

Rapport d'activité DARI 2022 – projet 0292

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

Rapport d'activité

Camille Risi

Camille.Risi@lmd.ipsl.fr, 01 44 27 52 62

L.M.D. - février 2021

Table des matières

1	Vue d'ensemble du projet et bilan de notre consommation	2
1.1	Vue d'ensemble	2
1.2	Bilan de notre consommation	2
1.2.1	A l'IDRIS	2
1.2.2	Au TGCC	3
1.2.3	Avenir du projet	3
2	Étude des processus atmosphériques ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ	4
2.1	Étude de l'effet de l'organisation spatiale de la convection hors équateur sur la zone de convergence intertropicale	4
2.2	Stratosphère et «ondes gravité lentes»	4
2.3	Vers l'amélioration de la distribution et la variabilité des précipitations tropicales dans LMDZ	6
2.4	Climats polaires	8
3	Interactions océan-atmosphère	12
3.1	Océan de surface et flux de CO_2 (OSCO2)	12
4	Évaluation, amélioration et amélioration du modèle LMDZ-ORCHIDEE	14
4.1	Suivi des versions et performances d'ORCHIDEE	14
4.2	Amélioration de l'hydrologie continentale, impact sur le climat récent et futur	14
4.3	Modélisation du cycle hydrologique au Maroc dans le contexte du changement climatique	18
5	Isotopes de l'eau	18
5.1	Isotopes dans LMDZ	18
5.1.1	Isotopes dans LMDZ6	18
5.1.2	Applications régionales	19
5.2	Isotopes dans des simulations résolvant explicitement la convection	19

5.2.1	Compréhension des processus contrôlant la composition isotopique de la vapeur d'eau	19
5.2.2	Distribution isotopique lors de cyclones tropicaux et de lignes de grain	22
5.2.3	Impact de l'organisation de la convection sur l'humidité troposphérique . . .	24

1 Vue d'ensemble du projet et bilan de notre consommation

1.1 Vue d'ensemble

Ce projet regroupe différentes études liées à la modélisation du climat, au cycle de l'eau et à la variabilité climatique. Le but est de mieux comprendre et de mieux modéliser les processus atmosphériques et d'interactions avec les surfaces continentales et les océans. Il est organisé en 4 grands thèmes (tableau 1). Il utilise et contribue à développer 2 modèles :

1. LMDZ, modèle de circulation général atmosphérique développé au LMD
2. ORCHIDEE, modèle de surface continentale développé à l'IPSL.

En outre, ce projet utilise 2 autres modèles :

1. IPSL-CM, modèle couplé développé à l'IPSL qui couple LMDZ, ORCHIDEE et NEMO, modèle d'océan développé au LOCEAN.
2. SAM, modèle haute résolution résolvant les mouvements dans les systèmes convectifs.

1.2 Bilan de notre consommation

1.2.1 A l'IDRIS

Pour l'allocation A12, au 17 janvier 2022, sur Jean-Zay, nous avons consommé 405 000 heures, soit 35% des heures demandées. Cette sous-consommation s'explique principalement par le retard pris par les travaux sur l'hydrologie continentale, qui concernaient pourtant 82% de la demande. Heureusement, cette sous-consommation a été compensée, quoique partiellement, par une sur-consommation d'autres groupes, en particulier pour l'étude des isotopes de l'eau et la simulation du climat régional sur le Maroc.

thème	heures demandées (k heures CPU)	heures consommées au 17 janvier 2021 (k heures CPU)	% de consommation par rapport à l'allocation demandée
Étude des processus atmosphériques ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ	157	112	72%
Étude des processus hydrologiques continentaux et de leur couplage avec l'atmosphère ; évaluation et amélioration du modèle LMDZ-ORCHIDEE	953	198	7%
Isotopes de l'eau	44	94	21%
Total	1154	405	35%

TABLE 1 – Tableau comparant les heures de calcul initialement allouées et consommées sur Jean-Zay au 17 janvier 2021.

1.2.2 Au TGCC

Sur Irène KNL et Rome, les heures ont été consommées à 5% et 62% de la demande pour les thèmes des isotopes de l'eau et des interactions océan-atmosphère. La sous-consommation pour les isotopes de l'eau s'explique par le fait que l'année a été consacrée à la valorisation des résultats des allocations précédentes.

thème	machine	heures demandées (k heures CPU)	heures consommées au 28 janvier 2021 (k heures CPU)	% de consommation par rapport à l'allocation demandée
Interactions océan-atmosphère	Irène Rome	90	55	62%
Isotopes de l'eau	Irène KNL	170	8	5%

TABLE 2 – Tableau comparant les heures de calcul initialement allouées et consommées sur Irène au 17 janvier 2021.

1.2.3 Avenir du projet

Pour l'allocation A12, la possibilité de l'accès dynamique va faire évoluer le projet. Certaines parties du projet vont faire l'objet de demandes autonomes :

- Les simulations avec le modèle résolvant les nuages SAM, avec ou sans isotopes
- Les simulations concernant les processus hydrologiques continentaux

Ce projet passera aussi en accès dynamique, et sera resserré sur l'étude des processus atmosphériques et l'évaluation et amélioration du modèle LMDZ.

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

2.1 Étude de l'effet de l'organisation spatiale de la convection hors équateur sur la zone de convergence intertropicale

Max Popp, Sandrine Bony

Demande = 15 000 h. Consommation = 26 000 h CPU sur Jean-Zay

Dans nos travaux précédents, nous avons démontré que l'organisation zonale au long de l'équateur de la convection profonde a un impact important sur la zone de convergence intertropicale (ZCIT) dans des simulations d'aquaplanètes que nous avons fait sur Ada ([Popp and Bony, 2019, Popp et al., 2020b]). Des liens statistiques robustes entre l'organisation zonale suivant l'équateur de la convection profonde et plusieurs aspects de la ZCIT existent également dans les observations ([Popp and Bony, 2019]) et dans les ensembles de simulations multi-modèles en configurations réalistes AMIP ([Popp et al., 2020a]), ce qui confirme les résultats des simulations en configurations idéalisées. Cependant, les zones de convection profonde intense ne se situent pas toujours dans la région équatoriale, mais se propagent selon les saisons. Elles peuvent notamment s'éloigner de plus de 20° de latitude de l'équateur lors de l'été boréale. Nous voulons donc étudier l'impact de l'organisation spatiale de la convection profonde sur la ZCIT dans des cas où cette convection profonde se situe hors de la zone équatoriale.

Pour cela, nous avons mis en place des configurations du modèle de circulation générale LMDZ5A-MR en mode aquaplanète sur Jean-Zay dans lesquelles la ZCIT se positionne hors équateur en imposant une distribution de la température qui est asymétrique par rapport à l'équateur. Nous avons dans un second temps commencé à perturber les simulations en imposant des champs zonaux d'évaporation pour créer différentes organisations zonales de la convection profonde.

Les résultats obtenus ont suggéré que la ZCIT se déplace vers l'équateur quand la convection est plus agrégée en directions zonale et que la ZCIT s'élargie en direction zonale. Cependant lors des comparaisons aux observations nous n'avons pas trouvé de déplacement de la ZCIT vers l'équateur. Au contraire dans certains cas une agrégation plus forte entraîne un déplacement en direction opposée. Notre hypothèse est alors qu'en dépendance du moyen de forçage de l'organisation de la convection, la ZCIT peut être déplacée dans les deux sens.

Pour mieux pouvoir étudier cette hypothèse nous avons alors réalisé des simulations supplémentaires dans lesquelles nous avons imposé des variations zonales de la température de la surface aux lieux de champs d'évaporation. Ces simulations démontrent en effet que quand l'agrégation de la convection est forcée par les températures de surface, l'ITCZ s'éloigne de l'équateur et quand l'agrégation est forcée par l'évaporation, l'ITCZ s'en rapproche. Nous sommes en ce moment en train d'interpréter ces résultats.

2.2 Stratosphère et «ondes gravité lentes»

F. Lott, L. Guez, D. Cugnet, T. Dubos, G. Gastineau, J. Mignot, F. d'Andréa, G. Rivière,
J. Riboldi (post-doc)

Demande = 45 000 h. Consommation = 27 000 h CPU sur Jean-Zay

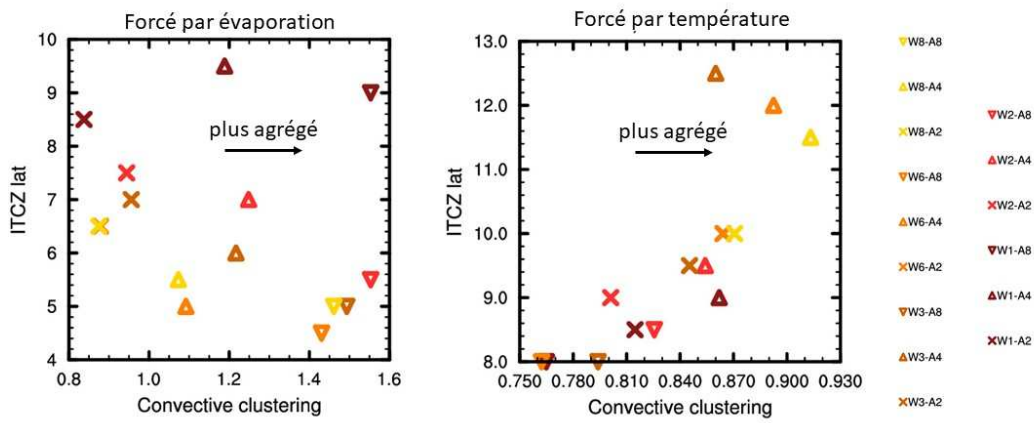


Figure 1: Latitude de la ZCIT en fonction du degré d'agrégation de la convection profonde dans des simulations dans lesquelles la convection a été forcée par des patterns d'évaporation (à droite) et dans lesquelles la convection a été forcée par des patterns de température de surface (à gauche). Un symbole correspond à une simulation.

