

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE - PARIS VI  
ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

# THÈSE

pour obtenir le titre de

**Docteur en Sciences**

de l'Université Pierre et Marie Curie - Paris VI

Mention : SCIENCES DE L'ATMOSPHERE

Présentée et soutenue par

**Florent Brient**

## Étude de la réponse des nuages tropicaux à un réchauffement climatique simulée par les modèles de climat

préparée au Laboratoire de Météorologie Dynamique

soutenue le 08 juin 2012

### Jury :

<i>Présidente :</i>	MME HÉLÈNE CHEPFER	- LMD/X
<i>Rapporteurs :</i>	M. SERGE PLANTON	- CNRM/GMGEC
	M. ALEX HALL	- UCLA
<i>Examineurs :</i>	M. STEVEN SHERWOOD	- CCRC
	M. JEAN-LOUIS DUFRESNE	- LMD/IPSL
<i>Invitée :</i>	MME ANNE LIFERMANN	- CNES
<i>Directrice de thèse :</i>	MME SANDRINE BONY	- LMD/IPSL



## Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Sandrine Bony pour m'avoir encadré pendant ces 4 années passées au LMD. Son enthousiasme et son sérieux m'ont énormément aidé à apprécier pleinement ma recherche et m'ont également donné la motivation de poursuivre dans ce sujet. Je tiens à souligner les nombreux conseils qu'elle m'a fourni lors de chaque discussion que nous avons pu avoir. Enfin, je l'a remercie pour m'avoir appris à devenir indépendant dans mon travail.

Je remercie Hélène Chepfer d'avoir accepté d'être présidente de mon jury de thèse, Serge Planton et Alex Hall d'avoir pris le temps nécessaire pour être rapporteurs de ce manuscrit. Je tiens à remercier le Centre National d'Etudes Spatiales pour m'avoir permis de mener à bien mes recherches et plus particulièrement Anne Lifermann, pour sa présence dans mon jury. Au même titre, je tiens à remercier Météo-France, merci à Gilles Bellon et Hervé Douville d'avoir pu fait partie de mon comité de thèse.

Je tiens ensuite à remercier Jean-Louis Dufresne pour m'avoir accompagné au cours de ma thèse et avoir bien voulu être examinateur. Ses discussions m'ont beaucoup apporté. Merci également à Steven Sherwood d'avoir fait l'effort de lire ce manuscrit entièrement en français.

Les nombreuses conversations avec les chercheurs de l'équipe modélisation du LMD m'ont beaucoup aidé à comprendre les processus climatiques. Je pense particulièrement à Jean-Yves Grandpeix, Frédéric Hourdin, Catherine Rio et Francis Codron.

Merci à Ionela Musat, Marie-Pierre Lefebvre, Sebastien Denvil, Joséphine Ghattas et Abderrahmane Idelkadi pour leurs aides et conseils sur le modèle ; merci à Robert Franchisseur, Véronique Fabart, Laurent Fairhead et Fallou M'Baye pour l'assistance informatique qu'ils m'ont apporté tout au long de ma thèse ; et merci à Martine Maherou et Catherine Douineau qui ont toujours été présentes pour régler les petits et gros problèmes administratifs.

Je tiens à remercier toutes les doctorants et post-docs qui m'ont apporté leur aide pendant ces 4 années passées au LMD. Je remercie particulièrement mes collègues du bureau 304 : merci à Nicolas Rochetin pour sa bonne humeur et nos discussions toujours instructives, même si il n'a pas réussi à déclencher mon intérêt pour la convection profonde. Merci également à Romain Pilon et Camille Risi pour leurs discussions et l'assistance qu'ils m'ont apporté. Merci enfin à Zhang Jié, Anais Barella-Ortiz, Francisco Gonzalez-Galindo et Madeleine-Sophie Deroche pour les bons moments passés ensemble.

De plus, je tiens à remercier Alexandre Catarino pour son aide lors de la prise en main du modèle uni-colonne, Romain Roehrig pour ses conseils sur les données satellites et Antoine Auby pour son amitié et son aide informatique.

Pour finir, je n'oublie pas l'aide que m'a apporté ma famille. Merci tout d'abord à ma mère pour m'avoir toujours soutenu et aidé tout au long de mes années d'études, quelque soit la ville où j'étudiais. Merci également à mon père et mes frères, Yannick et Lionel. Merci à Sabrina pour son aide logistique et à Julien pour son enthousiasme. Merci à ma femme Meryem pour son soutien quotidien et ses encouragements qui m'ont accompagné durant toutes ces années. Merci enfin à mon fils Gabriel pour sa joie de vivre.

## Résumé

Le dernier rapport du GIEC affirme que la réponse radiative des nuages bas à un réchauffement climatique a un rôle prédominant dans la dispersion des sensibilités climatiques simulées par les modèles de climat. Ainsi, comprendre les mécanismes qui contrôlent le comportement des nuages bas s'avère crucial. Cependant, la complexité des modèles couplés océan-atmosphère et le nombre important de processus impliqués rendent l'analyse de cette réponse difficile. Pour simplifier cette étude et identifier les processus les plus critiques sous-jacents aux rétroactions nuageuses, une analyse de la réponse des nuages à un changement climatique est effectuée en utilisant le modèle de climat de l'IPSL dans une hiérarchie de configurations.

La comparaison entre trois configurations de modèles (couplé, atmosphérique et aqua-planète) utilisant les mêmes paramétrisations physiques montre que la réponse des nuages à un réchauffement est dominée par la diminution des nuages bas dans les régimes de faible subsidence. L'utilisation d'un modèle uni-colonne, forcé par des conditions dynamiques correspondant à ces régimes, permet de reproduire à la fois le profil vertical nuageux simulé par la version 3D et sa réponse à un réchauffement de la surface (à la condition d'ajouter un forçage stochastique sur la vitesse verticale). Nous testons la sensibilité de cette réponse aux forçages appliqués et aux paramètres incertains des paramétrisations physiques du modèle atmosphérique. A travers une analyse en bilan d'énergie statique humide (MSE), nous identifions plusieurs mécanismes : (1) *Robuste* : Dans les régimes subsidents, la relation de Clausius-Clapeyron prédit que le réchauffement de l'atmosphère augmente le gradient vertical de MSE, entraînant une intensification de l'import de faible MSE de la troposphère libre dans la couche limite. Le bilan de MSE relie changements d'advection verticale et d'effets radiatifs des nuages. (2) *Dépendants de la physique du modèle* : Le couplage des schémas de convection peu profonde, de turbulence et de nuages permet à l'intensification du transport vertical de faible MSE de rendre moins nécessaire l'effet refroidissant des nuages pour équilibrer le bilan énergétique (robustesse de la rétroaction positive du modèle). L'amplitude de la réponse est proportionnelle à l'effet refroidissant des nuages du climat présent. Cet effet est influencé par les paramètres incertains de la physique qui modifient l'intensité de la rétroaction positive  $\beta$  entre refroidissement radiatif nuageux, humidité relative et fraction nuageuse (auto-maintenance des nuages bas).

Afin de comparer et d'évaluer ce mécanisme de rétroaction, nous effectuons une comparaison des caractéristiques nuageuses de certains modèles atmosphériques CMIP5. Ces modèles simulent une robuste rétroaction positive des nuages bas tropicaux. Nous discuterons de l'utilisation de la variabilité saisonnière pour anticiper l'amplitude des réponses nuageuses et pour dessiner un test observationnel pertinent à leur évaluation.

## Abstract

The last IPCC report affirms the predominant role of low cloud-radiative feedbacks in the inter-model spread of climate sensitivity. Understanding the mechanisms that control the behavior of low-level clouds is thus crucial. However, the complexity of coupled ocean-atmosphere models and the large number of processes potentially involved make the analysis of this response difficult. To simplify the analysis and to identify the most critical controls of cloud feedbacks, we analyze the cloud response to climate change simulated by the IPSL-CM5A model in a hierarchy of configurations.

A comparison between three model configurations (coupled, atmospheric and aquaplanet) using the same physical parametrizations shows that the cloud response to global warming is dominated by a decrease of low clouds in regimes of moderate subsidence. Using a Single Column Model, forced by weak subsidence large-scale forcings, allows us to reproduce the vertical cloud profile predicted in the 3D model, as well as its response to climate change (if a stochastic forcing is added on vertical velocity). We analyze the sensitivity of this low-cloud response to external forcings and also to uncertain parameters of physical parametrizations involved on the atmospheric model. Through a moist static energy (MSE) budget, we highlight several mechanisms : (1) *Robust* : Over weak subsidence regimes, the Clausius-Clapeyron relationship predicts that a warmer atmosphere leads to an increase of the vertical MSE gradient, resulting in a strengthening of the import of low-MSE from the free atmosphere into the cloudy boundary layer. The MSE budget links changes of vertical advection and cloud radiative effects. (2) *Physics Model Dependent* : The coupling between shallow convection, turbulence and cloud schemes allows the intensification of low-MSE transport so that cloud radiative cooling becomes "less necessary" to balance the energy budget (Robust positive low cloud-radiative feedback for the model). The amplitude of cloud feedback is proportional to the cloud cooling effect in the present climate. This effect is influenced by uncertain parameters of model physics which modify the intensity of the positive  $\beta$  feedback between cloud radiative cooling, relative humidity and cloud fraction (self-maintenance of low clouds)

In order to assess the generality of this feedback mechanism, we perform among several atmospheric CMIP5 models. Those models simulate a robust positive tropical low cloud feedback. The use of seasonal variability to anticipate amplitudes of low-cloud response under global warming, and to design an observational test for their evaluation will be discussed.



# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction et contexte de l'étude</b>	<b>9</b>
1.1	Les nuages dans le climat . . . . .	9
1.1.1	Energétique climatique . . . . .	9
1.1.2	Impact radiatif des nuages . . . . .	11
1.1.3	Composition des nuages . . . . .	15
1.1.4	Nuages, circulation et stabilité dans les Tropiques . . . . .	17
1.1.5	Processus de formation des nuages bas . . . . .	21
1.2	Variabilités naturelles des nuages . . . . .	22
1.2.1	Variabilité diurne . . . . .	23
1.2.2	Variabilité intra-saisonnière . . . . .	23
1.2.3	Variabilités saisonnières . . . . .	23
1.2.4	Variabilité interannuelle . . . . .	23
1.2.5	Tendances . . . . .	25
1.3	Caractéristiques des rétroactions nuageuses . . . . .	25
1.3.1	Le réchauffement climatique . . . . .	25
1.3.2	Les rétroactions . . . . .	27
1.3.3	Les rétroactions nuageuses . . . . .	31
1.4	Organisation de la thèse . . . . .	36
1.4.1	Objectifs . . . . .	36
1.4.2	Plan . . . . .	37
<b>2</b>	<b>Moyens d'études</b>	<b>39</b>
2.1	Les modèles climatiques . . . . .	39
2.1.1	Description générale . . . . .	39
2.1.2	Paramétrisation des nuages . . . . .	41
2.1.3	Le modèle de l'IPSL . . . . .	43
2.2	Les satellites . . . . .	46
2.2.1	Les types de satellites . . . . .	46
2.2.2	Les missions utiles à l'étude des nuages . . . . .	46
2.3	Comparaison observations/modèles : Utilisations de simulateurs . . . . .	48
2.4	Les ré-analyses . . . . .	49
2.5	Les modèles explicites de nuages . . . . .	49
2.5.1	Les modèles LESs (Large Eddy Simulation models) . . . . .	50
2.5.2	Les CRMs (Cloud Resolving Models) . . . . .	50
2.6	Les rétroactions au cœur des études d'intercomparaison . . . . .	50
2.6.1	CMIP . . . . .	50
2.6.2	CFMIP . . . . .	51

