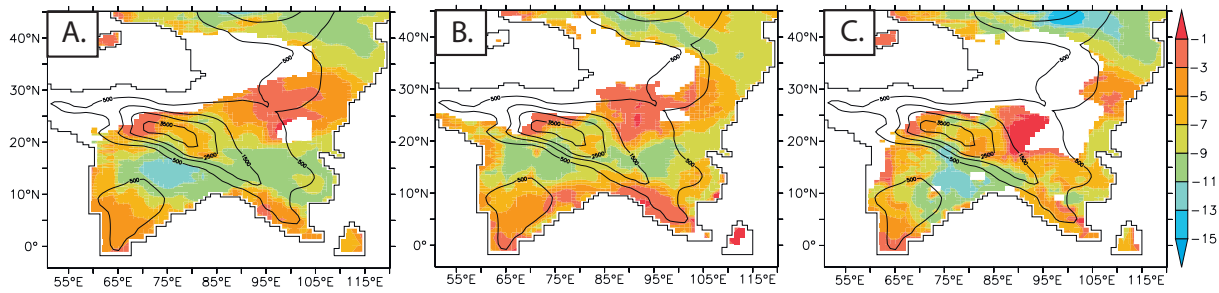


FIG. 19 – Simulation zoomée du $\delta^{18}O$ dans les précipitation par LMDZ-iso pour 42 Ma avec : A) paramètres orbitaux actuelle B) mode « boréal chaud » C) mode « boréal froid ».

l'influence des modifications de paléogéographie au cours du Cénozoïque sur le cycle de l'eau et la composition isotopique des précipitations.

Suite aux études précédentes dont des simulations avec LMDZ-iso ont été réalisées avec quatre paléogéographies reconstruites pour le Cénozoïque (55, 42, 30, 15 millions d'années avant notre ère), scénarios additionnels avec paramètres orbitaux et albedo variés ont été réalisées (3 simulations, figure 19). Pour les simulations plus « réalistes » nous utilisons les températures océaniques d'un modèle couplé (FOAM) et la distribution de la végétation d'un modèle de végétation (LPJ).

L'Eocène (42Ma) est une période durant laquelle l'élévation du Plateau Tibétain reste très discutée car peu contrainte. L'analyse des changements de climat entre l'Eocène et l'actuel a été réalisée afin de comprendre les mécanismes climatiques qui font varier le $\delta^{18}O$ sur la région asiatique. En plus des simulations réalisées l'année précédente - pour tester l'impact de la surrection du Plateau Tibétain, la rôle du retrait de la Paratéthys, les changements de concentration en CO_2 et la température de la surface de l'océan - nous avons testé le rôle de barrière orographique jouée par la chaîne Himalayenne sur la précipitation $\delta^{18}O$ en contexte Eocène (1 simulation, figure 20). Nous avons démontré que la relation $\delta^{18}O$ -altitude connaît de fortes variations latitudinales, liées aux différentes dynamiques atmosphériques de mousson et de westerlies, mais aussi des variations temporelles, liées aux changements orographiques du plateau et à la migration latitudinal du sous-continent indien.

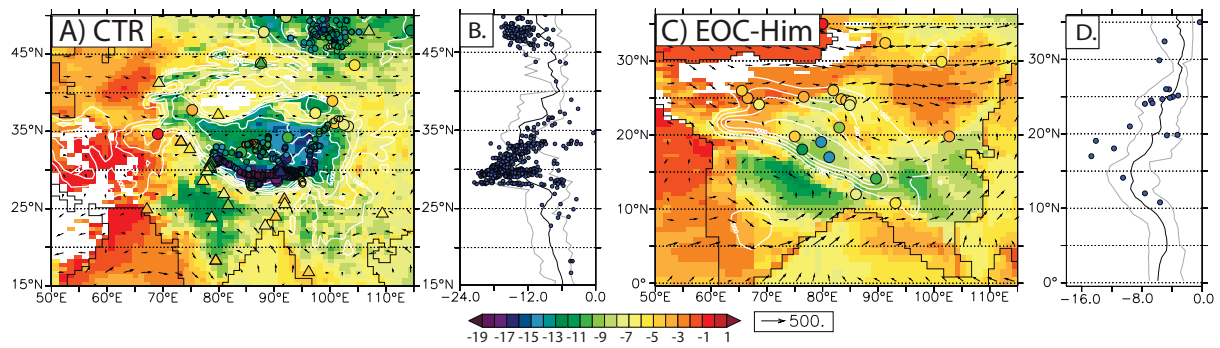


FIG. 20 – Cartes et S-N profils de MJJAS $\delta^{18}O$ dans les précipitation simulé par LMDz-iso précipitations pour : A), B) Actuel et C), D) Eocène. Pour le cas A) triangles montrent $\delta^{18}O$ dans les précipitations des stations GNIP, des cercles représentent $\delta^{18}O$ dans les l'eau de surface, des lacs et des sources compilées à partir de plusieurs publications. Pour la simulation Eocène points correspondent à $\delta^{18}O$ dans les paleo précipitations recalculé en utilisant la température du sol modélisées. Les profils $\delta^{18}O$ sont en moyenne entre $70^{\circ}E$ et $90^{\circ}E$ avec les lignes gris montrent les valeurs minimales et maximales pour la gamme sélectionnée de longitudes.