Dans nos derniers rapports, nous avons souligné certains résultats importants issus du projet international QBOi (Quasi Biennial Oscillation Initiative) et qui avait mobilisé beaucoup d’heures de calcul IDRIS. Les études associées montrent que les relations entre l’oscillation quasi-biennale et la météorologie des moyennes latitudes est moins forte dans les modèles que dans les observations. Cela est dû au fait que dans les observations, cette relation implique surtout la partie basse de la QBO, c’est à dire la partie la plus mal représentée dans les modèles. Ces résultats ont été publiés dans Anstey et al 2021.

Nous pensons que ces problèmes sont dus à un défaut des paramétrisations des ondes de gravité. Dans la plupart des modèles, les ondes ont des vitesses de phase trop forte. Pour palier ce problème, nous avons commencé à développer des paramétrisations d’ondes de gravité lentes, ce qui nous force à mettre des sources d’ondes à tout les niveaux possibles dans la troposphère et dans la basse stratosphère (Figure 2). Ce travail a fait l’objet d’une publication sous presse : Ribstein et al. 2022.

Dans le cadre du projet QBOi, nous avons par ailleurs effectuées des simulations de sensibilité de la QBO à la phase de l’ENSO, en utilisant LMDZ en mode forcé. Ces simulations n’ont pas encore été valorisées en terme de publications.

2.3 Vers l’amélioration de la distribution et la variabilité des précipitations tropicales dans LMDZ

Catherine Rio, Frédéric Hourdin, Jean-Yves Grandpeix

Demande = 49 000 h. Consommation = 6 000 h CPU sur Jean-Zay

L’amélioration de la représentation de la distribution et de la variabilité des précipitations tropicales est un objectif de premier ordre pour le développement de la prochaine version du modèle LMDZ. Avant de réaliser les expériences de sensibilité aux nouveaux développements de la physique du modèle, il est apparu nécessaire de mieux caractériser les propriétés des systèmes convectifs simulés à l’origine de la pluie tropicale dans la version CMIP6 du modèle, ainsi que les biais relatifs à leurs effets radiatifs et à la fréquence d’occurrence des précipitations.

Pour cela, une simulation de 2 ans sur la période 2008-2009 a été réalisée en configuration AMIP (température de surface de la mer forcée), identique à la simulation AMIP réalisée pour CMIP6, mais avec une fréquence de sortie horaire afin de pouvoir suivre le cycle de vie des systèmes convectifs dans chaque point de grille du modèle. Cette simulation a été analysée dans le cadre du stage de fin d’étude de Simon Rebouissoux au CNRM, au cours duquel il a confronté les résultats de la simulations aux observations satellite et aux sorties du modèle développé au CNRM (ARPEGE). Il s’est intéressé dans un premier temps à la zone du Pacifique Ouest, sur laquelle on observe une quasi-annulation de l’effet radiatif des nuages entre le visible et l’infrarouge. Il a pu montrer dans un premier temps que si le modèle LMDZ reproduisait bien cette quasi-annulation du forçage radiatif sur cette zone, elle était associée à une surestimation des effets radiatifs des nuages aussi bien dans le visible que l’infra-rouge. En analysant dans un second temps les séries temporelles haute fréquence, il a pu montrer que le schéma de convection était toujours actif dans le modèle, menant à une surestimation d’évènements de pluie faible et une sous-estimation des forts systèmes précipitants. Lorsque ceux-ci s’activent dans le modèle, ils sont associés à une très forte contribution de la pluie venant du schéma de condensation grande-échelle et à une couverture nuageuse beaucoup trop forte dans la moyenne troposphère, un problème déjà identifié sur des cas d’étude 1D de convection

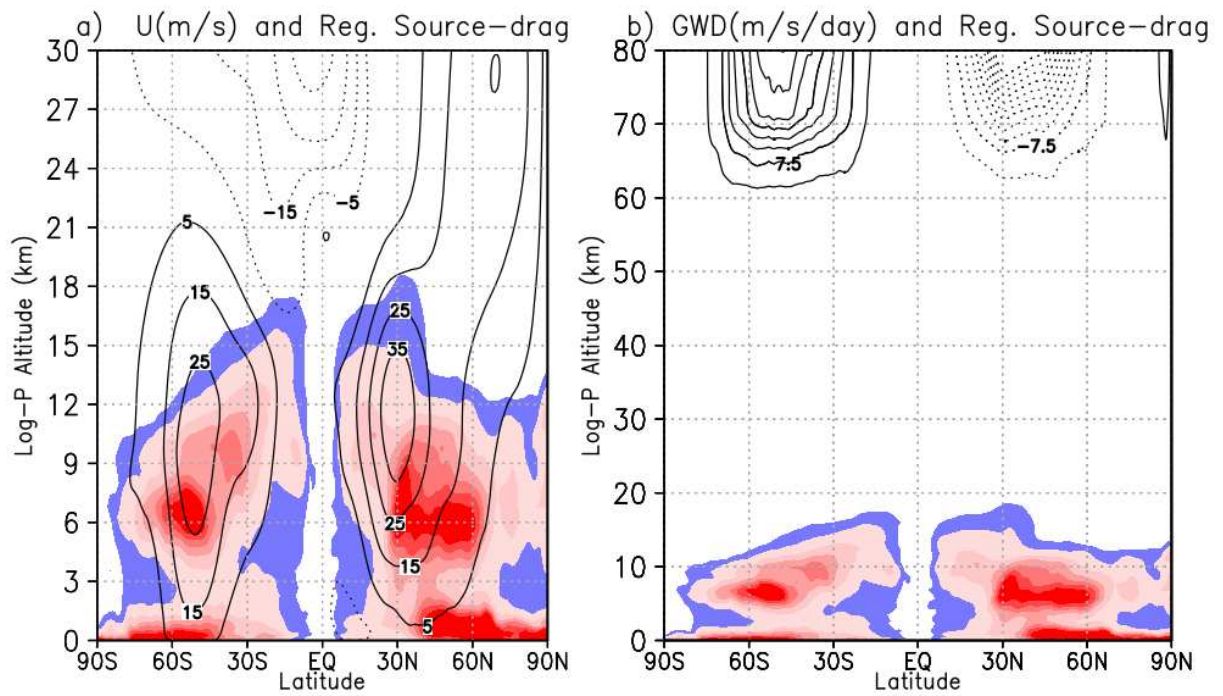


Figure 2: Régression de l'intensité des sources d'ondes de gravité sur l'amplitude de l'accélération qu'elles produisent dans la mésosphère (tests offline utilisant les données ERA5) On voit que les niveaux contribuant le plus sont distribués un peu partout depuis la troposphère jusqu'à la basse stratosphère, bien au niveau et au dessus des jets à la tropopause..

océanique (Cindy-Dynamo, TWP-ICE). Il a enfin étendu son analyse à d'autres régions, confirmant que le modèle LMDZ sur-estime la fréquence d'occurrence de pluies modérées et sous-estime les périodes sans pluie. Le problème de sous-estimation d'occurrence d'évènements forts est surtout vrai dans le Pacifique Ouest, le Pacifique Est et l'océan Indien (Fig 3). La répartition de l'occurrence des régimes de pluie est mieux représentée dans le modèle du CNRM, qui présente pour sa part une surestimation importante de l'effet radiatif des systèmes précipitants dans le visible.

En parallèle de ces analyses, les travaux de développement des paramétrisations de la convection et des nuages se sont poursuivis en mode uni-colonne. Nous disposons dorénavant d'un outil de tuning automatique qui permet de revisiter le réglage des paramètres libres du modèle en configuration 1D avant de lancer des simulations 3D. Plusieurs développements impactant la représentation du cycle de vie des systèmes convectifs sont prêts à être testés en 3D :

- la modification du traitement de l'évaporation des pluies sous les nuages dans le schéma de condensation grande-échelle utilisé pour les nuages bas et les nuages stratiformes,
- un nouveau schéma pronostique de la densité de poches froides créées sous les systèmes convectifs par l'évaporation des précipitations.

D'autres le seront après des développements supplémentaires et l'application de l'outil de tuning automatique sur divers cas 1D :

- une nouvelle formulation de la largeur de la distribution de l'eau sous-maille utilisée dans le schéma de condensation grande-échelle pour prendre en compte les effets de la convection profonde et des poches froides sur la variance de l'eau,
- la modification du traitement de l'éjection des précipitations liquides de l'ascendance adiabatique du schéma de convection profonde,
- la séparation de l'appel à la couche limite diffuse dans la partie de la maille couverte par les poches froides et celle correspondant à leur environnement.

Ainsi, en 2021, nous avons privilégié les travaux autour de nouveaux développements et du réglage des paramètres associés en mode 1D, ainsi que l'analyse plus fine de la représentation des systèmes convectifs précipitant dans la version CMIP6 du modèle, ce qui a retardé le lancement des simulations tests en global associées à ces nouveaux développements. Une partie de ces simulations seront réalisées courant 2022.

2.4 Climats polaires

Étienne Vignon, Valentin Wiener (thèse), Jean-Baptiste Madeleine, Gwendal Rivière, Cécile Agosta

Demande = 48 000 h. Consommation = 45 000 h CPU sur Jean-Zay

Les régions polaires connaissent un véritable bouleversement climatique, comme en témoignent le retrait accéléré de la banquise arctique et les taux de fonte préoccupants dans certains secteurs du Groenland et de l'Antarctique. L'avenir du niveau marin à l'échelle du globe est suspendu à l'évolution du bilan de masse des deux grandes calottes. En septembre 2021 a débuté le projet ERC Synergy "AWACA" (Atmospheric Water Cycle in Antarctica), co-piloté par deux chercheurs du LMD (Christophe Genthon et Thomas Dubos) et auquel nous participons activement. Ce projet vise à mieux comprendre les processus atmosphériques qui gouvernent le bilan de masse de surface de la calotte Antarctique et à mieux contraindre l'évolution passée et future de ce dernier en utilisant le modèle LMDZ.