2.6.3	CGILS . . . . .	52
<b>3</b>	<b>Analyse de la rétroaction des nuages bas</b>	<b>57</b>
3.1	Introduction . . . . .	57
3.2	Réponse du modèle climatique à un réchauffement climatique . . . . .	58
3.2.1	La physique du modèle LMDZ . . . . .	58
3.2.2	Le modèle couplé IPSL-CM5A-LR . . . . .	59
3.3	Description d'une hiérarchie de modèles . . . . .	62
3.3.1	Les modèles de circulation générale atmosphériques . . . . .	62
3.3.2	Le modèle uni-colonne utilisant les forçages CGILS . . . . .	66
3.4	Interprétation de la rétroaction nuageuse du modèle IPSLCM5A . . . . .	71
3.4.1	Sensibilité de la réponse des nuages aux forçages . . . . .	71
3.4.2	Sensibilité de la réponse des nuages au refroidissement radiatif . . . . .	73
3.5	interprétation énergétique . . . . .	75
3.5.1	Bilan d'énergie statique humide (MSE) . . . . .	75
3.5.2	Relation entre advection verticale de MSE et nuages . . . . .	77
3.5.3	interprétation dans les GCMs . . . . .	81
3.6	Explication physique du mécanisme de rétroaction nuageuse positive . . . . .	81
3.7	Conclusions . . . . .	82
<b>4</b>	<b>Sensibilité de l'amplitude de la rétroaction nuageuse</b>	<b>87</b>
4.1	Introduction . . . . .	87
4.2	Sensibilité aux paramétrisations physiques . . . . .	88
4.2.1	Incertitudes des modèles . . . . .	88
4.2.2	Utilisation du modèle 1D . . . . .	91
4.2.3	Utilisation du modèle 3D . . . . .	93
4.3	Interprétation . . . . .	96
4.3.1	Rétroaction $\beta$ . . . . .	96
4.3.2	Sensibilité à l'effet $\beta$ . . . . .	98
4.4	Contraintes observationnelles . . . . .	100
4.5	Mécanismes robustes des rétroactions nuageuses du modèle IPSL-CM5A . . . . .	101
4.6	Conclusions . . . . .	105
	<b>Résumé du mécanisme de rétroaction du modèle IPSL-CM5A</b>	<b>106</b>
<b>5</b>	<b>Analyse multi-modèles et tests observationnels</b>	<b>111</b>
5.1	Description des modèles utilisés . . . . .	111
5.1.1	Le groupe IPSL . . . . .	111
5.1.2	Le groupe CNRM-CERFACS . . . . .	112
5.1.3	Le groupe MOHC . . . . .	112
5.1.4	Le groupe MPI-M . . . . .	113
5.1.5	Le groupe CCCma . . . . .	113
5.1.6	Le groupe NCC . . . . .	113
5.1.7	Le groupe MIROC . . . . .	114
5.2	Description des observations et ré-analyses utilisées . . . . .	114
5.3	Climatologie des nuages des modèles CMIP5 . . . . .	115
5.3.1	Atlas tropicaux . . . . .	115
5.3.2	Régimes de circulation . . . . .	121
5.4	Les rétroactions nuageuses des modèles CMIP5 . . . . .	125



5.4.1	Vue d'ensemble des réponses radiatives nuageuses . . . . .	125
5.4.2	Analyse en régimes dynamiques . . . . .	128
5.4.3	Utilisation du bilan en MSE . . . . .	129
5.4.4	Réponse des nuages des zones de faible subsidence . . . . .	131
5.5	Réponses radiatives des nuages entre climat présent et perturbé . . . . .	133
5.5.1	Variabilité saisonnière . . . . .	133
5.5.2	Modifications radiatives présentes et futures . . . . .	136
5.6	Conclusion . . . . .	138
<b>6</b>	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>141</b>
6.1	Conclusions . . . . .	141
6.2	Perspectives . . . . .	142
6.2.1	Limites de l'étude . . . . .	142
6.2.2	Perspectives à court terme . . . . .	143
6.2.3	Perspectives à long terme . . . . .	146
<b>7</b>	<b>Annexes</b>	<b>147</b>
7.1	Acronymes . . . . .	147
7.2	Résultats de l'intercomparaison CGILS . . . . .	150
7.3	Le modèle uni-colonne utilisant les forçages aquaplanètes . . . . .	156
7.3.1	Sélection des forçages . . . . .	156
7.3.2	Contraintes sur les forçages appliqués . . . . .	160
7.4	Liste des articles publiés ou soumis . . . . .	164



# Chapitre 1

## Introduction et contexte de l'étude

Dans cette introduction, nous étudions l'action énergétique et dynamique des nuages sur le climat et principalement les caractéristiques physiques des nuages bas tropicaux (section 1.1). Nous nous intéressons ensuite aux variabilités naturelles des nuages tropicaux, de l'évolution diurne aux tendances moyennes (section 1.2). Ceci permet d'introduire les concepts de rétroactions climatiques et d'étudier les incertitudes liées à la réponse des nuages lors d'un réchauffement climatique (section 1.3). Enfin, nous introduisons les objectifs de cette thèse et les grandes problématiques qui nous guideront tout au long de ce manuscrit (section 1.4).

### 1.1 Les nuages dans le climat

#### 1.1.1 Energétique climatique

Le système climatique est contrôlé à la fois par des sources d'énergie provenant de l'énergie solaire et des flux de surface, ainsi que par des pertes d'énergie radiative au sommet de l'atmosphère et par des transports qui permettent la conservation de l'énergétique globale du système. Le système est dit en équilibre, il est supposé renvoyer vers l'espace autant d'énergie qu'il en reçoit. Le bilan énergétique moyen global est représenté sur la figure 1.1.

Tout le rayonnement solaire incident (d'une valeur de  $341 \text{ W/m}^2$  en moyenne globale et temporelle) n'est pas absorbé par la surface. En effet, la réflexion se fait par des molécules d'air (diffusion Rayleigh qui donne le bleu du ciel), par les particules en suspension dans l'atmosphère (diffusion de Mie par les aérosols et les nuages) et enfin par la surface terrestre. La somme de ces réflexions entraîne un albédo planétaire moyen d'environ 30%. Il existe des phénomènes d'absorption du rayonnement solaire incident par l'atmosphère, principalement au niveau de la stratosphère et un peu au niveau des nuages ; ces phénomènes sont néanmoins faibles, on considère souvent l'atmosphère transparente au rayonnement solaire incident en condition de ciel-clair.

Au niveau du sol, la Terre émet un rayonnement infra-rouge dépendant de sa température  $T$  selon la loi de Stefan-Boltzmann ( $\epsilon\sigma T^4$  avec  $\epsilon$  l'émissivité de la Terre égal à 1 et  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann égale à  $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$ ). Il s'agit de la loi du corps noir qui relie flux incidents et sortants à la seule température. Le domaine de longueurs d'onde des flux infra-rouge n'est pas transparent pour l'atmosphère et excite les molécules qui réémettent un rayonnement infra-rouge dans toutes les directions de l'espace. On appelle ce phénomène "effet de serre" qui permet aux particules présentes dans l'atmosphère (eau, dioxyde de carbone, méthane...) de chauffer la planète en plus du rayonnement solaire incident. Sans eux, la température moyenne de la surface ne serait pas de  $15^\circ\text{C}$  mais seulement de  $-18^\circ\text{C}$ . Une augmentation de la concentration de ces particules traces pourrait donc avoir un impact significatif sur le bilan énergétique et donc

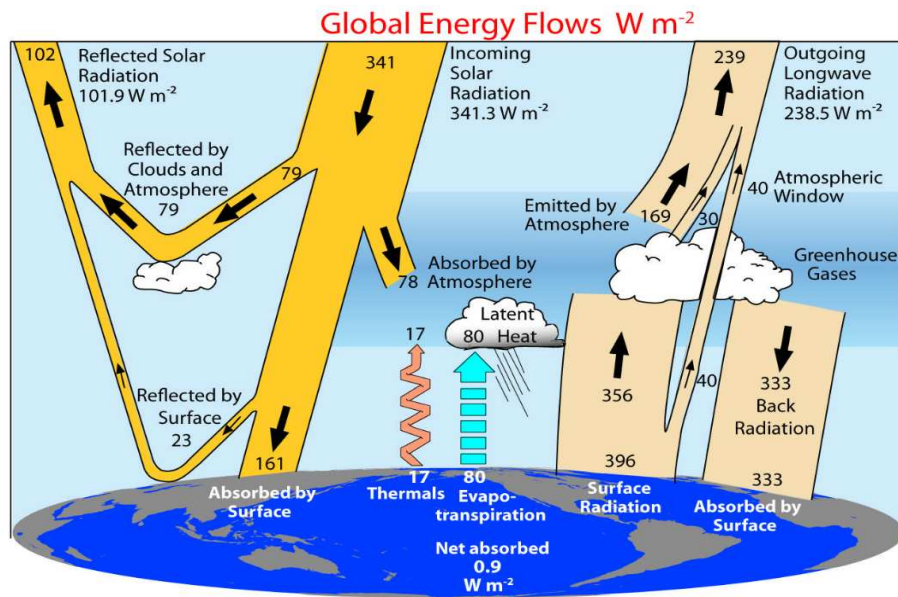


FIG. 1.1 – Estimation de l'équilibre énergétique terrestre moyen. L'apport d'énergie par flux solaire est redistribué par absorption de l'atmosphère et de la surface et également par effet d'albédo de la surface et des composants de l'atmosphère (nuages, aérosols...). L'émission infra-rouge terrestre est absorbée en majorité par l'atmosphère et redistribuée à la fois vers la surface par effet de serre et vers le sommet de l'atmosphère. En surface, les flux turbulents sensible et latent chauffent l'atmosphère. Le bilan d'énergie est équilibré à la surface et au sommet de l'atmosphère. Tiré de Trenberth et al. (2009)

sur la réchauffement de la surface terrestre (les problématiques liées au réchauffement climatique sont abordées dans la section 1.3.1).

L'équilibre ne se fait pas seulement par des échanges radiatifs. Il faut également prendre en compte les échanges turbulents en surface (flux de chaleur sensible) et également les échanges par changements de phase (flux de chaleur latente).

Les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère ont des répartitions géographiques hétérogènes (Figure 1.2). On voit que le maximum d'absorption solaire est concentré au niveau de la bande tropicale et le minimum au niveau des pôles. Cette absorption est liée aux variations saisonnières et donc à l'inclinaison du soleil. Elle est également liée à l'albédo de l'atmosphère (présence de nuages) et à l'albédo du sol (océans/continents). D'un autre côté, l'émission infrarouge décroît également de l'équateur jusqu'aux pôles en raison de la diminution de la température de surface. Elle est également liée à la température d'émission de toute l'atmosphère et est donc dépendante de la présence de nuages hauts et froids. Ceux-ci ont un fort effet de serre et diminuent l'émission au sommet de l'atmosphère : on remarque d'une part les zones ciel-clair désertiques et les zones océaniques sans nuages où la perte d'énergie est forte ; et d'une autre la zone de convergence inter-tropicale et les zones d'eaux chaudes, très nuageuses, qui perdent peu d'énergie.

Le déséquilibre du bilan global net d'énergie au sommet de l'atmosphère et en surface est considéré comme faible d'après les observations récentes (Levitus et al., 2005; Trenberth et al., 2009). Néanmoins, les contrastes horizontaux induisent des transports d'énergie compensant les sources et les puits. La circulation induite par ces différences peut être définie comme l'ensemble

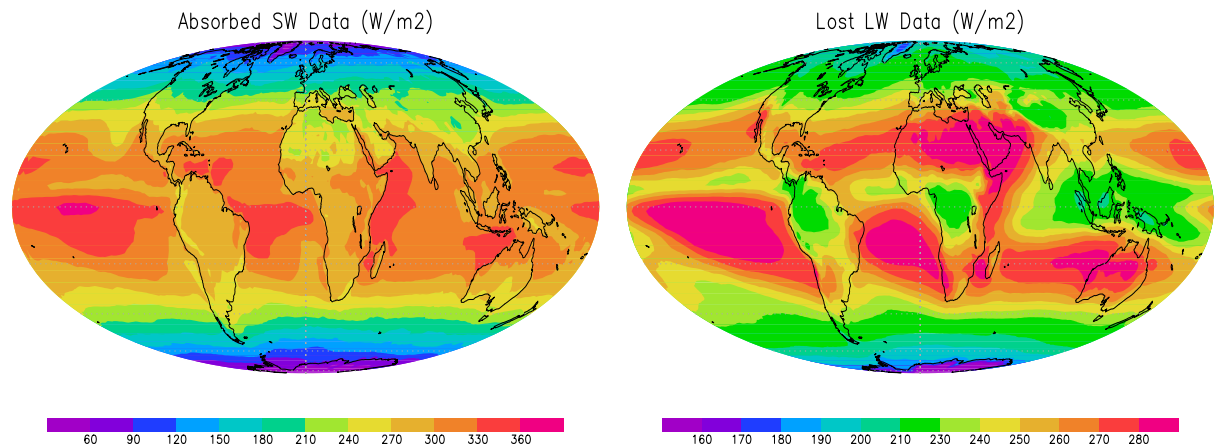


FIG. 1.2 – Moyenne du rayonnement solaire absorbé par le système terrestre (gauche) et le rayonnement infra-rouge perdu au sommet de l’atmosphère (droite) d’après CERES EBAF sur la période 01/06/06 au 31/12/10.

des circulations ayant pour origine de l’énergie radiative ou des échanges atmosphère/océan. Cette circulation est caractérisée par plusieurs cellules significatives.