Publications récentes liées au projet

Nous ne listons ici que les articles les plus récents, qui n'étaient pas encore dans le rapport précédent ou dont le statut a changé depuis.

1. Berg, Lintner, Findell, Seneviratne, van den Hurk, Ducharne, Cheruy, Hagemann, Lawrence, Malyshev, Meier, Gentine (2015). Interannual coupling between summertime surface temperature and precipitation : processes and implications for climate change. *J. Clim.*, 28, 1308–1328, <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00324.1>
2. Berg, Findell, Lintner, Giannini, Seneviratne, van den Hurk, Lorenz, Pitman, Hagemann, Meier, Cheruy, Ducharne, Malyshev, Milly (2016). Land-atmosphere feedbacks amplify aridity increase over land under global warming. *Nature Climate Change*, doi :10.1038/nclimate3029
3. Berner, J. , U. Achatz, I. Batte, A. de la Cámara, D. Crommelin, H. Christensen, M. Colangeli, S. Dolaptchiev, C. L.E. Franzke, P. Friederichs, Pp. Imkeller, H. Järvinen, S. Juricke, V. Kitsios, F. Lott, V. Lucarini, S. Mahajan, T. N. Palmer, C. Penland, J.S. Von Storch, M. Sakradžija, M. Weniger, A. Weisheimer, P. D. Williams, J.-I. Yano, 2015 : Stochastic Parameterization : Towards a new view of Weather and Climate Models, **Sous presse** au *Bull. Amer. Soc.*
4. Boisier JP, Ciais P, Ducharne A, Guimberteau M (2015). Projected strengthening of Amazonian dry season by constrained climate model simulations. *Nature Climate Change*, 5, 656-660, doi :10.1038/nclimate2658
5. Bony S., B. Stevens, D. Coppin, T. Becker, K. Reed, A. Voigt and B. Medeiros, 2016 : Thermodynamic control of anvil-cloud amount. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 113 (32), 8927-8932, 10.1073/pnas.1601472113.
6. Botsyun, S, Sepulchre, P, C. Risi, and Y. Donnadieu. Impacts of Tibetan Plateau uplift on atmospheric dynamics and associated precipitation $\delta^{18}O$. *Clim. Past*, 12, 1401-1420, 2016. doi :10.5194/cp-12-1401-2016
7. Botsyun S., Sepulchre P., Donnadieu Y., Risi C., Licht A, and Caves J. K. Eocene stable oxygen isotopes over Himalayas and Tibetan Plateau : elevation variations record or climate change imprint ? En **préparation** pour *Geology*
8. Botsyun S., Sepulchre P., Risi C., Donnadieu Y. Controls of the Eocene stable oxygen isotopes over Himalayas and Tibetan Plateau. En **préparation** pour *EPSL*
9. Cauquoin, A., Jean-Baptiste, P., Risi, C., Fourné, E., Stenni, B., and Landais (2015a), A. The global distribution of natural tritium in precipitation simulated with an Atmospheric General Circulation Model and comparison with observations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 427, 160-170. doi :10.1016/j.epsl. 2015.06.043, 2015.
10. Cauquoin, A., Jean-Baptiste, P., Risi, C., Fourné, E., Stenni, B., and Landais, A. (2015b). Modeling the global bomb-tritium transient signal with an Atmospheric General Circulation Model : a promising method to evaluate the dynamics of the hydrological cycle in the models and its link with stratospheric air intrusions. *J. Geophys. Res.*, **Accepté**, doi :10.1002/2016JD025484.
11. Coppin, D. and S. Bony (2015) : Physical mechanisms controlling the initiation of convective self-aggregation in a General Circulation Model. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 7, doi :10.1002/2015MS000571.
12. de la Camara, A., and F. Lott, and M. Abalos (2016a). Climatology of the middle atmosphere in LMDz : Impact of source-related parameterizations of gravity wave drag, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **Sous presse**
13. de la Camara, A., F. Lott, V. Jewtoukoff, R. Plougonven and A. Hertzog (2016b). On the gravity wave forcing during the southern stratospheric final warming in LMDz, *J. Atmos. Sci.*, **Sous presse**.