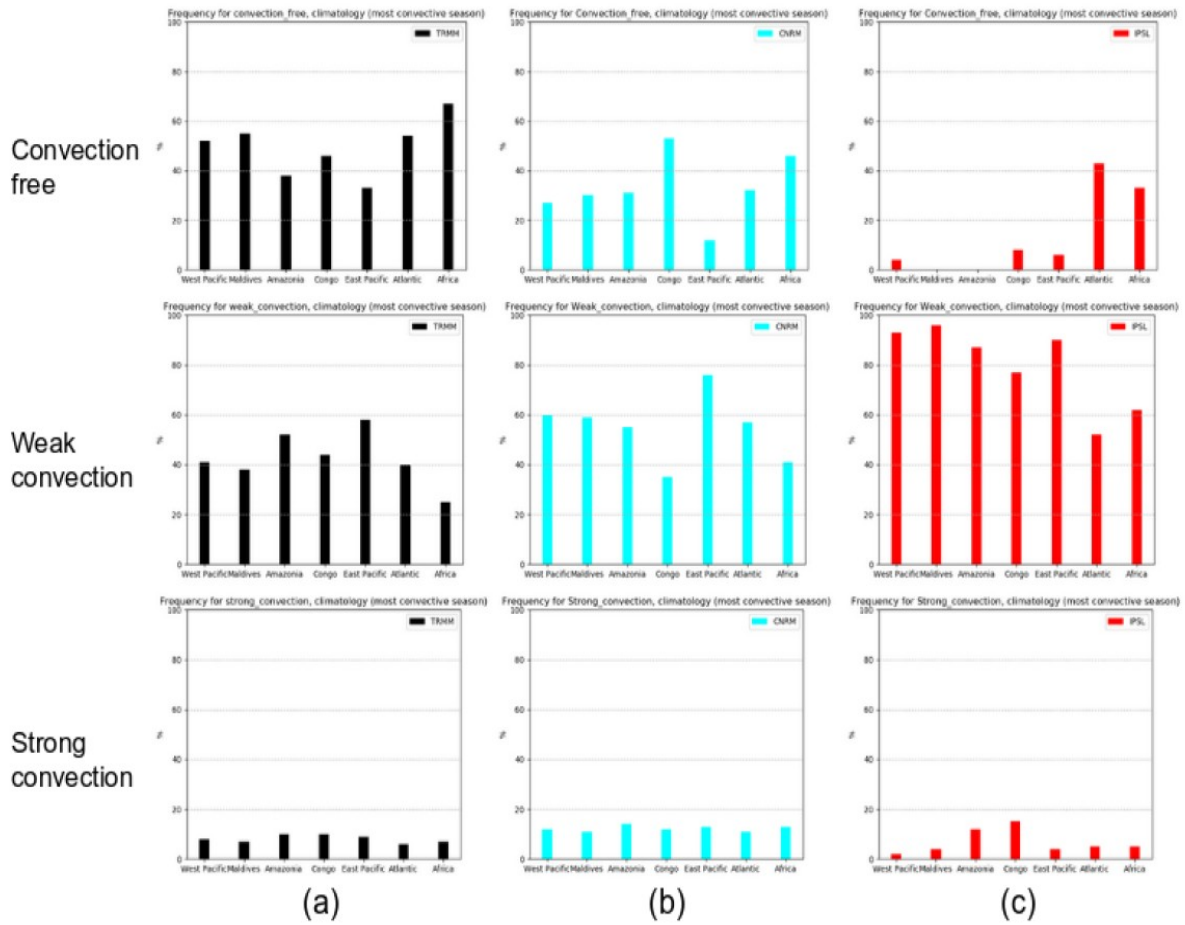


Figure 3: Fréquence d'occurrence pour chaque régime de convection selon les données TRMM (a), ARPEGE (b) et LMDZ (c), pour chaque domaine, sur l'année 2008 pendant la saison concernée (DJF ou JJA).

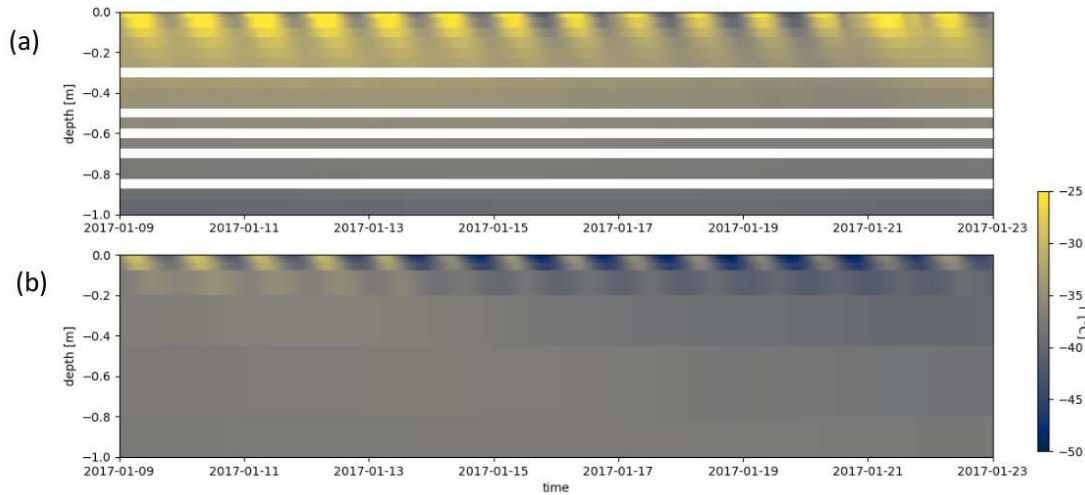


Figure 4: Évolution temporelle du profil vertical de température dans la manteau neigeux à Dôme C, Plateau Antarctique. a : observations in situ, b : simulation LMDZ avec le nouveau schéma de neige avant calibration et raffinement de la grille verticale.

Lors de cette année, nous avons démarré les premiers travaux de modélisation du projet avec comme principal objectif l’amélioration de la physique de LMDZ pour les conditions antarctiques. Nous nous sommes plus particulièrement focalisés sur deux axes principaux :

- l’implémentation et le test d’une nouvelle paramétrisation du manteau neigeux (SISVAT) pour la calotte Antarctique dans LMDZ ;
- le développement d’un nouveau module du schéma de nuage de LMDZ pour améliorer la représentation de la phase mixte (mélange de gouttelettes nuageuses liquides et de cristaux de glace).

Les travaux sur le premier axe ont principalement ont été réalisés dans le cadre du stage de master d’Hajar El Habchi El Fenniri. Nous avons interfacé le schéma de neige multi-couche du Modèle Atmosphérique Régional (spécifiquement développé pour le Groenland et l’Antarctique) à la physique de LMDZ et procédé à une évaluation avec des observations in-situ au Dôme C sur le Plateau Antarctique (Figure 4). Une nouvelle paramétrisation de l’albédo de la neige a également été développée dans le cadre de ce stage pour mieux prendre en compte les dépendances spectrales et les différences de comportement de la neige vis à vis des composantes directes et diffuses du rayonnement solaire. Les évaluations et développements du modèle ont été effectués sur des simulations annuelles à partir d’une grille légère mais fortement raffinée sur le Plateau Antarctique afin d’atteindre une résolution de 30km environ au Dôme C. Une telle configuration permet en effet d’évaluer de nombreux aspects de la représentation couplage neige-atmosphère pour un coût numérique relativement faible.

Concernant le deuxième axe, la majeure partie des nouveaux développements sur les nuages ont été réalisés sur des simulations uni-colonnes (1D) extrêmement légères mais quelques simulations 3D globales ont été lancées pour apprécier les impacts à grande échelle de la nouvelle paramétrisation. Le développement de cette dernière permet une meilleure représentation des profils verticaux d’humidité relative et des contenus en eau et glace nuageuse au sein des nuages bas de phase mixte (Figure 5).

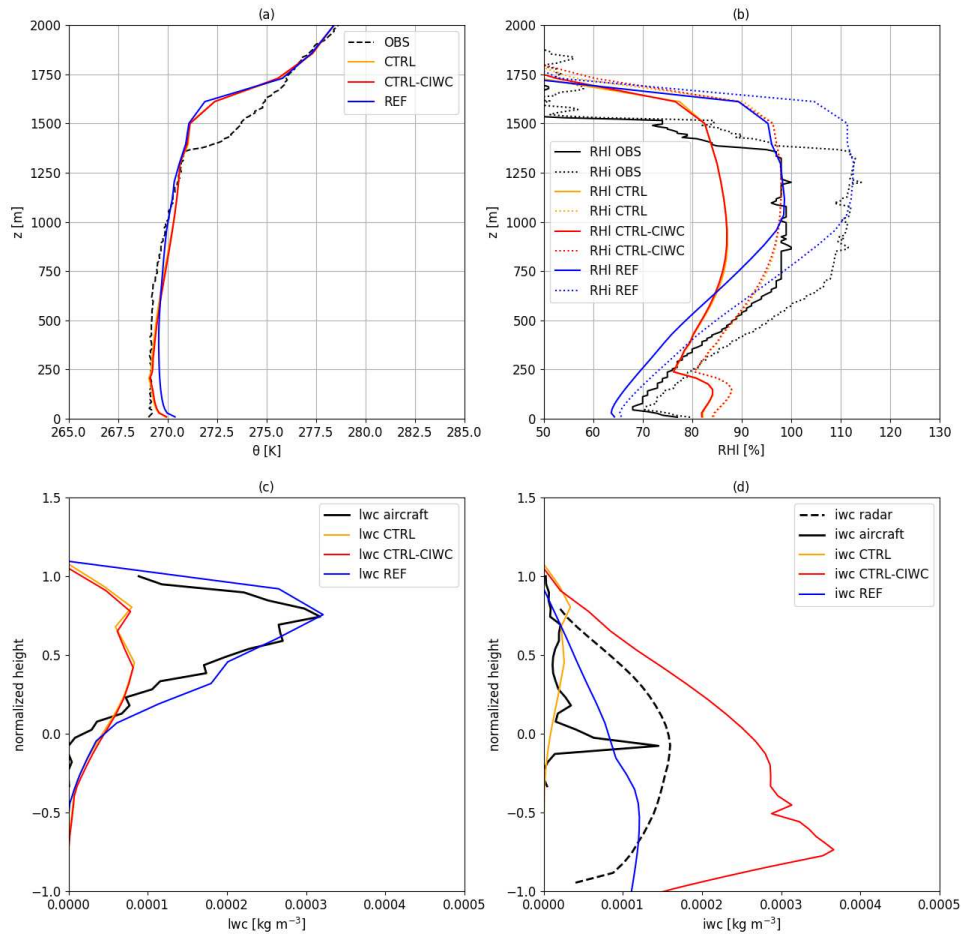


Figure 5: Profils verticaux de température potentielle (a), d’humidité relative par rapport au liquide (b, traits pleins) et par rapport à la glace (b, pointillés), de contenu en eau liquide nuageuse (c) et en glace nuageuse (d) simulés par LMDZ sur un cas typique de nuage bas de phase mixte en Arctique. La simulation orange est la simulation de contrôle, la simulation bleue est celle avec la nouvelle paramétrisation. Les références observationnelles sont en noir..