La cellule de Hadley se situe entre l’équateur et 30° Nord et Sud. Elle se caractérise par une élévation des parcelles d’airs chaudes et humides à l’équateur, qui transportent l’énergie vers les subtropiques au niveau de la tropopause. L’air se refroidit, devient instable par rapport à son environnement et descend en suivant un gradient adiabatique sec. L’air en surface anticyclonique des zones de subsidence diverge vers l’équateur sous l’effet de la force de Coriolis (provoquant des alizés nord-est et sud-est en fonction de l’hémisphère) afin de fermer cette cellule. Nous discuterons des types de nuages rencontrés dans cette cellule dans la section 1.1.4.

Les deux autres cellules méridiennes sont la cellule polaire qui est identique à la cellule de Hadley au niveau des pôles et la cellule de Ferrel au niveau des moyennes latitudes. La circulation longitudinale de Walker permet une redistribution d’énergie entre le Pacifique Ouest chaud et le Pacifique Est froid (différence venant des upwelling côtiers qui ramènent des eaux profondes froides en surface à l’est des bassins océaniques). La modification de cette boucle a des conséquences fortes sur le climat via des événements tel que l’oscillation El Nino par exemple.

Le bilan énergétique est donc fortement influencé par la présence de nuages. Nous allons maintenant décrire les différents effets radiatifs que provoquent les nuages sur le climat et les différentes façons de les quantifier.

### 1.1.2 Impact radiatif des nuages

#### Définition du forçage radiatif des nuages

Les nuages ont des effets antagonistes sur le climat. D’une part, ils refroidissent la surface terrestre par effet d’albédo, c’est-à-dire qu’ils renvoient le rayonnement solaire incident vers l’espace. D’autre part, ils ont un effet de serre important qui ré-émet le rayonnement infra-rouge terrestre vers la surface augmentant sa température (Figure 1.3). Pour exprimer cette dualité, un paramètre quantifie le rôle radiatif des nuages sur l’atmosphère. On l’appelle le forçage radiatif des nuages (dans ce manuscrit nous l’appellerons **CRF** pour Cloud Radiative Forcing). Il est défini comme la différence entre les flux nets total et ciel-clair au sommet de l’atmosphère (appelé ensuite TOA pour Top Of the Atmosphere). Les premières utilisations de ce terme datent de

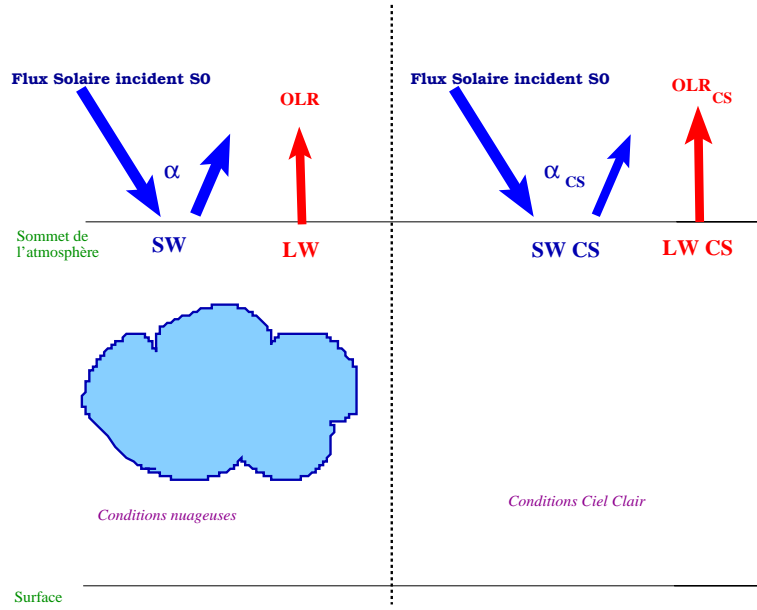


FIG. 1.3 – Idéalisations de l'équilibre des flux au sommet de l'atmosphère dans des conditions nuageuses et ciel-clair. Pour un même flux solaire incident  $S_0$ , le flux solaire réfléchi est plus important dans le cas nuageux (l'albédo total est supérieur à l'albédo ciel-clair :  $\alpha > \alpha_{CS}$ ) et le flux infra-rouge sortant plus faible. La différence de ces deux états permet le calcul du forçage radiatif des nuages (CRF) calculé dans l'équation 1.3.

Coakley Jr and Baldwin (1984). Ramanathan et al. (1989) ont montré que, en moyenne globale, l'effet d'albédo des nuages est plus important que leur effet de serre, signifiant que les nuages ont un effet refroidissant sur le climat. Stephens (2005) ajoute qu'il ne s'agit pas explicitement d'un forçage mais plutôt d'une action au sein même du climat, il appelle donc ce terme CRE pour Cloud Radiative Effect. Certaines études utilisent plutôt ce terme. Dans cette thèse, le terme CRF sera utilisé.

Ce forçage est décomposé en deux composantes. La première est constituée d'une composante de courtes longueur d'onde (SW pour Short-Wave) :

$$CRF_{SW} = F_{SW} - F_{SW}^0 = \frac{S_0 * (1 - \alpha)}{4} - \frac{S_0 * (1 - \alpha_{CS})}{4} \quad (1.1)$$

où  $F_{SW}$  est la différence entre le flux entrant et sortant de l'atmosphère ( $^0$  correspond au ciel-clair). Le terme  $S_0$  est le flux incident solaire au sommet de l'atmosphère et les termes  $\alpha$  et  $\alpha_{CS}$  sont les albédos terrestres au TOA total et ciel-clair respectivement.

La seconde partie du forçage est le flux infra-rouge au sommet de l'atmosphère (LW pour Long-Wave) :

$$CRF_{LW} = -(OLR - OLR^0) \quad (1.2)$$

Le flux LW net au TOA est égal au terme OLR (signifiant Outgoing Longwave Radiation) défini comme le rayonnement sortant de l'atmosphère, le flux entrant étant nul.

On calcule le forçage radiatif total des nuages au sommet de l'atmosphère de la manière suivante :

$$CRF_{tot} = CRF_{SW} + CRF_{LW} = \frac{S_0}{4} * (\alpha_{CS} - \alpha) + OLR^0 - OLR \quad (1.3)$$

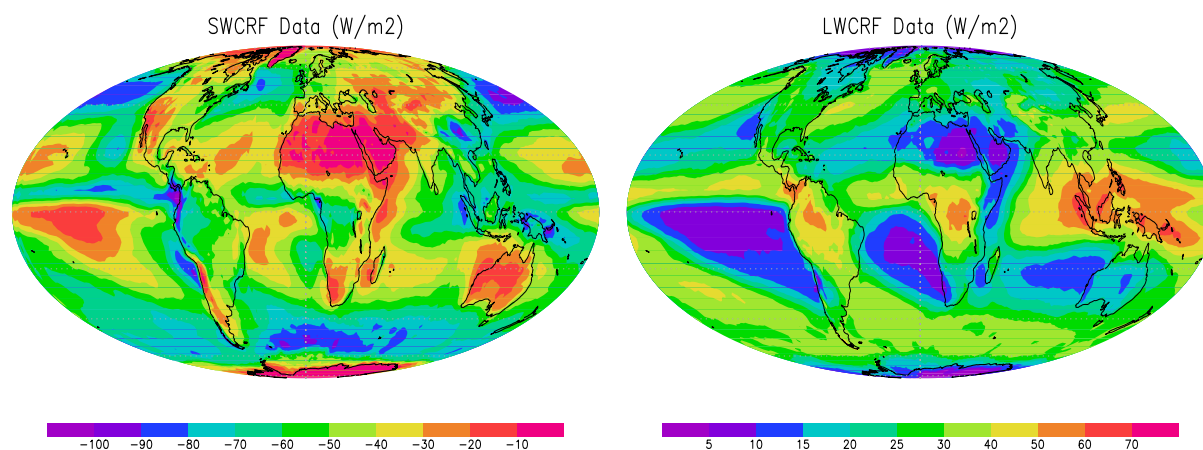


FIG. 1.4 – Moyenne du Cloud Radiative Forcing SW (gauche) et LW (droite) d'après CERES EBAF sur la période 01/06/06 au 31/12/10

Les nuages exercent donc deux effets antagonistes : La première composante est négative car les nuages font perdre de l'énergie au système terrestre par rayonnement SW, ce sont à la fois les nuages bas stratiformes et les nuages convectifs qui agissent le plus sur cette quantité car ils possèdent un fort effet d'albédo. La seconde est positive car elle quantifie l'effet de serre (le piégeage du rayonnement terrestre ré-émis vers la surface), celui-ci étant plus intense lorsque la température du nuage est éloignée de la température de la surface. Ainsi, ce sont les nuages hauts (cirrus par exemple) qui contribuent le plus à cet effet.

### Utilisation du CRF

La grande force de cette quantité est sa capacité de comparaison aux données satellites qui fournissent les valeurs du rayonnement sortant au niveau du sommet de l'atmosphère. Les climatologies du CRF global SW et LW données par le satellite CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) sont représentées sur la figure 1.4. La moyenne globale du CRF est de l'ordre de  $-21 W/m^2$  ( $-47 W/m^2$  pour le CRF SW et  $26 W/m^2$  pour le CRF LW), ce qui montre que les nuages ont tendance à refroidir le climat en renvoyant l'énergie incidente. Il devient également possible de discriminer des zones montrant une climatologie nuageuse différente.

En effet, les zones de nuages bas ont un CRF fortement négatif ( $-100$  à  $-50 W/m^2$ ) et sont souvent associées à des zones de ciel-clair au-dessus de la première couche de nuages bas (CRF LW quasi nul). On les retrouve principalement au niveau des bords est des océans où les upwelling océaniques ramènent en surface des eaux froides (à l'ouest de l'Amérique du nord et du sud et à l'ouest de l'Afrique). On souligne également les zones fortement convectives qui correspondent à des zones chaudes où les nuages convectifs ont un impact dans les deux domaines de longueurs d'onde. Ils ont ainsi des valeurs de CRF total proches de  $0 W/m^2$  compensant les effets opposés solaire et infra-rouge. On les localise au niveau des zones de "warm pool" (à l'ouest de l'Océan Indien et Pacifique Est). A l'inverse, les zones continentales désertiques sans nuages possèdent un CRF quasi nul dans les deux domaines (du Sahara jusqu'au moyen-orient et également l'Australie). Enfin, on reconnaît les nuages des moyennes latitudes qui ont un effet fort dans les courtes longueurs d'ondes et non négligeable dans les grandes longueurs d'ondes. Ces régions sont recouvertes essentiellement de fronts gouvernés par des systèmes synoptiques. Wallace and Hobbs (1977) décrivent les différentes classes de nuages correspondantes (des fins nuages bas au niveau des fronts froids aux épais nuages précipitants aux niveaux de la montée du front). Un exemple

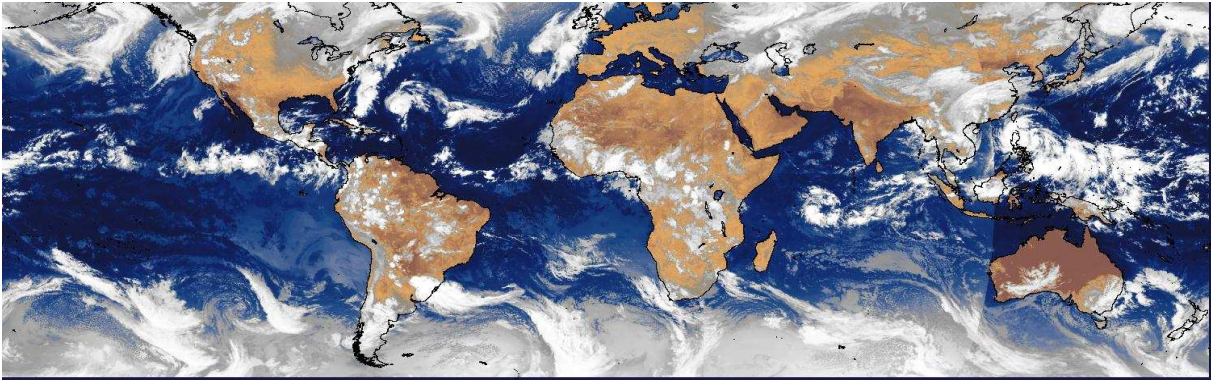


FIG. 1.5 – Composite d’imageries instantanées infra-rouge provenant de satellites géostationnaires (à 0300 UTC 01 Oct 2011) montrant à la fois les zones nuageuses tropicales (la ZCIT, la warm pool), les zones de ciel-clair et les nuages synoptiques des moyennes latitudes (D’après SATMOS/Météo-France).

de représentation nuageuse d’après les données satellites est représenté sur la figure 1.5.