14. Duvel, J.P., S. J. Camargo and A. H. Sobel : Role of the Convective Scheme in Modeling Initiation and Intensification of Tropical Depressions over the North Atlantic. **En révision.**
15. Guimberteau M., Ciais P., Ducharne A. : Influence of rainfall rate on the surface hydrology and vegetation of Mato Grosso, Amazonia, **soumis à *Geophys. Res. Lett.***
16. Guimberteau, Ciais, Ducharne, Boisier, Aguiar, Biemans, De Deurwaerder, Galbraith, Kruijt, Langerwisch, Poveda, Ramming, Rodriguez, Tejada, Thonicke, Von Randow, Zhang, Verbeeck. Impacts of future deforestation and climate change on the hydrology of the Amazon basin : a multi-model analysis with a new set of land-cover change scenarios. **Soumis à HESS.**
17. Johnson M.O., Galbraith D., Gloor E., De Deurwaerder H., Guimberteau M., Rammig A., Thonicke K., Verbeeck H., von Randow C., Brienen R.J.W., Feldpausch T.R., Lopez Gonzalez G., Monteagudo A., Phillips O.L., Quesada C.A., Christoffersen B., Ciais P., Gilvan S., Kruijt B., Meir P., Moorcroft P., Zhang K., Alvarez E.A., Alves de Oliveira A., Amaral I., Andrade A., Aragao L.E.O.C., Araujo-Murakami A., Arets E.J.M.M., Arroyo L., Aymard G.A., Baraloto C., Barroso J., Bonal D., Boot R., Camargo J., Chave J., Cogollo A., Cornejo Valverde F., da Costa L., di Fiore A., Higuchi N., Honorio E., Killeen T.J., Laurance S.G., Laurance W.F., Licona J., Lovejoy T., Malhi Y., Marimon B., Marimon Junior B., Mendoza C., Neill D.A., Pardo G., Peña-Claros M., Pitman N.C.A., Poorter L., Prieto A., Ramirez-Angulo H., Roopsind A., Rudas A., Salomao R.P., Silveira M., Stropp J., ter Steege H., Terborgh J., Thomas R., Toledo M., Torres-Lezama A., van der Heijden G.M.F., Vasquez R., Vieira I., Vilanova E., Vos V.A., Baker T.R. (2016) : Variation in stem mortality rates determines patterns of aboveground biomass in Amazonian forests : implications for dynamic global vegetation models, *Glob. Change Biol.*, doi : 10.1111/gcb.13315
18. J.-L. Lacour, L. Clarisse, J. Worden, M. Schneider, S. Barthlott, C. Risi, C. Clerbaux, D. Hurtmans, and P.-F. Coheur (2015). Cross-validation of IASI/MetOp derived tropospheric deltaD with TES and ground-based FTIR observations. *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 1447-1466, doi :10.5194/amt-8-1447-2015.
19. Lazar A., M. Wade, A.C. Peter, C. Deltel. Thermal impacts of coast ally trapped planetary waves along african coasts at intra-seasonal scale. **En préparation.**
20. Lora, J M , Mitchell, J L, Risi, C, Tripathi, A E. North Pacific atmospheric rivers and their influence on western North America at the Last Glacial Maximum, **soumis à GRL**
21. Lorenz R, Argueso D, Donat MG, Pitman AJ, van den Hurk B, Berg A, Lawrence DM, Cheruy F, Ducharne A, Hagemann S, Meier A, Milly PCD, Senevitane S. (2016). Influence of land-atmosphere feedbacks on temperature extremes in GLACE-CMIP5. *JGR-Atmospheres*, 121, 607-623, 10.1002/2015JD024053
22. M. Martín-Rey, I. Polo, B. Rodríguez-Fonseca, A. Lazar. On the influence of the Subtropical Highs in the development of Atlantic Niños. **En préparation.**
23. S. Mailler and F. Lott (2015) : Impact of Subgrid-scale Orography on Equatorial Angular Momentum Budget and the Cold Surges in a General Circulation Model, *Monthly Weather Review*, 143, pp. 4443-4458, doi : http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-14-00233.1
24. Martín-Rey M, I Polo, B Rodríguez-Fonseca, A Lazar and T Losada (2015b) On the different configurations of the Atlantic Niño phenomenon under negative AMO phases, *J Clim* (**soumis**)
25. Martín-Rey M, I Polo, B Rodríguez-Fonseca and A Lazar (2015c) Air-sea interactions and oceanic processes in the development of different Atlantic Niño patterns (**en préparation**)