3 Interactions océan-atmosphère

3.1 Océan de surface et flux de CO_2 (OSCO2)

H. Bellenger, L. Bopp, C. Ethé, S. Flavoni, D. Ho (U. Hawaii), X. Perrot, J. P. Duvel, L. Guez, Laetitia Parc (M2 WAPE/MOCIS 2021)

Demande = 90 000 h sur Jean-Zay; consommation : 56 000 h

L'océan est un puits majeur de CO_2 anthropique, or l'évaluation précise du flux de CO_2 global et son calcul dans les modèles de climat souffre de nombreuses incertitudes. L'une d'elle, récemment pointée dans une étude parue dans Nature Communication ([Watson et al., 2020]), est la mauvaise prise en compte des gradients de température et de salinité à la surface de l'océan qui pourrait faire sous-estimé ce puits de 0.8 PgC/an pour un puits global de 2-3 PgC/an.

Des simulations avec IPSL-CM6 de type historiques (sur la période 2000-2014) ont été réalisées avec l'inclusion d'une paramétrisation ([Bellon et al., 2017]). Cette paramétrisation calcule les variations de température et de salinité dans la couche limite diffusive océanique, couche de moins d'1 mm à l'interface de l'océan contrôlée par la diffusion moléculaire, et des gradients dans la première couche du modèle d'océan NEMO de 1m d'épaisseur (Figure 6). Cette paramétrisation est utilisée pour calculer les flux turbulents et infrarouge dans LMDZ (au pas de temps de la physique de LMDZ) et les flux de CO_2 dans NEMO (au pas de temps du couplage, soit 1h30). En particulier, le flux de CO_2 est contrôlé par sa diffusion à travers le Mass Boundary Layer (MBL) de quelques dizaines à une centaine de micromètres d'épaisseur, et qui correspond à une fraction du Thermal Boundary Layer (TBL de quelques centaines de micromètre au millimètre d'épaisseur). Ce sont l'effet des températures et salinité à l'interface et à la base du MBL sur la concentration de CO_2 à ces deux profondeurs qu'il faut considérer dans le calcul de ce flux. Le profil de température dans la TBL est caractérisé par une diminution de 0.2 K en moyenne et par une augmentation de salinité de 0.1 pss en moyenne globale du fait du flux infrarouge et de l'évaporation.

De façon classique, le flux est calculé en utilisant les températures et salinités de la première couche du modèle océanique pour calculer la concentration de CO_2 atmosphérique à l'interface et dans l'océan (CFLX). Nous avons diagnostiqué d'autres flux en utilisant les températures et salinité de l'interface (CFLX_INT), les températures et salinité à l'interface pour la concentration atmosphérique de CO_2 et à la base du MBL pour le CO_2 océanique (CFLX_MBL) et les températures et salinités à l'interface pour la concentration atmosphérique de CO_2 et à la base du MBL en considérant un refroidissement et une augmentation de salinité constantes à travers le MBL pour le CO_2 océanique (CFLX_WAT). Cette dernière formulation correspond au diagnostic de [Watson et al., 2020] qui utilise la moyenne globale des gradients de température et de salinité pour calculer en tout point du globe sa correction. Les différences globales sont données en Figure 7 (en vert, rouge et bleu respectivement). La méthode de [Watson et al., 2020] donne une correction globale du puits de CO_2 comparable au calcul plus exact de CFLX_MBL. Cependant ce résultat cache des erreurs saisonnières importantes (Figure 8). CFLX_WAT va augmenter significativement le puits de CO_2 dans l'océan Austral en été et dans l'Atlantique et le Pacifique Nord en hiver alors que la correction de CFLX_MBL est répartie plus uniformément et présente des maxima dans les régions subtropicales. Une prise en compte moyenne de l'effet de peau océanique mènerait donc à des erreurs sur l'importance relative des régions puits du CO_2 dans l'océan avec, potentiellement, des erreurs sur le cycle biogéochimique du carbone.

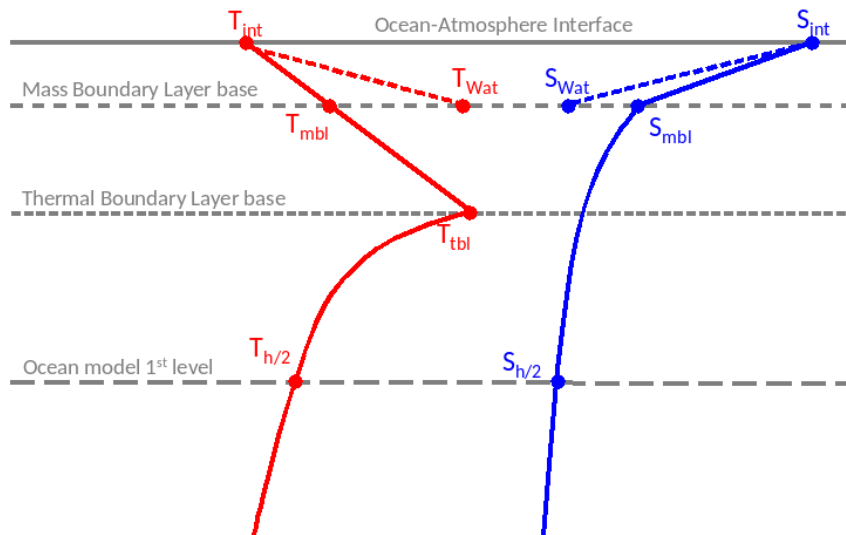


FIGURE 6 – Schéma des profils de température (rouge) et de salinité (bleu) sous l'interface océan-atmosphère et dans le premier mètre de l'océan (correspondant au premier niveau de l'OGCM). Le schéma représente une situation typique de jour et de vent faible. Il y a une augmentation de la température avec la diminution de la profondeur sous la base de la couche limite thermique (TBL). Ensuite, la température diminue avec la profondeur de la couche limite thermique jusqu'à l'interface, ce qui donne une "peau fraîche". Pour la salinité, il y a une augmentation de la salinité avec la diminution de la profondeur principalement dans la couche limite de masse (MBL) due à l'évaporation de surface.

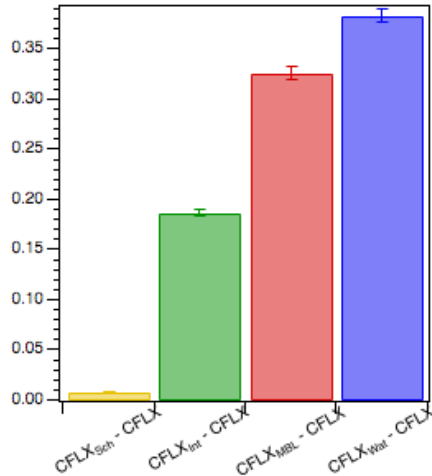


FIGURE 7 – Correction moyenne globale du flux de CO₂ en prenant en compte les températures et salinité à l’interface dans le calcul du nombre de Schmidt (jaune), pour le calcul des concentration de CO₂ atmosphérique et océanique (vert), les températures et salinité à l’interface pour la concentration atmosphérique de CO₂ et à la base du MBL pour le CO₂ océanique (rouge) et les températures et salinité à l’interface pour la concentration atmosphérique de CO₂ et à la base du MBL en considérant un refroidissement et des augmentations de salinité constantes à travers le MBL pour le CO₂ océanique (bleu).

Nous allons bientôt lancer de nouvelles simulations de 15 ans avec le flux de carbone CFLX_MBL interactif pour quantifier la diminution de l’effet de la prise en compte des gradients de température et salinité dans la couche diffusive lorsque le schéma est couplé. Une publication est en cours de rédaction.

4 Évaluation, amélioration et amélioration du modèle LMDZ-ORCHIDEE

Le modèle de surface continentale ORCHIDEE est utilisé soit seul (off-line), soit couplé avec LMDZ. On nomme LMDZ-OR la configuration couplée.

4.1 Suivi des versions et performances d’ORCHIDEE

Josefine Ghattas, Vladislav Bastrikov

Demande = 43 000 h. Consommation = 48 000 h CPU sur Jean-Zay

Comme d’habitude, des simulations routinières sont lancées pour vérifier le fonctionnement du modèle et évaluer au jour-le-jour les configurations forcées et couplées à LMDZ.