### Forçage radiatif des nuages sur l’atmosphère

Le forçage atmosphérique des nuages sur l’atmosphère est appelé **ACRF**. Il est défini comme l’impact radiatif des nuages sur les couches atmosphériques en calculant la différence entre les échanges atmosphériques effectués avec la surface et l’espace :

$$ACRF = CRF_{TOA} - CRF_{SFC} \quad (1.4)$$

Chaque couche de l’atmosphère perd de l’énergie et en reçoit par l’ensemble de ses couches adjacentes. Lorsque les conditions sont dites de ciel-clair (sans nuages), la température et l’humidité de l’atmosphère diminuent avec l’altitude, et donc le rayonnement sortant des couches les plus basses est supérieur au rayonnement descendant vers ces couches. On obtient une perte d’énergie de toutes les couches de l’atmosphère, d’où une perte moyenne importante au sommet de l’atmosphère par refroidissement radiatif ciel-clair.

Une couche nuageuse rayonne plus intensément qu’une couche ciel-clair, car l’émissivité de celle-ci est plus importante. Une couche nuageuse adjacente à des couches ciel-clair réchauffe les couches voisines. Si les couches supérieures sont nuageuses également (cas des tours convectives), l’ensemble de ces couches renvoient vers le bas une énergie supérieure à celle émise par la première couche nuageuse. Ce flux descendant réchauffe donc les couches inférieures. Les nuages convectifs réchauffent l’atmosphère par effet de serre nuageux. Si les couches supérieures sont de ciel-clair, l’énergie émise par la couche nuageuse est supérieure à l’énergie descendante de l’ensemble des couches jusqu’au sommet de l’atmosphère. Cette couche nuageuse perd donc de l’énergie et se refroidit.

La figure 1.6 représente les profils de réchauffement radiatif de l’atmosphère causé par les nuages pour deux situations : nuages convectifs et nuages de zones subsidentes. On remarque le réchauffement par effet de serre de toute l’atmosphère par les tours convectives. Les nuages bas de couche limite dans les zones subsidentes refroidissent car la forte perte d’énergie n’est pas compensée par le faible apport des couches de ciel-clair adjacentes. La couche de ciel-clair sous-nuageuse (vers 975 hPa) est réchauffée par effet de serre. Enfin, les nuages hauts (vers 300 hPa)



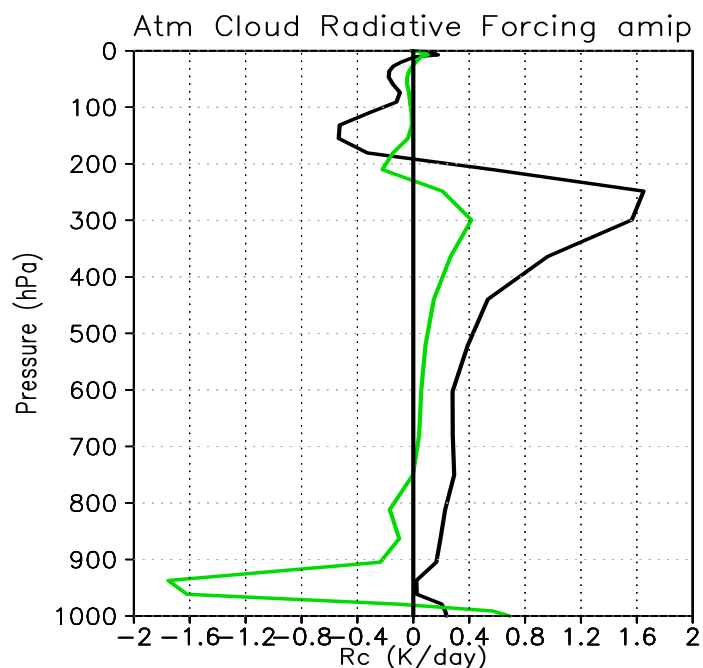


FIG. 1.6 – Réchauffement radiatif de l’atmosphère causé par les nuages dans une situation de convection profonde (noir) et dans une situation de faible subsidence comprenant des nuages bas et des nuages hauts (vert). Les sorties sont fournies par le modèle climatique IPSL-CM5A.

agissent de la même façon que les nuages bas mais l’effet réchauffant de la couche nuageuse est plus important que l’effet refroidissant des couches sous-nuageuses. De manière équivalente à l’équation 1.4, on peut définir le forçage atmosphérique des nuages ACRF comme l’intégrale verticale du refroidissement radiatif causée par les nuages ( $R_c$ ) sur toute l’atmosphère :

$$ACRF = \int_{P_{SFC}}^{P_{TOA}} R_c(P) \frac{dP}{g} \quad (1.5)$$

où  $dP$  est l’épaisseur de la couche et  $g$  l’accélération de la pesanteur. Les nuages convectifs ont une valeur du ACRF fortement positive, les nuages bas faiblement négative et les nuages hauts proche de zéro.

### 1.1.3 Composition des nuages

Les variables décrites précédemment quantifient les effets radiatifs des nuages sur le climat mais ne donnent pas de détails sur la caractérisation physique d’un nuage ni sur sa localisation verticale. Il est nécessaire d’identifier d’autres variables qui caractériserait de manière plus détaillée les différentes catégories de nuages.

#### La fraction nuageuse

La fraction nuageuse est une variable importante pour sa caractérisation physique et le principal quantificateur du rôle radiatif du nuage sur le climat. Néanmoins, sa définition est fonction du point de vue auquel on se place. Pour le météorologue, elle est définie comme la fraction du ciel couverte par les nuages. Dans un modèle climatique, elle est définie comme le pourcentage d’une

maille recouvert par un nuage. Cette maille est souvent représentative d'une très large région dans les GCMs (plus de 100km), il est donc nécessaire de paramétrer une répartition sous-maille de ces nuages. Cette partie sera développée plus en détail dans la section 2.1. D'un autre côté, les modèles à plus fines échelles définissent "de manière absolue" la nébulosité. Chaque point du modèle (jusqu'à 5 mètres de résolution) définit de manière binaire (1 ou 0) la fraction nuageuse d'après le seuil de sursaturation. La reproduction du nuage est donc non paramétrisée. Lors de comparaisons avec des données plus grossières (modèles climatiques, observations satellites), il est nécessaire de faire des hypothèses de recouvrement des couches adjacentes (effets d'overlapping) qui peuvent fortement influencer le calcul des caractéristiques radiatives des nuages (Neggers et al., 2011). Enfin pour les satellites, la fraction nuageuse est diagnostiquée par les mesures de radiance de réflexion et d'émission thermique ou par la polarisation de la lumière réfléchie (pour la télédétection passive), soit via les coefficients de diffusion des particules de l'atmosphère ou par l'énergie rétrodiffusé d'une impulsion électromagnétique (pour la télédétection active) (Konsta, 2010).

### Les propriétés optiques des nuages

Il est ensuite nécessaire de quantifier la réflexion du rayonnement solaire pour une fraction nuageuse donnée. Pour cela, deux termes sont utilisés : l'épaisseur optique ( $\tau$ ) et la réflectance (Refl). Ces deux notions sont à la fois dépendantes de la fraction nuageuse et de l'eau liquide à l'intérieur du nuage. Plus leurs valeurs sont grandes, plus la réflexion du flux solaire incident l'est également (plus fort effet d'albédo).

Si l'épaisseur optique des nuages est contrôlé au premier ordre par ces facteurs, d'autres peuvent jouer un rôle de second ordre.

Les propriétés radiatives des nuages hauts sont conditionnées par la forme et la taille des cristaux de glace qui les composent. Ces deux variables agissent à la fois sur la ré-émission infra-rouge et sur l'effet d'albédo du flux solaire.

Les aérosols jouent également un rôle sur les propriétés physiques des nuages, on appelle cela l'effet indirect des aérosols<sup>1</sup>. Pour les nuages de couche limite, l'augmentation de la quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère augmente le nombre de noyaux de condensation (qui facilite la transformation d'eau vapeur en eau liquide) et réduit la taille des gouttelettes. Cela rend la nébulosité plus réfléchissante : C'est le premier effet indirect. D'un autre côté, ce nuage possède des gouttelettes plus petites qui précipitent plus difficilement, la vie de celui-ci est alors allongée. On appelle cela le second effet des aérosols. Il est donc nécessaire, surtout pour des études des régions polluées, de tenir compte de ces effets dans les modèles climatiques car ceux-ci ont un effet non négligeable sur le bilan radiatif à la surface. De l'autre côté de la troposphère, les nuages hauts sont influencés par la vapeur d'eau et par les aérosols provenant des traînées d'avions. Ces derniers produisent des cirrus supplémentaires qui ont un impact sur la température de surface. A titre d'exemple, Travis et al. (2002) ont montré que l'arrêt des transports aériens consécutif aux attentats du 11 septembre 2001, et donc l'arrêt des traînées de condensation, a fait augmenter le gradient de température diurne au-dessus des États-Unis.

### L'altitude des nuages

Enfin, l'altitude des nuages joue un rôle important sur le climat car pour deux nuages physiquement identiques, le plus haut a un effet de serre plus important. Des graphiques appelés

<sup>1</sup>L'effet direct étant l'augmentation de l'albédo ciel-clair lorsque la quantité d'aérosols augmente

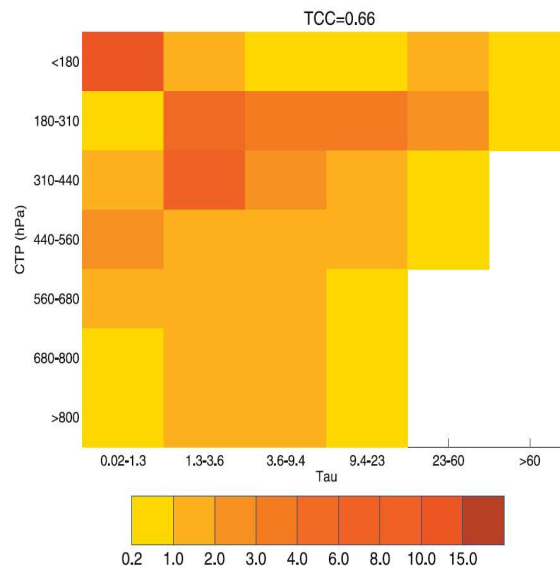


FIG. 1.7 – Histogrammes des valeurs ISCCP de la hauteur du sommet du nuages en fonction de l'épaisseur optique (CTP- $\tau$ ) moyennés pour l'année 1999 au niveau du Pacifique Ouest tropical. Les couleurs indiquent la fréquence d'occurrence de chaque catégorie CTP- $\tau$ . Tiré de Jakob and Tselioudis (2003).

CTP- $\tau$  (Rossow and Schiffer, 1991) tracent la fréquence d'occurrence de l'épaisseur optique en fonction de la pression en haut du nuage donnés par le satellite ISCCP (Figure 1.7). Cette technique est utilisée pour répertorier les différents types de nuages.

#### 1.1.4 Nuages, circulation et stabilité dans les Tropiques

Nous allons nous focaliser dorénavant sur l'étude des mécanismes physiques associés aux nuages au niveau des Tropiques exclusivement. Les Tropiques sont la région où le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère est positif, ce qui entraîne un transport zonal indispensable vers les moyennes latitudes. La répartition spatiale des nuages agit sur ces transports horizontaux d'énergie. Les Tropiques sont définis comme la zone comprise entre  $-30^\circ$  et  $30^\circ$  (moitié de la Terre), mais cette définition peut être modifiée en fonction des besoins.

##### Circulation tropicale

La première source de modulation des différents types de nuages est la circulation globale de l'atmosphère. Les régions tropicales sont organisées suivant un mouvement large-échelle principal : la cellule de Hadley-Walker. Cette circulation est représentée sous une forme idéalisée décrivant l'organisation nuageuse tropicale (Figure 1.8). Les nuages convectifs, géographiquement peu représentés, sont des nuages formés aux endroits où la température de la surface de la mer est la plus chaude (à gauche de la figure). Ils sont fortement dépendants de l'intensité des flux de surface et du refroidissement radiatif de l'atmosphère. Leur altitude est contrôlée au premier ordre par l'énergie disponible appelée CAPE (la "Convective Available Potential Energy" représente l'énergie cinétique maximum qu'une parcelle d'air instable peut acquérir en s'élevant).