26. W. May, M. Rummukainen, F. Chérury, S. Hagemann and A. Meier Contributions of soil moisture interactions to future precipitation changes in the GLACE-CMIP5 experiment" **Accepté** par Climate Dynamics
27. Rемаud, M. and J.P. Duvel : Sensitivity of the MJO to closure and entrainement of the convective scheme in LMDZ, **en préparation**.
28. Retanauer C, A. Landais, T. Blunier, C. Bréant, M. Kageyama, M.-N. Woillez, C. Risi, V. Mariotti, and P. Braconnot (**2015**), Quantifying molecular oxygen isotope variations during a Heinrich Stadial. *Clim Past*. 11, 1527-1551
29. Risi, C, S. Bony, J. Ogée, T. Bariac, Naama Raz-Yaseef and Lisa Wingate, Welker, J, Knohl, A, Kurz-Besson, C, Leclerc, M, Zhang, G, Buchmann, N, Santrucek, J, Hronkova, M, David, T, Peylin, P, Guglielmo, F. The water isotopic version of the land-surface model ORCHIDEE: implementation, evaluation, sensitivity to hydrological parameters. **Accepté** by Hydrology: Current Research.
30. Ritter et al (**2016**), Isotopic exchange on the diurnal scale between near-surface snow and lower atmospheric water vapor at Kohonen station, East Antarctica, *The Cryosphere*, 10, 1647-1663, doi :10.5194/tc-10-1647-2016
31. Shen, S S.P. , T. Yao, C. Risi, N. Tafolla, Y He (**2015**). Reconstruction of precipitation delta18O over the Tibetan Plateau since 1910. *J. Geophys. Res.*, 120, 10, 4878-4888.
32. Scheepmaker, R., aan de Brugh, J., Hu, H., Borsdorff, T., Frankenberg, C., Risi, C., Hasekamp, O., Aben, O., Landgraf, J. (**2016**). HDO and H2O total column retrievals from TROPOMI shortwave infrared measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, , 9, 3921-3937, , doi :10.5194/amt-9-3921-2016
33. Tuinenburg, O, C. Risi, J.-L. Lacour, M. Schneider, A. Wiegeler, J. Worden, N. Kurita, J.P. Duvel, N. Deutscher, S. Bony, P.F. Coheur, C. Clerbaux (**2015**). Moist processes during MJO events as diagnosed from water isotopic measurements from the IASI satellite. *J. Geophys. Res.* 120(20):10,619-10,636. DOI: 10.1002/2015JD023461
34. Van den Hurk, Kim, Krinner, Seneviratne, Derksen, Oki, Douville, Colin, Ducharne, Cheruy, Puma, Wada, Li, Jia, Alessandri, Lawrence, Weedon, Ellis, Hagemann, Mao, Flanner, Zampieri, Law (**2016**). The Land Surface, Snow and Soil moisture Model Intercomparison Program (LS3MIP): aims, set-up and expected outcome. *GMD*, 9, 2809-2832.
35. Vogel, M.M.1, R. Orth1, F. Cheruy2, S. Hagemann3, R. Lorenz1,4, B.J.J.M. van den Hurk5 and S.I Seneviratne: Regional amplification of extreme temperatures strongly controlled by soil moisture-temperature feedbacks, **Soumis à Geophysical Research Letter**.
36. Voigt, A., S. Bony, J.-L. Dufresne, and B. Stevens : Robust partitioning of inter-hemispheric atmospheric energy transport in comprehensive climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **En révision**
37. F. Wang, F. Cheruy, J.L. Dufresne, (**2015**). The improvement of soil thermodynamics and its effects on land surface meteorology in the IPSL climate model. *Geoscientific Model Development Discussions*, 8(10), 2015, pp.8411-8450

Autres références

Références

- [Bony et al., 2015] Bony, S., Stevens, B., Frierson, D. M., Jakob, C., Kageyama, M., Pincus, R., Shepherd, T. G., Sherwood, S. C., Siebesma, A. P., Sobel, A. H., et al. (2015). Clouds, circulation and climate sensitivity. *Nature Geoscience*, 8(4) :261–268.
- [Broecker et al., 1985] Broecker, W. S., Peng, T.-H., Ostlund, G., and Stuiver, M. (1985). The distribution of bomb radiocarbon in the ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 90(C4) :6953–6970.
- [Lucas and Unterweger, 2000] Lucas, L. L. and Unterweger, M. P. (2000). Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *Journal of research-National institute of standards and technology*, 105(4) :541–550.
- [Risi et al., 2012] Risi, C., Noone, D., Worden, J., Frankenberg, C., Stiller, G., Kiefer, M., Funke, B., Walker, K., Bernath, P., Schneider, M., Wunch, D., Sherlock, V., Deutscher, N., Griffith, D., Wernberg, P., Bony, S., Jeonghoon Lee, D. B., Uemura, R., and Sturm, C. (2012). Process-evaluation of tropical and subtropical tropospheric humidity simulated by general circulation models using water vapor isotopic observations. Part 1 : model-data intercomparison. *J. Geophys. Res.*, 117 :D05303.
- [United Nation Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiations, 2000] United Nation Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiations, U. (2000). Reports to the general assembly. Technical report, United Nations, New York.