4.2 Amélioration de l’hydrologie continentale, impact sur le climat récent et futur

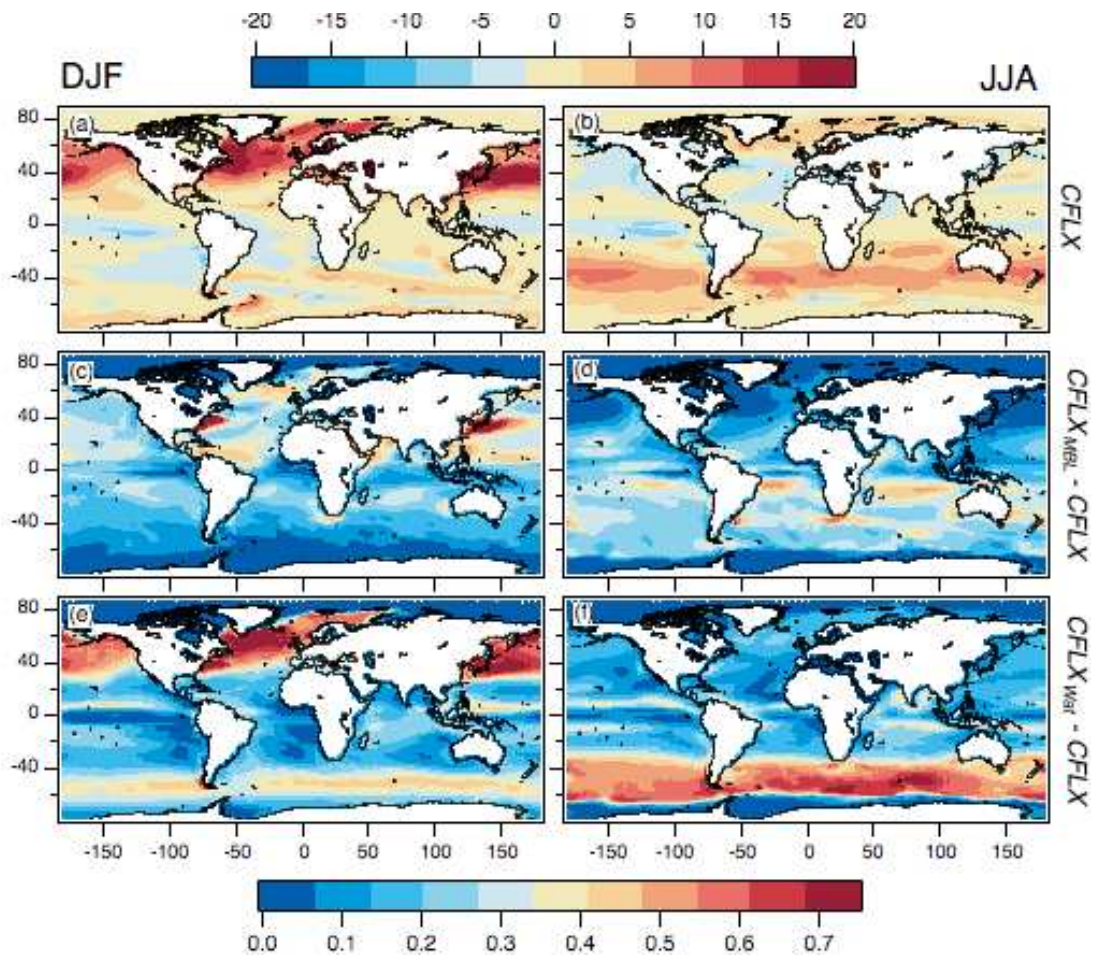


FIGURE 8 – Moyenne en $\text{mmol m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 2000-2014 des flux de CO_2 CFLX calculés par IPSL-CM6 en (a) Décembre-Février et (b) Juin-Aout et la différence entre CFLX_MBL et CFLX pour (c) DJF et JJA et CFLX_WAT et CFLX pour (e) DJF et (f) JJA.

Agnès Ducharne, Frédérique Cheruy, Josefine Ghattas, Lucia Rinchiuso (post-doc), Pedro Arboleda (doctorant)

Demande = 910 000 h. Consommation = 24 000 h CPU sur Jean-Zay

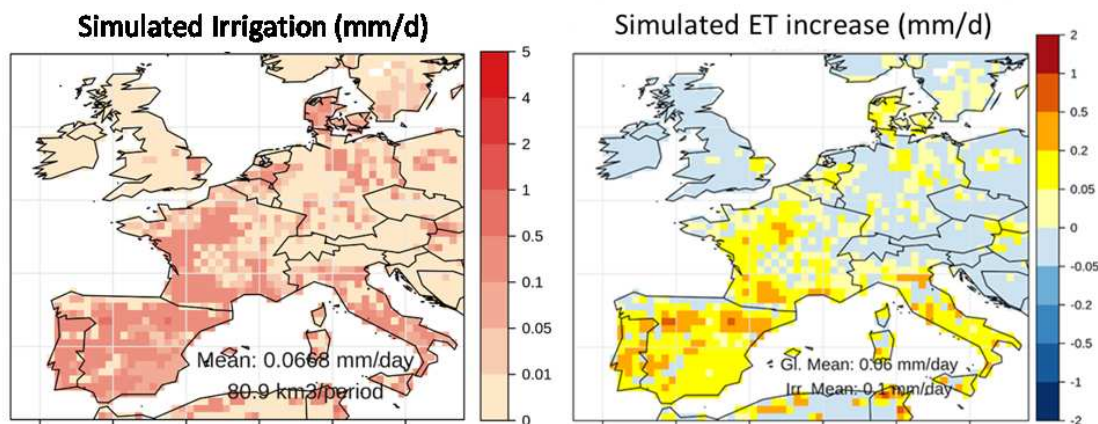
Notre objectif général est d’explorer l’effet sur le climat (passé et futur) de trois facteurs de contrôle importants des rétroactions surface - atmosphère, à savoir les nappes souterraines (qui alimentent de nombreuses zones humides), les plaines d’inondation et l’irrigation. Ces trois facteurs, tous liés à l’eau, sont susceptibles d’augmenter l’humidité des sols, donc l’évaporation, ce qui rafraîchit l’atmosphère et favorise les précipitations (localement ou sous le vent).

Le travail de cette année a d’abord porté sur le développement d’un nouveau module d’irrigation, plus réaliste que ce qui était disponible jusque-là dans ORCHIDEE : il permet de calculer le besoin en eau des plantes sur une base plus physique, à partir du déficit d’humidité des sols par rapport à une valeur cible définissable par l’utilisateur ; il distingue aussi les apports d’eau depuis les eaux de surface et les eaux souterraines, et permet de choisir la source privilégiée en chaque point de grille à partir d’une carte globale ; il permet enfin de définir des volumes d’eau « réservés » pour l’environnement, afin de stopper l’irrigation effective avant d’avoir totalement épuisé les ressources en eau. Les premiers tests sont très encourageants. Comme résumé en Figure 9, ils montrent que l’irrigation est plus forte au sud qu’au nord de l’Europe, et qu’elle permet d’augmenter l’évapotranspiration, ainsi que la biomasse végétale. La comparaison avec des observations des prélèvements pour l’irrigation montre que les prélèvements actuellement simulés sont trop importants, alors qu’ils étaient fortement sous-estimés par la version antérieure du module d’irrigation. Ce résultat a fait l’objet d’une communication orale : Arboleda-Obando et al., Exploring the effects of an improved irrigation scheme in ORCHIDEE land surface model on Europe’s land surface hydrology and energy budget, OZCAR-TERENO First International Conference, October 5-7 2021, Strasbourg.

Grâce aux nombreux paramètres de la nouvelle version, il nous semble assez simple de rapprocher nos simulations des observations, ce qui sera fait grâce une vingtaine de simulations globales d’ici à la fin de la période A10.

Les simulations transitoires du changement climatique (1900- 2100) que nous avons prévues avec le modèle LMDZOR et qui constituaient le gros de notre demande d’heure seront lancées dès le mois de février avec une résolution supérieure à celle initialement prévue pour les besoins du projet BLUEGEM. Du fait de l’augmentation de résolution horizontale (de 144x143 à 256x256, soit un facteur 3 sur le nb de points de grille), nous pourrons réaliser les simulations REF (sans nappes et sans irrigation), et GW (avec nappe mais sans irrigation), mais les simulations GW-IRR (avec nappes et irrigation) seront réalisées en période A12, une fois les paramètres calibrés, via une nouvelle demande.

Le dernier volet de notre travail a consisté à mettre en place une configuration d’ORCHIDEE à haute résolution en France, pour bénéficier du meilleur forçage météorologique actuellement disponible, le forçage SAFRAN ([Vidal et al., 2010]) proposé par MétéoFrance à la résolution horizontale de 8 km, ce qui amène le nombre de points de grille continentaux à presque 10,000. Une innovation importante a consisté à intégrer un nouveau module de routage à très haute résolution, basé sur une description de la topographie à 2 km. Les premiers résultats montrent une tendance assez générale à la sous-estimation de l’évapotranspiration par rapport aux produits de référence, ce qui nous amène à poursuivre le calage des paramètres de cette version d’ORCHIDEE, en rajoutant aussi le module d’irrigation ci-dessus. Ce travail est en cours et se poursuivra en période A12.



Withdrawal km ³ /year				
ORCHIDEE Default	ORCHIDEE	FAO (2012)	AQUASTAT 1998-2007	Hoogeveen et al. 2015 (GlobWat)
16.4	80.9	54.6	50.8	53.8

FIGURE 9 – Simulation offline en Europe sous forçage météorologique CRU-NCEP à 0.5°, sur la période 1998-2004 : apports d’irrigation moyens (en haut à gauche), augmentation associée d’évapotranspiration, par soustraction avec une simulation sans irrigation (en haut à droite), comparaison avec la version précédente du module d’irrigation (ORCHIDEE-Défaut) et des observations des apports d’irrigation en Europe, à partir des données globales FAO, AQUASTAT, Hoogeveen à des périodes équivalentes (en bas).

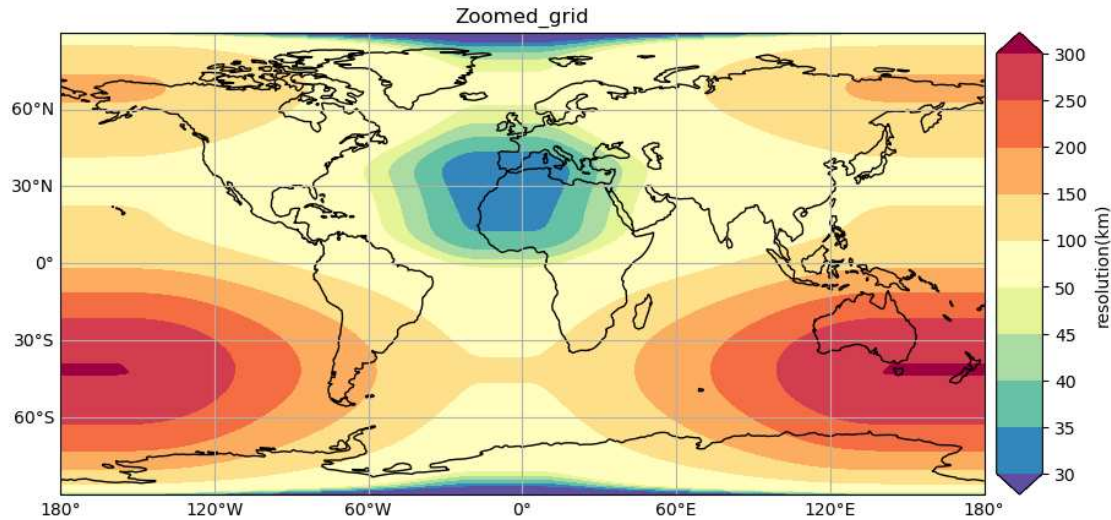


FIGURE 10 – Carte indiquant la résolution horizontale de la grille zoomée sur le Maroc utilisée dans le cadre de la thèse Saloua Bahlane.