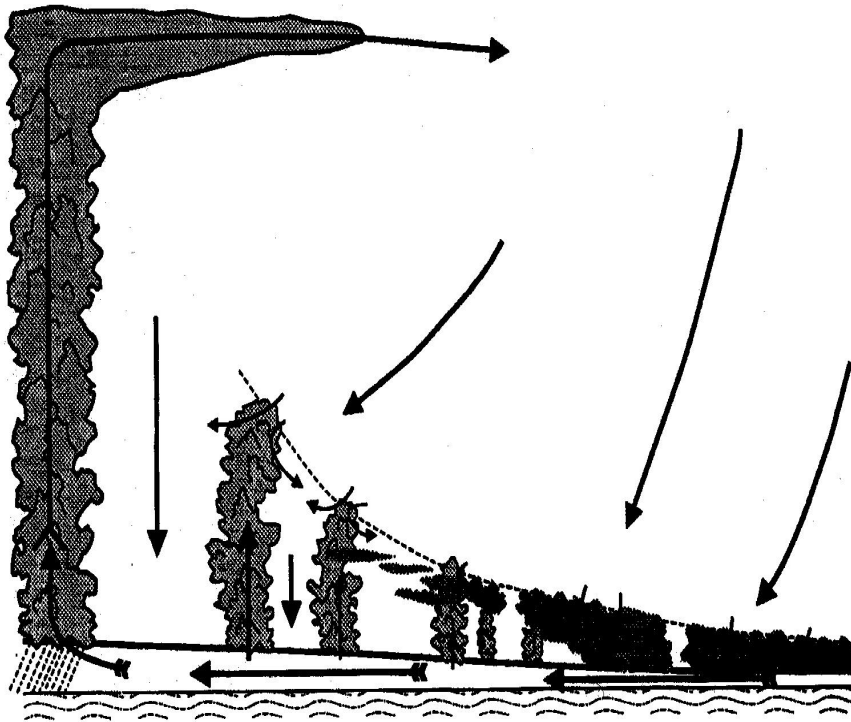


FIG. 1.8 – Idéalisation de la circulation tropicale montrant les différents régimes de nuages en fonction de l'augmentation de la température de surface de la mer (de la droite vers la gauche) ou de la vitesse verticale moyenne au niveau du milieu de la troposphère (des régimes ascendants à gauche au régimes subsidents à droite). Extrait de Emanuel (1994)

Cette élévation est freinée par une zone plus stable appelée tropopause, qui sépare la troposphère de la stratosphère. Les nuages convectifs sont sources d'énergie et d'humidité transportées vers les sub-tropiques au sommet de la troposphère. Les zones plus sèches sont associées à de la subsidence ciel-clair (à droite de la figure). Plus on s'éloigne de la zone convective, plus la température de la mer est froide et plus les nuages sont bas et optiquement épais. Ces nuages appelés Strato-Cumulus (Sc) ou encore Stratus (St) sont situés proches des côtés orientales des océans (upwelling côtier). Ils sont associés à une forte stabilité de l'atmosphère et leurs fractions varient proportionnellement à celle-ci (cf section suivante). La zone de transition entre nuages stratiformes et convectifs passe par des nuages de plus en plus développés verticalement. Tout d'abord en forme de rouleaux thermiques puis ensuite de plus en plus épais en fonction de l'atténuation de la subsidence, de l'augmentation de la température de surface et de l'ascendance grande échelle. Cette évolution est associée à des transports horizontaux d'humidité dans la couche limite dirigés vers les zones convectives, cette convergence joue un rôle sur l'intensité de la convection profonde et sur le transport d'énergie dans les Tropiques. Le système est donc fermé si on néglige les échanges d'énergie avec les moyennes latitudes.

### Stabilité et nuages bas

Dans les zones subsidentes, les nuages bas sont à la fois contraints via l'assèchement par subsidence et via l'humidification par flux de surface. Klein and Hartmann (1993) ont montré une relation empirique et linéaire entre la stabilité de la basse troposphère (quantifiée par le

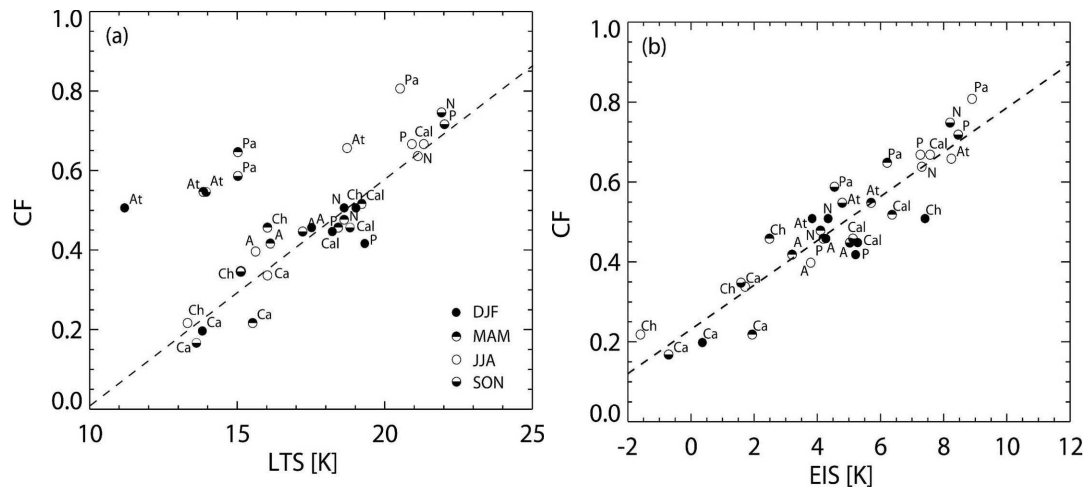


FIG. 1.9 – Relation entre la stabilité de l’atmosphère décrit par les paramètres LTS (gauche) et EIS (droite) et la couverture nuageuse basse pour des moyennes saisonnières au niveau de 8 régions significatives de subsidence atmosphériques. Extrait de Wood and Bretherton (2006)

terme LTS pour Lower Tropospheric Stability) et la fraction nuageuse dans les régions où la température de la mer est froide (Figure 1.9). On définit ce terme par :

$$LTS = \theta_{700} - \theta_0 \quad (1.6)$$

où  $\theta_{700}$  et  $\theta_0$  sont respectivement la température potentielle à 700 hPa et à la surface.

Wood and Bretherton (2006) ont montré que cette relation est améliorée en considérant une quantification de l’inversion de température potentielle au sommet de la couche limite (appelée EIS pour Estimated Inversion Strength). La définition de ce terme de stabilité est :

$$EIS = LTS - \Gamma_{850}(z_{700} - LCL) \quad (1.7)$$

où  $\Gamma_{850}$  est le gradient adiabatique humide de température potentielle calculé en utilisant la moyenne de la température entre la surface et 700 hPa au niveau de l’altitude 850 hPa. Enfin,  $z_{700}$  et  $LCL$  sont respectivement l’altitude de la pression 700 hPa et du niveau de condensation par ascension (LCL pour Lifting Condensation Level). Ce point est défini comme le niveau où une parcelle montant adiabatiquement devient saturée et donc condense. La figure 1.9 montre une meilleure corrélation entre ce terme EIS et la couverture nuageuse. Ces indices décrivent seulement un résultat du comportement des nuages bas mais ne décrit pas les processus qui les contrôlent (abordées dans la section 1.1.5).

### Idéalisation de la circulation

Le terme de stabilité EIS précédemment est dépendant du gradient vertical de l’atmosphère libre qui est proche d’une adiabatique humide. La valeur de ce gradient est liée à l’organisation globale de la circulation tropicale et au lien entre zones convectives et subsidentes.

En effet, la vision idéalisée de la circulation océanique décrite dans la figure 1.8 peut être complétée par une approximation des faibles gradients horizontaux de température entre les zones convectives et subsidentes dans l’atmosphère libre (on ne considère pas ici les nuages de couche limite). Elle prédit que les gradients verticaux de température dans les zones de subsidence sont au premier ordre contrôlés par le gradient adiabatique humide des régions chaudes. Ce

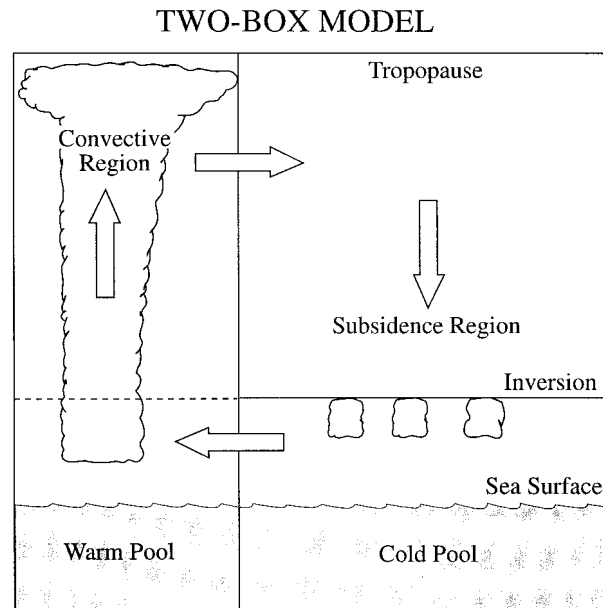


FIG. 1.10 – Modèle à deux boîtes des Tropiques utilisé par Larson et al. (1999). La zone de "warm pool" (zone où la température de surface de la mer est la plus chaude) est caractérisée par des nuages convectifs et la zone froide possède des nuages de couche limite. L'air monte au niveau de la zone chaude et descend au niveau de l'atmosphère libre au-dessus de l'inversion.

phénomène d'homogénéisation est lié à l'effet des ondes de gravité dans les tropiques au-dessus de la couche limite. En gardant constant le profil de température dans l'atmosphère libre dans un modèle simple, Sobel and Bretherton (2000) ont montré que le taux de précipitation est influencé seulement par la température de surface, qui prédit également un profil de vitesse verticale résultant de l'équilibre énergétique entre refroidissement radiatif, réchauffement convectif et flux de surface.

Une modification du profil adiabatique humide ciel-clair peut modifier significativement les nuages bas dans le cas d'un réchauffement climatique par exemple. En effet, l'humidité relative des zones subsidences est contrôlée par la distance où la parcelle d'air était pour la dernière fois saturée (au niveau des zones convectives). Ce mécanisme permet au premier ordre de simuler, par un modèle conceptuel simple, la représentation verticale de l'humidité relative tropicale (Sherwood and Meyer, 2006). Il existe ainsi de possibles effets à distance ("remote effect") qui influenceraient les nuages bas des zones de subsidence via une perturbation dans les zones convectives. Il est donc nécessaire d'analyser les différentes interactions présentes dans le système climatique tropical pour comprendre les mécanismes physiques qui gouvernent les rétroactions des nuages bas des zones de subsidence.

La régulation de l'énergie qui arrive au niveau de la zone tropicale a été un sujet étudié par de nombreuses études. A partir d'observations, Ramanathan and Collins (1991) soutiennent que l'effet d'albédo des nuages agit comme le principal stabilisateur d'une perturbation appliquée dans les Tropiques. Ce mécanisme est appelé "l'hypothèse du thermostat" qui prédit que l'augmentation de la SST et de l'effet de serre associé est contrebalancée par la formation de cirrus fortement réfléchissant. Ces nuages hauts empêchent le rayonnement solaire d'arriver en surface et créent un seuil maximal de la SST à 305 K. L'étude de Pierrehumbert (1995) contredit cette hypothèse en se basant sur leur mauvaise interprétation des transports horizontaux et de la circulation tro-

picale. En effet, à travers une analyse utilisant des modèles conceptuels "en boîtes" représentant les zones tropicales chaudes et froides, Pierrehumbert (1995) montre que le principal régulateur de la SST tropicale est l'effet de serre ciel-clair de la vapeur d'eau sur l'ensemble des Tropiques, les autres paramètres jouant un rôle mineur (évaporation, nuages...). Il montre également l'importance de la modification du rapport  $A_2/A_1$  (rapport entre les surfaces subsidentes et convectives tropicales) sur la stabilisation du climat tropical lors d'une perturbation. Une autre étude conceptuelle (Larson et al., 1999) confirme cette importance, en identifiant en plus l'importance du fort effet radiatif des stratus sur la SST tropicale. Utilisant des observations et des modèles d'équilibre radiatif-convectif, Lindzen et al. (2001) s'interroge sur la possibilité d'une régulation de la perte d'énergie infra-rouge au sommet de l'atmosphère par les nuages hauts. Ce mécanisme est appelé "Adapted Infrared Iris" (iris infra-rouge adaptative) et agit comme une rétroaction négative à une perturbation de la SST.

Ces études révèlent plusieurs points clés : (1) L'importance de s'appuyer sur des modèles simples et robustes afin de comprendre les phénomènes climatiques observés ou simulés. (2) Le rôle de la circulation tropicale et des échanges d'énergie induit des interactions longues distance sur la régulation du système climatique. (3) Le comportement des nuages tropicaux doit se faire en tenant compte de ces possibles échanges intérieurs à la zone tropicale et également ceux exportés vers les extra-tropiques.