4.3 Modélisation du cycle hydrologique au Maroc dans le contexte du changement climatique

F. Cheruy, S. Balhane (thèse) , A . Ducharne, F. Hourdin, F.A. Idelkadi, I. Musat, P. Drobinski

Demande = 0 000 h. Consommation = 134 000 h CPU sur Jean-Zay

Dans le cadre d'un projet de coopération avec le Maroc et de la thèse de Saloua Balhane, une simulation zoomée non guidée sur le Maroc devait être mise en place (figure 10). C'est une configuration assez lourde, avec une configuration assez lourde. Ces simulations devaient être lancées sur le projet rces, mais des problèmes techniques ont été découverts, notamment parce qu'il est difficile de stabiliser une version zoomée sans guidage par les vents des réanalyses. Une batterie de tests a été nécessaire pour résoudre les problèmes, et a été lancée sur le projet rlmd.

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 Isotopes dans LMDZ

Demande = 5 000h. Consommation : 128 000 heures CPU sur Jean-Zay

5.1.1 Isotopes dans LMDZ6

Sébastien NGuyen, David Cugnet, Camille Risi

Nous avons bien progressé en vue d'une pérennisation des isotopes de l'eau dans LMDZ. Les isotopes de l'eau ont été introduits dans le trunk de LMDZ. Cela signifie que n'importe qui qui télécharge une version récente de LMDZ peut maintenant lancer une simulation isotopique.

5.1.2 Applications régionales

Camille Risi, Di Wang (doctorante)

Di Wang, doctorante en co-tutelle avec l'Université de Yunnan en Chine, est arrivée au LMD en septembre 2021. Lors de la première partie de sa thèse en Chine, elle a réalisé des mesures très innovantes de la composition isotopique de la vapeur d'eau :

1. mesures en voiture permettant de décrire la variabilité spatiale à l'échelle de la Chine en 2018-2019
2. mesures par drone permettant décrire la variabilité verticale sur le plateau Tibétain en 2019-2021.

Pour comparer à ces mesures, une simulation de type AMIP avec guidage des vents par les réanalyses a été réalisée sur la période 2016-2021 (fig 11). Un article est en cours de rédaction par Di Wang sur cette comparaison : Wang, D, Tian, L, Risi, C et al (en préparation). Spatial and seasonal distribution and climatic control of in-situ measured vapor isotopes in most part of China.

5.2 Isotopes dans des simulations résolvant explicitement la convection

Demande : 170 000h. Consommation : 8 000 heures CPU sur Irène

Camille Risi, Caroline Muller, Françoise Vimeux

Depuis quelques années, en collaboration avec Caroline Muller, j'utilise le modèle SAM (System for Atmospheric Modeling, [Khairoutdinov and Randall, 2003]), un modèle de type CRM (Cloud-Resolving Model, résolvant explicitement la convection) pour mieux comprendre comment la convection affecte l'humidité troposphérique et la composition isotopique de la vapeur d'eau. Le modèle SAM a l'avantage d'être équipé des isotopes de l'eau (SAMiso, [Blossey et al., 2010]). Pour simplifier le problème, je réalise des simulations en équilibre radiatif-convectif sur un océan à température de surface uniforme. Les résolutions horizontales varient entre 1 km et 4 km.

Pour cette partie, 170 000 heures avaient été demandées sur Irène KNL. Finalement, seules 8 000 heures ont été consommées. En effet, l'année précédente a été consacrée à la rédaction d'articles exploitant des simulations déjà réalisées lors de l'allocation A8. Notez que cette partie fera désormais l'objet d'une demande d'accès dynamique séparée.

5.2.1 Compréhension des processus contrôlant la composition isotopique de la vapeur d'eau

L'article sur les processus contrôlant la composition isotopique de la vapeur d'eau a été publié dans JAMES (Risi et al 2021). Il utilisait des simulations réalisées en équilibre radiatif-convectif réalisées lors de l'allocation A10. Il a mis en évidence le rôle capital de l'évaporation de la pluie pour contrôler la composition isotopique de la vapeur d'eau (12).

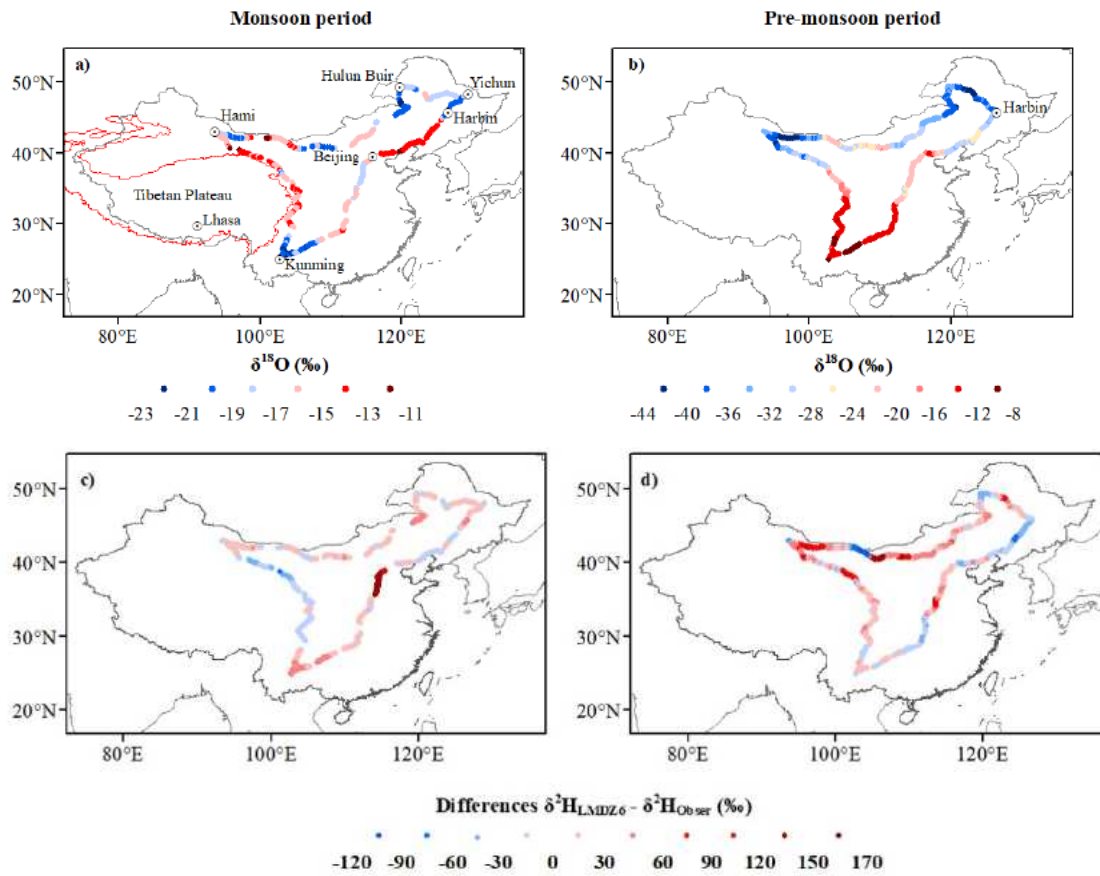


Figure 11: Haut : cartes de la $\delta^{18}O$ de la vapeur d'eau mesurée par voiture pendant la saison de mousson et avant la mousson. Bas : cartes de la différence de la $\delta^{18}O$ de la vapeur d'eau entre la simulation LMDZ et les observations (Wang et al en préparation).

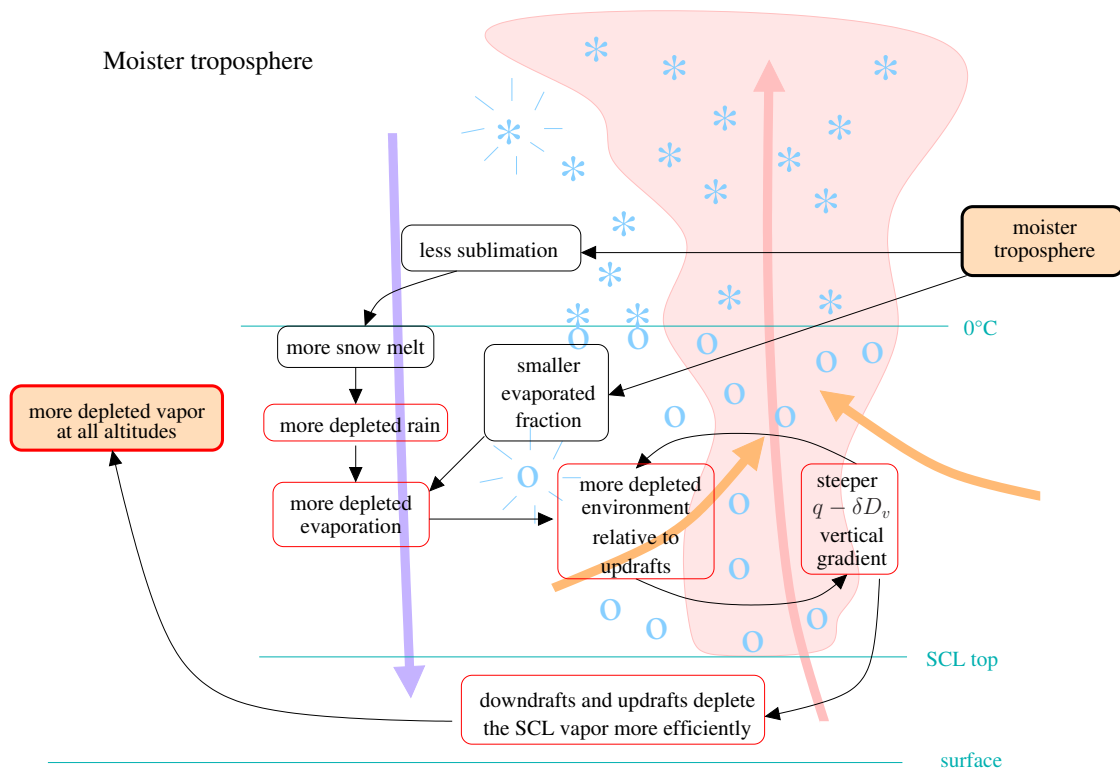


Figure 12: Schéma résumant comment une troposphère plus humide conduit à une vapeur d'eau plus appauvrie dans la troposphère. Figure issue de Risi et al 2021.