### 1.1.5 Processus de formation des nuages bas

La plupart des connaissances sur le comportement physique des StratoCumulus océaniques proviennent des expériences in-situ situées le long des côtes Ouest des Etats-Unis, de l'Amérique du Sud et dans l'Atlantique tropical. Les premières expériences de terrain ont montré que la couche limite surmontée d'un nuage (CTBL pour cloud-topped boundary layer) est bien mélangée par turbulence et qu'elle est contrôlée par le refroidissement radiatif au sommet du nuage. On nomme "inversion" l'endroit où le gradient de température devient positif (alors qu'il était nul dans la couche nuageuse mélangée). Néanmoins, le cas FIRE (First International Satellite Clouds Climatology Project Regional Experiment) de Stratocumulus océanique (Albrecht et al., 1988) a montré un découplage de la couche limite lorsque la température de surface est assez haute. Cette perturbation entraîne un affaiblissement de la turbulence qui maintenait la couche bien mélangée. La couche stable se développe verticalement en raison d'une action plus importante des flux de chaleur latente et de l'activité convective. Cette intensification entraîne une flottabilité négative en dessous de la couche nuageuse ce qui provoque une séparation en deux couches bien mélangées nuageuse et sous-nuageuse, qui ne peuvent se remélanger dû à la présence d'une couche stable entre elles. On passe ainsi d'une couche de nuages stratiformes à une couche cumuliforme plus développée verticalement (Nicholls, 1984; Bretherton and Wyant, 1997; Wyant et al., 1997; Stevens, 2000). Ce phénomène se produit à la fois localement par le cycle diurne des stratocumulus et spatialement à travers des zones de transition où la température de surface de la mer augmente.

L'étude de Sandu et al. (2010) caractérise les différents nuages bas dans 4 zones de transition (St-to-Cu) des bords est océaniques. Une idéalisation des forçages grande-échelle présents dans ces zones est proposée. Cette étude sert de base à une intercomparaison de modèles afin de comparer les résultats simulés par des modèles de fines résolutions (CRM/LES) et par des modèles de climat (modèles SCM).

Récemment, Lock (2009) utilise des modèles LES pour lier la fraction nuageuse à un paramètre  $\kappa$  pour différents tests de sensibilité (changement de la hauteur et de la puissance de l'inversion,

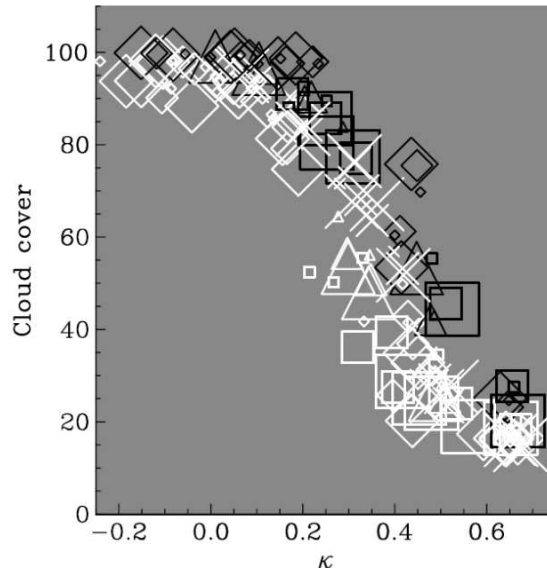


FIG. 1.11 – Relation entre la fraction nuageuse et le terme  $\kappa$  quantifiant la flottabilité au sommet du nuage (les fortes valeurs de  $\kappa$  donnant de plus fortes instabilités) pour différents tests de sensibilité d'une simulation idéalisée utilisant un modèle à forte résolution (tests de résolution, présence ou absence de précipitations, tests aux flux radiatifs et de surface). Extrait de Lock (2009)

modification de la divergence grande-échelle et de la résolution verticale...) regroupant un panel de situation dynamique des nuages bas (Figure 1.11). Ce terme  $\kappa$  est un produit de l'inversion de température potentielle équivalente et du rapport de mélange de l'eau totale (Kuo and Schubert, 1988). On le définit tel que :

$$\kappa = \frac{\Delta\theta_e}{\left(\frac{L}{c_p}\right)\Delta q_t} \quad (1.8)$$

où  $\theta_e$  est la température potentielle équivalente,  $q_t$  est le rapport de mélange de l'eau totale,  $c_p$  la capacité de chaleur spécifique de l'air sec et  $L$  la chaleur latente de vaporisation. Le signe  $\Delta$  correspond à un changement d'une quantité à travers l'inversion.

Une importante valeur de  $\kappa$  est représentative d'un cas shallow-cumulus où l'inversion d'humidité est plus grande que l'inversion de température. L'amélioration que propose cette étude est d'avoir une continuité entre changement de nuage et du terme  $\kappa$ , qui semble cohérente avec des cas de transition, au moins dans des modèles de fines échelles. Ces transitions ont un effet radiatif important par leur changement d'albédo ou d'extension géographique, les nuages cumuliformes ayant un effet radiatif moyen plus faible que les nuages stratiformes. De nombreuses études ont utilisé des mesures in-situ (Albrecht et al., 1995) ou satellites (Pincus et al., 1997) afin d'étudier les propriétés radiatives des nuages présents dans les zones de transition (ajustement entre nuages de couche limite et changement d'environnement).

## 1.2 Variabilités naturelles des nuages

Les nuages bas possèdent une forte variabilité sur différentes échelles de temps. Les échelles temporelles significatives et les processus physiques correspondants sont étudiés dans cette partie.



### 1.2.1 Variabilité diurne

Le cycle diurne des nuages continentaux est nettement plus marqué que celui des nuages océaniques. Ce premier est contrôlé par le développement de la couche limite et des cellules convectives lié au chauffage solaire de la surface (qui peut faire varier la température au sol de plus de 50°C). Les nuages océaniques ont un cycle nettement moins marqué dû aux conditions de surface quasi stationnaires (peu de changement de la température de surface au quotidien dû à la forte inertie des océans). Néanmoins, on observe un maximum de nuages et d'eau liquide nuageuse durant la nuit avec un minimum au cours de l'après-midi. Ce phénomène est expliqué par un découplage des couches nuageuses et sous-nuageuses (Turton and Nicholls, 1987), expliqué dans la section 1.1.5, et par une augmentation de l'absorption du rayonnement solaire. Dans le cas des StratoCumulus, on remarque une asymétrie hémisphérique de l'amplitude du cycle diurne avec un maximum dans les océans de l'hémisphère sud par rapport à ceux du nord (Rozendaal et al., 1995; Wood et al., 2002; Garreaud and Munoz, 2004).

### 1.2.2 Variabilité intra-saisonnière

Les variabilités intra-saisonnières sont caractérisées par des perturbations grande-échelle de l'atmosphère tropicale avec une période de 30 à 60 jours (Madden-Julian Oscillation par exemple). Elles sont souvent associées à des modulations de la convection, entraînant d'importantes modifications nuageuses tropicales, et provoquent des pauses ou des intensifications brutales de mousson (moussons indienne et africaine). Ces variations sont souvent liées à des phénomènes ondulatoires mettant en place des transports d'humidité et de chaleur qui ont des conséquences sur la totalité du système terrestre et également sur les populations. La prévisibilité de ces phénomènes s'avère donc importante à représenter.

### 1.2.3 Variabilités saisonnières

La variabilité saisonnière est dépendante de l'ensoleillement. Les moyennes latitudes sont donc plus sujette à ces variations que les Tropiques. Pour les nuages bas océaniques tropicaux, une relation empirique lie leur quantité à la stabilité de l'atmosphère au-dessus de la couche nuageuse (Klein and Hartmann, 1993). La décroissance des nuages lors d'une augmentation de la température (pendant l'été) déstabilise la couche limite et la découple de la même manière qu'une transition St-to-Cu. Ce découplage entraîne une concentration nuageuse plus faible durant les mois d'été pour les nuages de couche limite océanique (Xie et al., 2007; Lin et al., 2009; Wang et al., 2011).

### 1.2.4 Variabilité interannuelle

La variabilité interannuelle des nuages bas tropicaux est liée à la variabilité interannuelle intrinsèque du système climatique (ex : ENSO...) ou forcée par une perturbation extérieure (ex : éruption volcanique...).

Dans le premier cas, le principal phénomène est l'oscillation australe El Nino (ENSO). Elle est caractérisée par un affaiblissement des alizés et par un déplacement de l'activité convective le long de l'équateur du Pacifique Ouest au Pacifique Central. Ces anomalies perturbent la remontée d'eaux froides habituelles le long des côtes du Chili entraînant un réchauffement dans l'est du bassin et amplifiant le ralentissement des alizées et de la cellule de Walker. Ces modifications débutent souvent au cours du mois de décembre et peuvent durer jusqu'à 18 mois. On les retrouve en moyenne une à deux fois par décennie, leur intensité est très variable mais toujours avec un effet

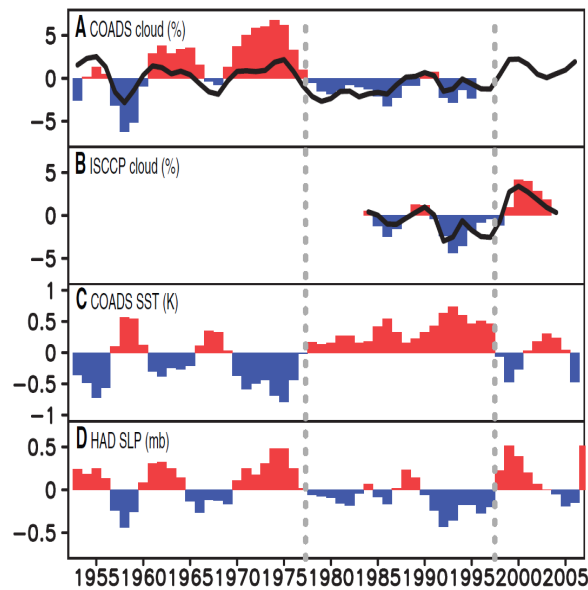


FIG. 1.12 – Variabilité inter-annuelle moyennée sur la région du Pacifique Nord ( $115^{\circ}$ - $145^{\circ}$ W,  $15^{\circ}$ - $25^{\circ}$ N). A) Couverture nuageuse totale donnée par COADS (courbe noire) et couverture nuageuse des nuages océaniques stratiformes (barres) en %. B) Couverture nuageuse totale (courbe noire) et somme des couvertures nuageuses basses et moyennes (barres) fournies par ISCCP. C) Température de surface de la mer donnée par COADS (en K). D) Pression à la surface de la mer du Hadley Center (hPa). Les courbes verticales en pointillés gris représentent deux changements climatiques remarquables (1976 et 1997). Extrait de Clement et al. (2009)

mondial. La fin du phénomène est marquée par des conséquences inverses que l'on appelle La Nina. Des études récentes ont étudié le rôle radiatif des nuages sur la représentation de ces phénomènes et ont montré que la dispersion des réponses radiatives lors d'événements ENSO simulées par les modèles climatiques provient de la dispersion dans la représentation de l'atmosphère (Lloyd et al., 2009; Lloyd et al., 2011).

Dans le second cas, la perturbation extérieure a pour conséquence un refroidissement global de la Terre en raison d'une persistance d'aérosols volcaniques dans la stratosphère stable qui entraîne une augmentation de l'albédo terrestre. On recense quelques éruptions importantes durant le début de l'ère industrielle : Les éruptions du Pinatubo (1991) et du Krakatau (1860) ont fait diminuer de  $3 \text{ W/m}^2$  le forçage radiatif reçu par la Terre ; les éruptions El Chichon (1982) et Agung (1963) de  $2 \text{ W/m}^2$  (Hansen et al., 2002).

Les études interannuelles sont intéressantes pour comparer années chaudes et froides pour une même région de subsidence par exemple. Néanmoins, les changements de température de surface sont souvent associés à des changements dynamiques modifiant le type de régime associé à la région géographique donnée. Il est donc nécessaire de prendre en compte ces deux effets.

La variabilité interannuelle sur de longues périodes est nettement moins étudiée car la collecte d'informations météorologiques est plus incertaine. Récemment, Clement et al. (2009) ont étudié la variabilité décennale de la température, de la pression au sol et des nuages pour la région du Nord Est du Pacifique avec des jeux de données indépendants. Ils ont clairement montré un lien entre la température locale, la circulation grande-échelle et le changement de couverture nuageuse totale (principalement des nuages bas dans cette zone), celle-ci agissant comme une

rétroaction positive (Figure 1.12). L'étude de Eastman et al. (2011) confirme l'anti-corrélation entre température de surface et nuages bas de couche limite en utilisant les données d'observations météorologiques relevées entre 1954 et 2008 par les transports maritimes à travers tous les océans du globe.

### 1.2.5 Tendances

La question des tendances dans le climat liées à un réchauffement climatique est une question qui fait encore débat. Des études comme celle de la figure 1.12 ne montre pas de tendance nette d'un changement de nuages ; cette absence semble conforme avec les études utilisant les données ISCCP qui ont montré des erreurs d'assimilation des données satellites sur les longues périodes, mettant en défaut l'analyse de tendances liées aux nuages (Evan et al., 2007). Eastman et al. (2011) observent une diminution des nuages bas océaniques de type stratiforme, compensée dans une moindre mesure par une augmentation des nuages cumuliformes dans les régions subsidentes. D'autres études montrent que la circulation de Walker s'atténue (Vecchi et al., 2006) ou que la circulation de Hadley s'intensifie (Mitas and Clement, 2006), possibles modifications dynamiques qui influenceraient les nuages bas. Néanmoins l'analyse des données observationnelles reste fortement incertaine. Le réchauffement climatique est abordée plus en détail dans la section suivante.

## 1.3 Caractéristiques des rétroactions nuageuses

### 1.3.1 Le réchauffement climatique

La plupart des gaz présent dans l'atmosphère n'agissent pas radiativement sur le climat. Moins de 1% de ceux-ci ont un impact, on les appelle gaz à effet de serre (permettant la ré-émission du rayonnement infra-rouge terrestre vers la surface). Le plus efficace d'entre eux est la vapeur d'eau (0.3% en moyenne dans l'atmosphère) qui contribue à plus de 50% de l'effet de serre actuel. Le dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) est en quantité nettement plus infime (environ 0.0035% soit 350 ppm pour particules de  $\text{CO}_2$  par millions de particules d'air), mais en augmentation depuis le milieu du XIXe siècle. Cette augmentation est en premier lieu due à l'industrialisation de la société humaine qui consomme des matières premières fossiles (pétrole, charbon...) et donc émet de plus en plus de dioxyde de carbone. Le méthane est également un gaz à effet de serre, moins présent que les précédents mais plus actif par molécule et en forte augmentation durant le dernier siècle.

Il existe des puits qui contribuent à diminuer ces sources de gaz à effet de serre (absorption par photosynthèse, par les océans profonds...). De nos jours, la concentration de ces gaz anthropiques serait deux fois plus importante si ces puits n'agissaient pas.

Cette modification anthropique du bilan radiatif au TOA est appelée forçage radiatif. Il quantifie l'effet d'une perturbation du bilan énergétique au sommet de l'atmosphère (en  $\text{W.m}^2$ ). Par exemple pour un doublement de la concentration de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère, le forçage radiatif sera de  $5.5 \pm 0.1 \text{ W.m}^2$  sans nuages (Collins et al., 2006) et  $3.7 \pm 0.2 \text{ W.m}^2$  (Dufresne and Bony, 2008) avec, d'après les modèles climatiques. Ces forçages ne tiennent pas compte des changements possibles de la composition atmosphérique consécutifs à l'augmentation de la température de surface, ces modifications sont abordées dans la section suivante. Néanmoins, la Terre a besoin d'être en équilibre et la température de surface s'ajuste afin de compenser cette perturbation.

Afin de calculer l'impact des changements anthropiques, la température de surface moyenne globale est un bon indicateur. La figure 1.13 montre l'évolution de la température depuis le milieu du XIXe siècle. A partir du début de l'ère industrielle, la température globale augmente en

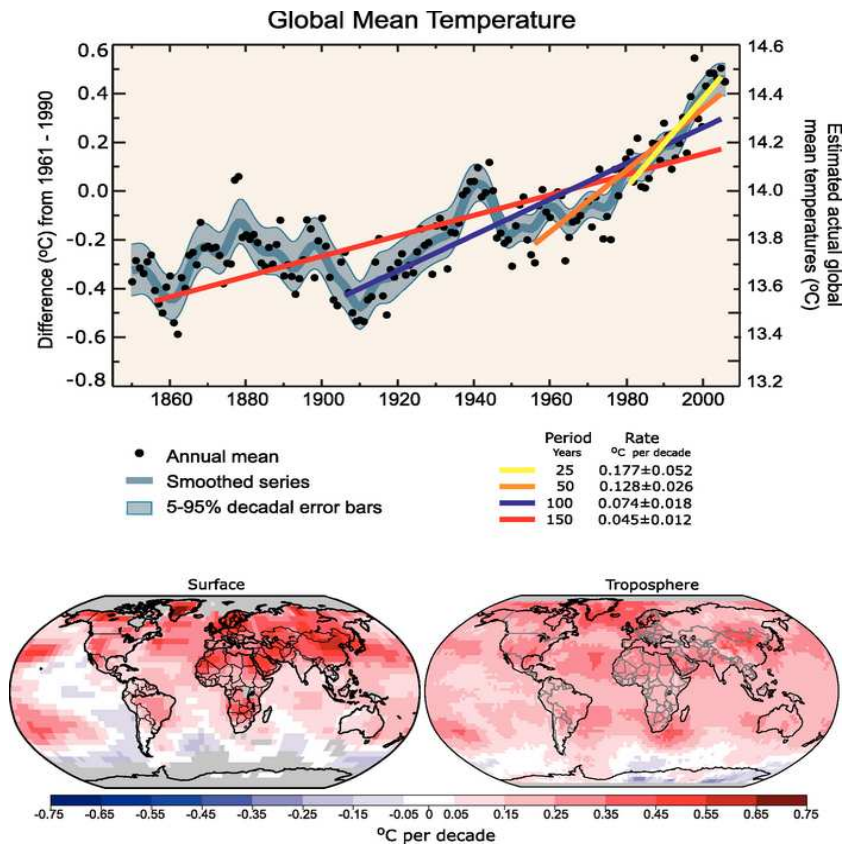


FIG. 1.13 – *En haut* : Evolution observée de la température moyenne globale et son anomalie relative à la moyenne entre 1961 et 1990 (points noirs). Quatre tendances sont tracées par des droites colorées montrant l'accélération du réchauffement climatique à la fin du XXe siècle. La courbe moyenne et son intervalle à 95% de confiance sont tracés en bleu-gris. *En bas* : Répartition géographique de la tendance de température à la surface (gauche) et dans la troposphère (droite) entre 1979 et 2005. Extrait de Solomon et al. (2007)

continu consécutivement à l'utilisation des matières fossiles. Ces données proviennent de diverses sources telles que des mesures de stations météorologiques, de pollens, des données satellites... Les fluctuations sont dues aux événements interannuels tels que l'activité volcanique ou encore les phénomènes ENSO/LNSO. Néanmoins, la tendance à une augmentation reste fortement marquée et semble s'accélérer.

Plusieurs modèles climatiques sont ensuite utilisés afin de déterminer comment la température globale évolue d'après plusieurs scénarios plus ou moins optimistes de l'évolution de la consommation mondiale en énergie fossile. On voit une augmentation de la température globale comprise entre  $1.5^{\circ}$  et  $4.0^{\circ}$  en 2100 par rapport à la fin du XXe siècle (Figure 1.14).

Les incertitudes proviennent de plusieurs origines. Tout d'abord, des différences entre scénarios qui représentent différentes possibles évolutions des politiques environnementales. Ensuite, les incertitudes des modèles viennent des différences dans la réponse climatique prédite par différents modèles pour un scénario donné. Les modèles sont en perpétuel développement et sont améliorés par des apports théoriques, par de meilleures paramétrisations guidées par de meilleures comparaisons aux observations (satellites et in-situ). Néanmoins, l'augmentation de la température

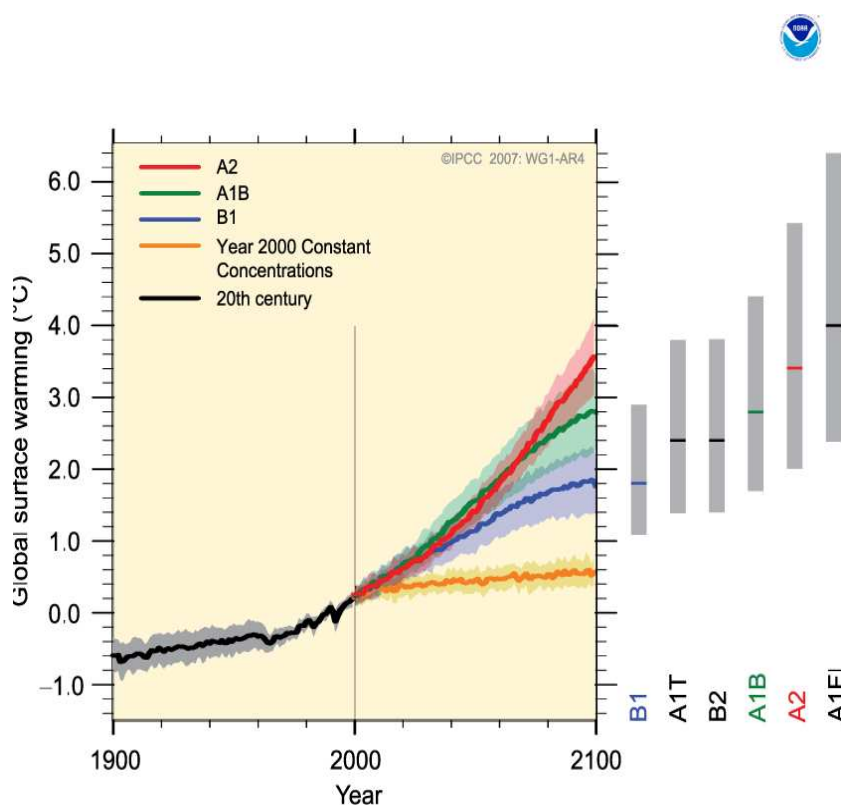


FIG. 1.14 – Evolution de l’anomalie de la température moyenne globale de surface multi-modèles relative à la moyenne entre 1980 et 1999. Les scénarios A2, A1B et B1 représentent différentes évolutions de la concentration en gaz à effet de serre dans l’atmosphère appliquées dans les modèles de climat. L’intervalle de chaque courbe correspond à la déviation standard ( $\pm 1$ ). Les barres grises donnent l’estimation moyenne de l’anomalie en 2100 (barre horizontale colorée) et l’écart maximum donnée par les modèles. Extrait de Solomon et al. (2007)

de surface avec la concentration en gaz carbonique reste robuste. Enfin, la principale difficulté réside dans la répartition géographique de ces changements de température. Il est reconnu depuis de nombreuses années que ce sont les hautes latitudes qui subissent la plus forte augmentation (à cause de la fonte des glaciers, de la présence de continents et de l’intensification du transport d’énergie) et les Tropiques la plus faible.

L’augmentation moyenne de la température n’est pas seulement contrôlée par la modification du forçage radiatif provoquée par l’augmentation de la concentration en gaz à effet de serre anthropiques, mais elle est également corrélée à des mécanismes de rétroactions qui augmentent ou diminuent la perturbation fondamentale provoquant le réchauffement. Ces phénomènes et leurs incertitudes sont introduits dans les chapitres suivants.

### 1.3.2 Les rétroactions

#### Définition d’une rétroaction

Un mécanisme de rétroaction est présent quand le résultat d’un processus initial provoque, lors d’un second processus, des changements amplifiant ou atténuant le processus initial (rétroaction

positive ou négative).

L'équilibre de la Terre est défini par une température de surface  $T_s$  et un rayonnement au sommet de l'atmosphère  $R$  tel que  $R = S_0(1 - \alpha)/4 - OLR$  où les valeurs sont définies par les équations 1.1 et 1.2. A l'équilibre,  $R = 0$ . Lorsque l'on ajoute une perturbation radiative  $\Delta Q$  (par exemple une augmentation de la concentration de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère) qui déstabilise le bilan radiatif au TOA, celui-ci répond par une modification de sa température de surface  $T_s$  afin de compenser ce déséquilibre. Le changement total du bilan énergétique au TOA est défini tel que :

$$\Delta R = \Delta Q + \lambda \Delta T_s \quad (1.9)$$

où le paramètre  $\lambda$  est défini comme le paramètre de rétroaction. Le système climatique n'est à l'équilibre que lorsqu'il a de nouveau atteint  $\Delta R = 0$ .

Néanmoins, un changement de température engendre des modifications de certaines variables atmosphériques, qui ont un effet sur le bilan au TOA ( $\Delta R$  via une modification de l'albédo  $\alpha$  ou la quantité du flux sortant infra-rouge) et donc sur l'intensité du changement  $\Delta T_s$ . Le paramètre  $\lambda$  (en  $W/m^2/K$ ) quantifie cette rétroaction.

Le paramètre  $\lambda$  est décomposé comme une somme d'effets relatifs à plusieurs variables  $x$  agissant sur la température de surface :

$$\lambda = \frac{\partial R}{\partial T_s} = \sum_x \frac{\partial R}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial T_s} \quad (1.10)$$

ou en fonction des principales variables climatiques affectant le bilan radiatif :

$$\lambda = \lambda_P + \lambda_v + \lambda_g + \lambda_n + \lambda_\alpha \quad (1.11)$$

On définit les paramètres de rétroactions de Planck (P), de la vapeur d'eau (v), du gradient vertical de température (g), des nuages (n) et de l'albédo de surface ( $\alpha$ ).