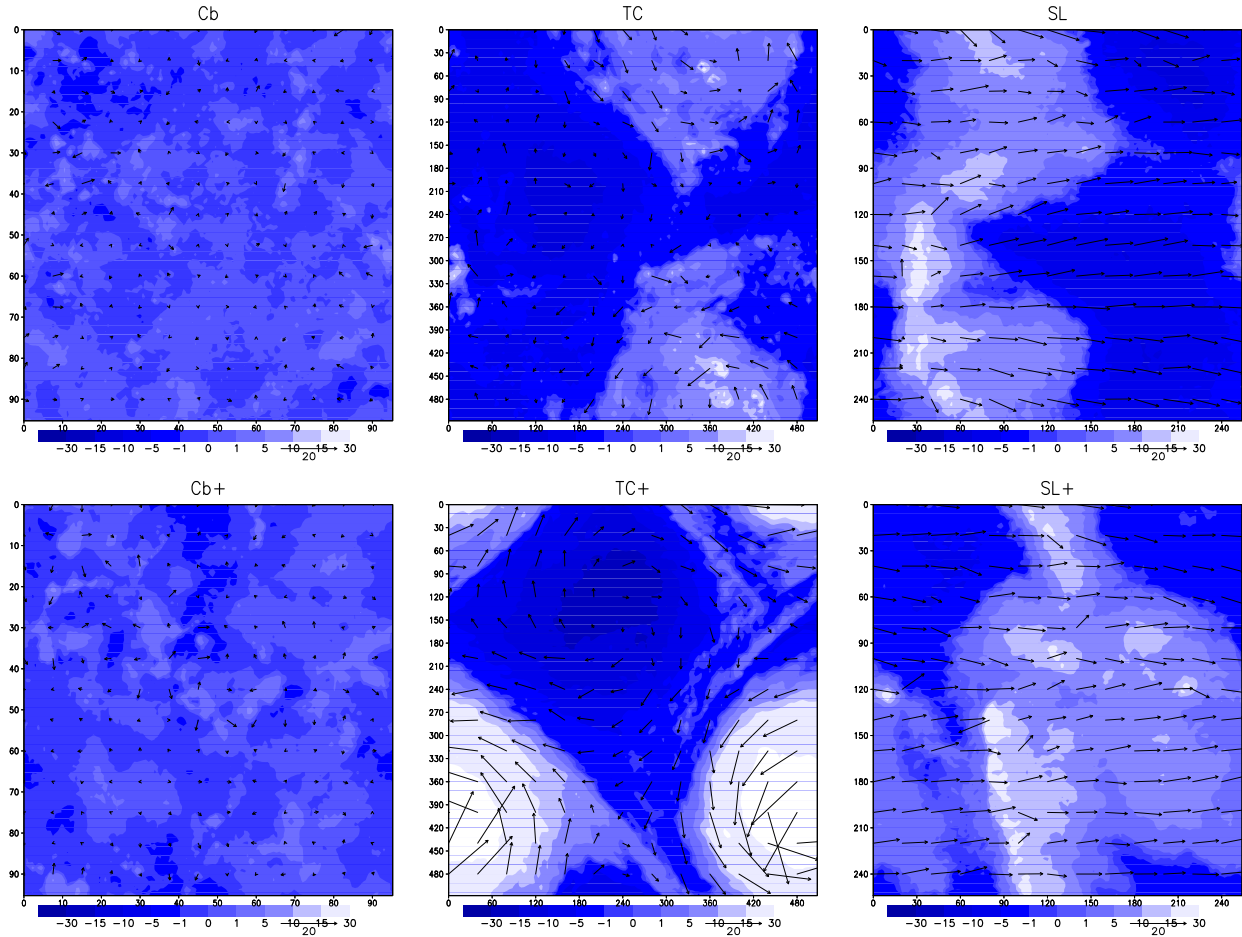


Figure 13: Snapshots de l'eau précipitable pour 6 simulations réalisées sur Irène avec SAMiso : 3 types d'organisation (Cb=Cumulonimbus, TC= cyclones tropicaux, SL= ligne de grain) x 2 intensités (avec (bas) ou sans (haut) ascendance de grande échelle). Le domaine est doublement périodique : les nuages du côté droit des domaines sont reliés à ceux du côté gauche, et les nuages du côté supérieur des domaines sont reliés à ceux du côté inférieur.

5.2.2 Distribution isotopique lors de cyclones tropicaux et de lignes de grain

L'article Risi et al 2021 considérait de la convection désorganisée. Or la comparaison aux observations suggère que la composition isotopique de la vapeur d'eau varie fortement en fonction de l'organisation de la convection. Nous avons donc réalisé des simulations en équilibre radiatif-convectif de cyclones et de lignes de grain (figure 13), et étudié l'impact que cela a sur la composition isotopique de la vapeur d'eau. Cette étude a aussi des implications pour les études de paléo-tempéologie, dans lesquelles la composition isotopique enregistrée dans les spéléothèmes est utilisée pour reconstituer l'évolution passée de la fréquences des cyclones tropicaux [Lawrence and Gedzelman, 2003, Frappier et al., 2007].

Un article est en révision (Risi et al en révision) et met en évidence le rôle capital de l'évaporation de la pluie, en particulier dans les régions stratiformes des systèmes organisés (figure 14).

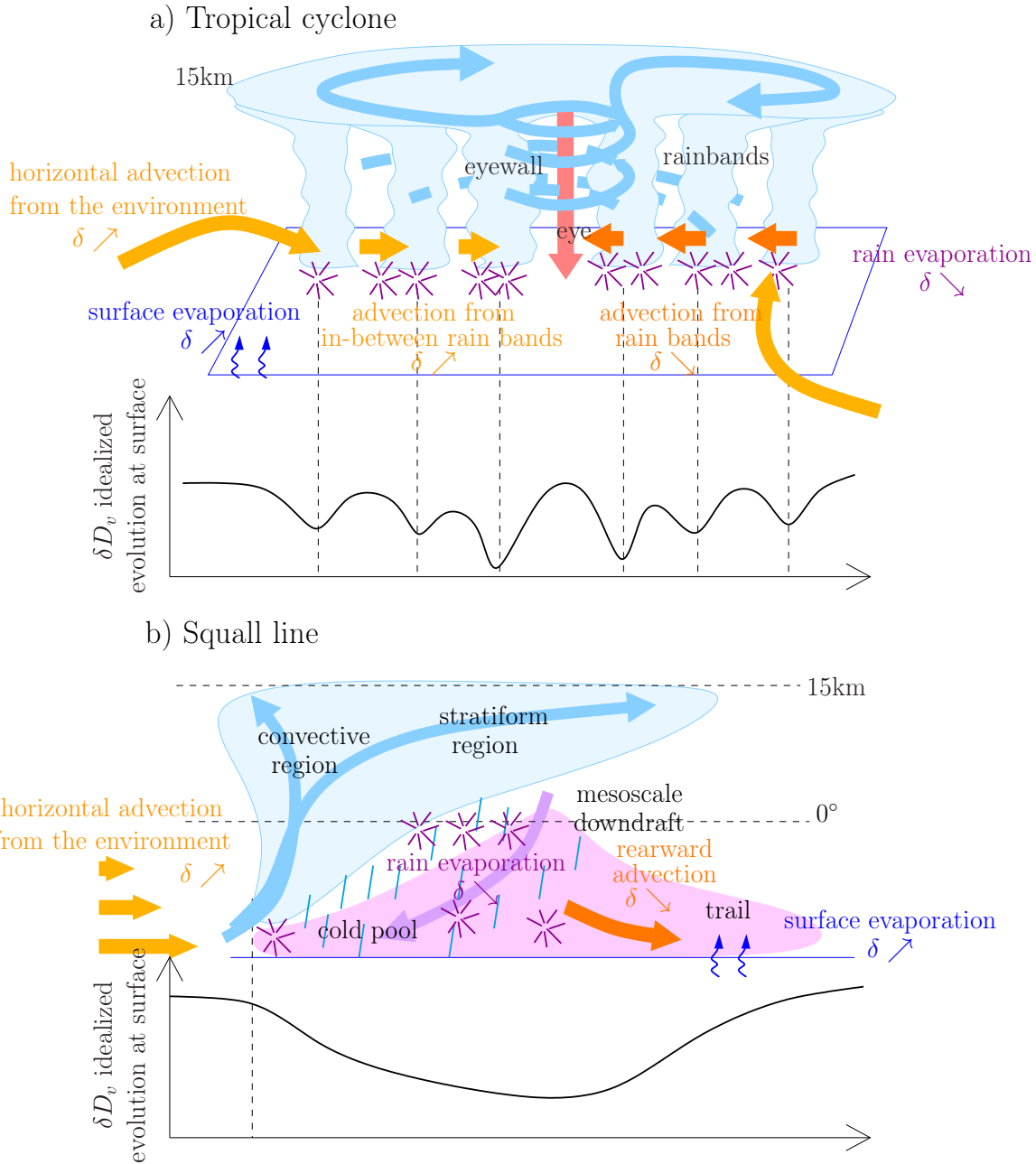


Figure 14: Schéma résumant les processus contrôlant la composition de la vapeur d'eau à l'intérieur des cyclones tropicaux (a) et des lignes de grains (b). Le facteur clé est l'évaporation de la pluie, indiquée par les étoiles violettes. L'évaporation de la pluie épuise la vapeur d'eau dans les bandes de pluie et le mur de l'œil des cyclones tropicaux et dans les régions convectives et stratiformes des lignes de grains. L'advection horizontale remodèle ensuite cette configuration. Les flèches orange foncé indiquent l'advection horizontale des régions appauvries vers les régions moins appauvries, contribuant à la propagation des anomalies appauvries vers l'intérieur dans les cyclones et vers l'arrière dans les lignes de grains. Les flèches orange clair indiquent une advection horizontale des régions moins appauvries vers les régions appauvries, limitant l'appauvrissement dans les régions les plus appauvries.

5.2.3 Impact de l'organisation de la convection sur l'humidité troposphérique

Dans les observations et les simulations de type CRM, les domaines à grande échelle où la convection est plus agrégée (regroupée dans un plus petit nombre de nuages) sont associés à une troposphère plus sèche ([Bretherton et al., 2005, Tobin et al., 2012]). Quels mécanismes expliquent cet assèchement? Les hypothèses impliquent des processus dynamiques et microphysiques (figure 15). Le but de cette étude est de quantifier l'importance relative de ces hypothèses en utilisant une série de simulations SAM avec différents types d'organisation convective forcée par des forçages externes (cumulonimbi isolés, cyclones tropicaux, lignes de grains, figure 13) et une hiérarchie de modèles plus simples (modèle de dernière saturation, modèle analytique).

Cet article est sur le point d'être soumis à JAMES. Il montre que le modèle de dernière saturation est capable de reproduire cette troposphère plus sèche même en l'absence de processus microphysiques ou de mouvements horizontaux. L'intermittence des nuages est le facteur clé expliquant cet assèchement : lorsque les nuages sont plus intermittents, les parcelles d'air subsidentes ont plus de chances de rencontrer un nuage (figure 15). Le modèle analytique met en évidence le rôle clé de la durée des systèmes convectifs. Les processus microphysiques peuvent également contribuer à l'assèchement, bien que leur importance soit secondaire en raison des effets compensatoires du nombre et de la durée des nuages.

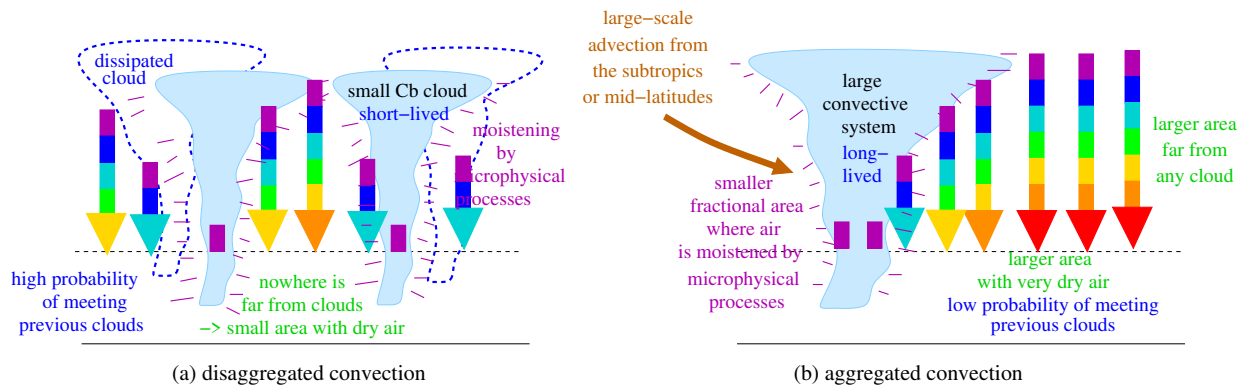


Figure 15: Schéma illustrant les 4 hypothèses proposées pour expliquer la troposphère plus sèche lorsque la convection est plus agrégée. Nous montrons les processus contrôlant l'humidité relative à un niveau donné de la troposphère moyenne (ligne pointillée horizontale) dans un état désagrégé (a) et agrégé (b). Le taux de pluie moyen du domaine et la fraction nuageuse sont les mêmes dans les deux cas. Les flèches multicolores représentent les parcelles d'air subsident, qui sont saturées lorsqu'elles quittent les nuages (violet) et sèches lorsqu'elles descendent (couleurs changeant en bleu, vert, jaune et rouge). Les traits violets autour des nuages montrent l'humidification par des processus microphysiques. Les nuages bleus en pointillés montrent les nuages précédents qui se sont dissipés. Hypothèse n° 1 (marron) : la convection agrégée peut être plus fréquente là où l'advection horizontale à grande échelle provenant de latitudes plus élevées assèche l'air. Hypothèse n°2 (violet) : l'humidification de l'environnement par des processus microphysiques est plus efficace lorsque le nombre de nuages est plus important, en raison d'une plus grande surface d'interface entre les nuages et l'environnement. Hypothèse n°3 (verte) : lorsque la convection est plus agrégée, les zones autour des grands systèmes convectifs qui sont loin de tout nuage sont plus grandes, de sorte que les zones avec de l'air très sec, tombant de la haute troposphère sans rencontrer de nuage, sont plus grandes. Hypothèse n°4 (bleu) : lorsque la convection est plus agrégée, les systèmes convectifs sont plus grands et plus durables. L'air a une probabilité plus faible d'avoir rencontré des nuages précédents au cours de sa descente.

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. A. Anstey , I. R. Simpson, J.W. Richter, H. Naoe, M. Taguchi, F. Serva, L.J. Gray, N. Butchart, K. Hamilton, S. Osprey, O. Bellprat, P. Braesicke, A.C. Bushell, C. Cagnazzo, C.-C. Chen, H.-Y. Chun, R.R. Gracia, L. Holt, Y. Kawatani, T. Kerzenmacher, Y.-H. Kim, F. Lott, C. McLandress, J. Scinocca, T.N. Stockdale, S. Versick, S. Watanabe, K. Yoshida, S. Yukimoto (**2021**): Teleconnections of the quasi-biennial oscillation in a multi-model ensemble of QBO-resolving models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*
2. Arboleda Obando PF, Ducharne A, Cheruy F, Jost A, Ghattas J, Colin, J, Nous C (submitted). Influence of hillslope flow on hydroclimatic evolution under climate change. Submitted to Earth Future in December 2021.
3. Mizuochi H, Ducharne A, Cheruy F, Ghattas J, Al-Yaari A, Wigneron JP, Peylin P, Maignan F, Vuichard N (2021). Multi-variable evaluation of land surface processes in forced and coupled modes reveals new error sources to the simulated water cycle in the IPSL climate model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 25, 2199–2221, <https://doi.org/10.5194/hess-25-2199-2021>.
4. B. Ribstein , C. Millet , F. Lott, and A. de la Camara (**en révision**): Can we improve gravity wave parameterizations by imposing sources at all altitudes in the atmosphere? *J. Adv. Modeling Earth Syst.*
5. Risi, C, Muller, C, Blossey, P. (**2021**). Rain evaporation, snow melt and entrainment at the heart of water vapor isotopic variations in the tropical troposphere, according to large-eddy simulations and a two-column model. *J. Adv. Modeling Earth Syst.*
6. Risi, C, et al (**en révision**). What controls the mesoscale variations in water isotopic composition within tropical cyclones and squall lines? Cloud resolving model simulations. *J. Adv. Modeling Earth Syst.*

Références

- [Bellon et al., 2017] Bellon, G., Reitebuch, O., and Naumann, A. K. (2017). Shallow circulations : Relevance and strategies for satellite observation. *Surveys in Geophysics*, pages 1–20.
- [Blossey et al., 2010] Blossey, P. N., Kuang, Z., and Romps, D. M. (2010). Isotopic composition of water in the tropical tropopause layer in cloud-resolving simulations of an idealized tropical circulation. *J. Geophys. Res.*, 115 :D24309, doi :10.1029/2010JD014554.
- [Bretherton et al., 2005] Bretherton, C. S., Blossey, P. N., and Khairoutdinov, M. (2005). An Energy-Balance Analysis of Deep Convective Self-Aggregation above Uniform SST. *J. Atmos. Sci.*, 62 :4273–4292.
- [Frappier et al., 2007] Frappier, A. B., Sahagian, D., Carpenter, S. J., González, L. A., and Frappier, B. R. (2007). Stalagmite stable isotope record of recent tropical cyclone events. *Geology*, 35(2) :111–114.
- [Khairoutdinov and Randall, 2003] Khairoutdinov, M. F. and Randall, D. A. (2003). Cloud resolving modeling of the arm summer 1997 iop : Model formulation, results, uncertainties, and sensitivities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(4) :607–625.
- [Lawrence and Gedzelman, 2003] Lawrence, J. and Gedzelman, S. (2003). Tropical ice core isotopes : Do they reflect changes in storm activity? *Geophys. Res. Lett.*, 30 :44–1.

- [Popp and Bony, 2019] Popp, M. and Bony, S. (2019). The impact of convective clustering on the width of the tropical rain belt. *Nature Communications*, 10 :4261, <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12167-9>.
- [Popp et al., 2020a] Popp, M., Lutsko, N. J., and Bony, S. (2020a). The relationship between convective clustering and mean tropical climate in aquaplanet simulations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(8) :e2020MS002070.
- [Popp et al., 2020b] Popp, M., Lutsko, N. J., and Bony, S. (2020b). Weaker links between zonal convective clustering and itcz width in climate models than in observations. *Geophysical research letters*, 47(22) :e2020GL090479.
- [Tobin et al., 2012] Tobin, I., Bony, S., and Roca, R. (2012). Observational evidence for relationships between the degree of aggregation of deep convection, water vapor, surface fluxes and radiation. *Journal of Climate*.
- [Vidal et al., 2010] Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyroux, J.-M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over france with the safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11) :1627–1644.
- [Watson et al., 2020] Watson, A. J., Schuster, U., Shutler, J. D., Holding, T., Ashton, I. G., Landschützer, P., Woolf, D. K., and Goddijn-Murphy, L. (2020). Revised estimates of ocean-atmosphere co2 flux are consistent with ocean carbon inventory. *Nature communications*, 11(1) :1–6.