La réponse du système climatique à une perturbation se fait par la réponse du corps noir utilisant la loi de Stefan-Boltzmann (appelée réponse de Planck). On définit le changement de température attendu par cette réponse tel que  $\Delta T_{s,P} = -\frac{\Delta Q}{\lambda_P}$  où  $\lambda_P$  est le paramètre de rétroaction de Planck. Cette réponse est considérée comme fondamentale et l'on définit la perturbation totale comme fonction de celle-ci :  $\Delta T_s = (\frac{\lambda_P}{\lambda}) \Delta T_{s,P}$ . La modification de la température de surface se note :

$$\Delta T_s = f \Delta T_{s,P} = \frac{1}{1 - \sum_{x \neq P} g_x} \Delta T_{s,P} \quad (1.12)$$

où  $g_x = -(\frac{\lambda_x}{\lambda_P})$  et  $f = \frac{1}{1 - \sum_{x \neq P} g_x} = \frac{1}{1 - g}$ . On a une amplification de la sensibilité climatique (et donc  $\Delta T_s$ ) lorsque le paramètre de rétroaction est positif et inversement. Pour plus de détails, voir Stephens (2005), Bony et al. (2006) et Dufresne and Bony (2008).

### Les rétroactions dans le climat

L'accroissement de la température de surface dû au  $\text{CO}_2$  entraîne des modifications des variables climatiques (nuages, humidité, pluie, glace...). Ces variables peuvent avoir un effet amplificateur ou inhibiteur de la première perturbation (Hansen et al., 1984).

Les principales rétroactions du système climatique sont :

- La rétroaction vapeur d'eau : La quantité maximale de vapeur que peut contenir l'atmosphère est liée à la pression partielle de vapeur saturante  $e_{sat}$ . Cette valeur est définie par la **relation de Clausius-Clapeyron** :

$$\frac{d \ln e_{sat}}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2} \quad (1.13)$$

Où  $R_v$  est la constante des gaz parfait de la vapeur d'eau ( $R_v=8.314$  J/K/mol) et  $L_v$  est la chaleur latente de vaporisation à  $0^\circ\text{C}$  ( $L_v= 2.5 \times 10^6$  J kg<sup>-1</sup>). Lorsque la température de l'atmosphère augmente, ce terme saturant augmente. L'humidité relative de l'atmosphère reste à peu près inchangée, l'humidité spécifique augmente via l'équation  $e_s = \text{RH} \cdot e_{sat}$ . L'humidification intensifie l'effet de serre et donc amplifie la première perturbation. C'est une rétroaction positive.

- La rétroaction du gradient vertical de température : Souvent associée à la précédente (Colman, 2003a), elle est définie comme l'atténuation de l'effet de serre dû à la stabilisation de l'atmosphère dans un climat plus chaud. Pour une modification de 2K en surface, le changement de température est d'environ 4 K en haut de la troposphère. Cela a pour effet une diminution de l'écart entre basse et haute troposphère, écart corrélé à l'efficacité de l'effet de serre. C'est une rétroaction négative.
- La rétroaction de l'albédo de surface : L'intensification de la fonte de la glace de mer et de la neige lors d'une augmentation de la température entraîne une diminution de l'albédo de surface, augmente l'absorption du rayonnement solaire et amplifie la première perturbation. C'est une rétroaction positive.
- La rétroaction nuageuse : L'augmentation de la température et les modifications de la circulation atmosphérique entraînent des modifications des propriétés physiques des nuages, cela a des conséquences sur leurs effets d'albédo et de serre. A cause de leurs effets radiatifs antagonistes, les rétroactions nuageuses peuvent être séparées entre réponses des nuages hauts et bas. De récentes études suggèrent une rétroaction positive robuste des nuages hauts dans le domaine des grandes longueurs d'ondes (Zelinka and Hartmann, 2010). La réponse des nuages dans le domaine des courtes longueurs d'onde est encore incertaine.

### Comment calculer une rétroaction dans un modèle de climat ?

La méthode la plus couramment utilisée pour le calcul des rétroactions climatiques consiste à développer des calculs de perturbations radiatives (Wetherald and Manabe, 1988; Colman, 2001; Soden et al., 2004) grâce à un code radiatif off-line. Cela consiste à simuler une version du modèle en substituant le champ "perturbée" d'une variable au champ "control" de cette même variable, et ceci pour les différentes variables climatiques (température, vapeur d'eau, albédo, nuages...). En comparant cette simulation off-line hybride à la simulation on-line contrôle, on calcule isolément la rétroaction de cette variable climatique (changements d'humidité, d'albédo ou du gradient vertical de température...). On appelle cette technique PRP pour Partial Radiative Perturbation. La figure 1.15 est tirée de Bony et al. (2006) et montre une décomposition des différentes rétroactions présentes dans les modèles de climat d'après différentes études. Il en résulte principalement des rétroactions positives (WV, Albédo ou nuages), hormis celle du gradient de température (LR). Cette figure montre que si on force une humidité relative constante

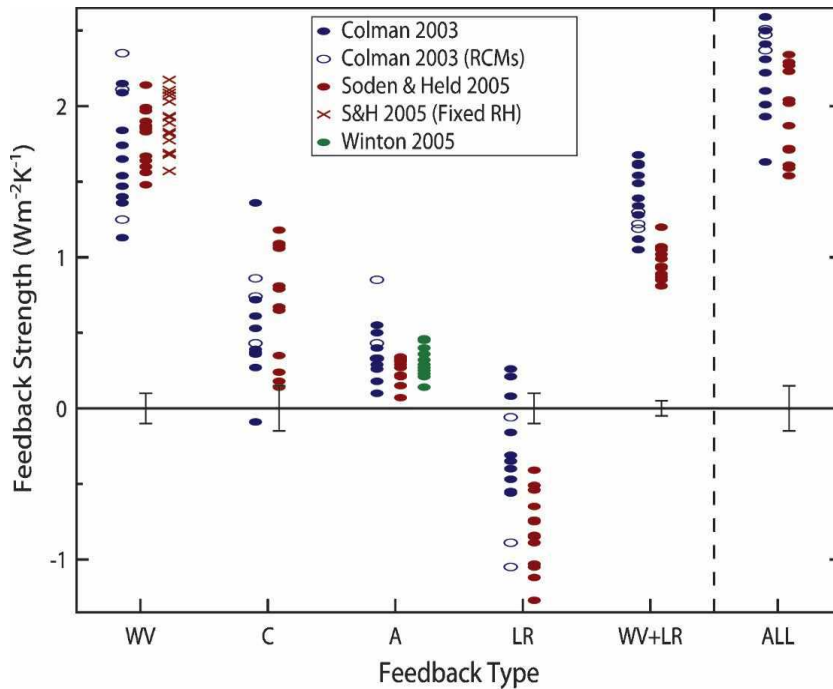


FIG. 1.15 – Comparaisons des différents paramètres constituant la rétroaction totale (ALL) simulée par les modèles climatiques. Les différents types de rétroaction représentent respectivement la vapeur d'eau (WV), les nuages (C), l'albédo de surface (A), le gradient vertical de température (LR) et sa somme avec la vapeur d'eau (WV+LR). Les résultats proviennent de Colman (2003a), Soden and Held (2006) et Winton (2006). Les symboles pleins et vides représentent les valeurs des rétroactions provenant de la méthode PRP et RCM respectivement. Les croix représentent la rétroaction vapeur d'eau (WV) sans changement d'humidité relative (Soden and Held, 2006). Les barres verticales montrent l'incertitude estimée des rétroactions calculées par Soden and Held (2006). Extrait de Bony et al. (2006)

sur toute l'atmosphère (les modèles suggèrent peu de changements en cas de réchauffement mais ne fixent pas l'humidité relative), les résultats du calcul de la rétroaction vapeur d'eau sont à peu près identiques (à 5% près), révélant un fort impact de la relation de Clausius-Clapeyron sur cette rétroaction. La figure 1.15 montre également que la rétroaction des nuages est la plus incertaine (d'après les barres verticales). Il est à noter que cette technique ne peut être évaluée à partir d'observations. Une seconde approche de suppression "online" de la rétroaction consiste à supprimer l'effet d'un paramètre dans un modèle hybride et de le comparer au modèle standard (Hall and Manabe, 1999).

Une autre façon de représenter l'influence des rétroactions sur le bilan énergétique terrestre est de décomposer le changement de température globale en une somme de changements relatifs à chaque rétroaction. La figure 1.16 montre l'origine du changement de température en cas de doublement de  $\text{CO}_2$  pour un ensemble de modèles climatiques. Pour un changement d'environ 3 K, la réponse du corps noir représente un tiers du changement total de température (1.2 K) et est la moins incertaine. On retrouve les rétroactions vapeur d'eau+lapse-rate (0.9 K) et albédo (plus faible, 0.3 K). La rétroaction nuageuse est trop incertaine pour pouvoir avoir un ordre de grandeur acceptable (0.7 K pour 0.4 K d'incertitude). Cette dispersion inter-modèles amène à réfléchir sur les causes de cette incertitude.



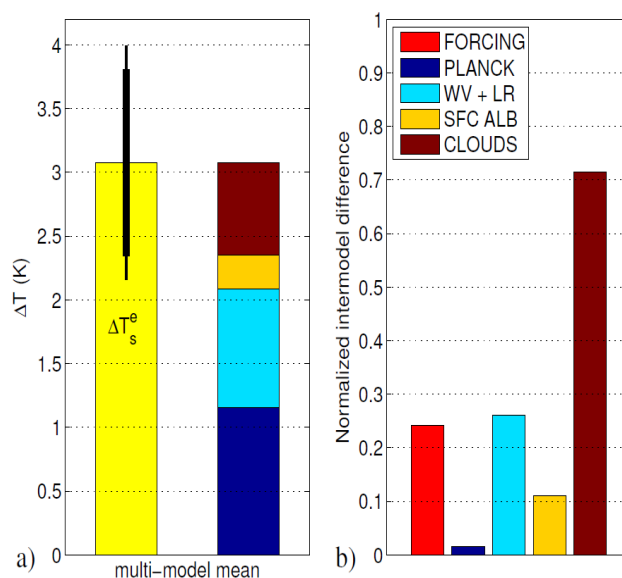


FIG. 1.16 – (a) Pour un doublement de  $\text{CO}_2$  appliqué aux modèles de climat CMIP3, représentation du changement moyen de la température d'équilibre ( $\Delta T_s^e$ ) et les contributions de ce changement associés aux rétroactions dues à la réponse de Planck, à l'effet combiné vapeur d'eau et gradient vertical de température (WV+LR), à l'albédo de surface et aux nuages. Les barres verticales épaisses et fines représentent respectivement l'écart-type et l'intervalle de confiance 5%-95%. (b) Déviations standards inter-modèles associées aux différentes contributions du changement de température  $\Delta T_s^e$ . Extrait de Dufresne and Bony (2008)

### 1.3.3 Les rétroactions nuageuses

#### Importance de la rétroaction des nuages bas

Depuis plus de 35 ans, les nuages sont considérés comme l'une des principales sources d'incertitudes de la sensibilité climatique. La difficulté d'interprétation et de compréhension provient du nombre important de paramètres responsables de cette rétroaction, influençant certains phénomènes physiques décrits dans la section 1.1.

Utilisant des modèles radiatifs simples, la première idée tirée du rapport Charney (1979) est qu'une même augmentation des nuages bas et hauts (qui possèdent des effets antagonistes sur le climat) augmente l'effet d'albédo du système terrestre ce qui a pour conséquence d'obtenir une rétroaction négative. Mais aucune explication physique ne vient accréditer cette augmentation.

Ensuite, des études d'intercomparaison de modèles (1er rapport du GIEC en 1990, Cess et al. (1990, 1996)) ont à la fois montré des phénomènes robustes du changement climatique mais ils ont surtout montré que la divergence des sensibilités climatiques simulées par les modèles provenait en premier lieu de la réponse radiative des nuages. Ce sont ces premières intercomparaisons qui ont révélé que la *principale incertitude* de la sensibilité climatique (et l'origine de leur disparité) provient de la représentation des nuages et de leur réponse pour un climat futur.

Ces études ont montré une dispersion importante de la réponse radiative inter-modèles ; réponse qui n'a quasiment pas changé depuis ces premières études (Figure 1.17) avec autant de rétroactions positives et négatives. Ces rétroactions sont définies par le changement de CRF au sommet de l'atmosphère, mais cette définition n'est pas la même que celle représentée sur la figure 1.15 précédente. En fait, le  $\Delta\text{CRF}$  contient également un changement de la partie ciel-clair

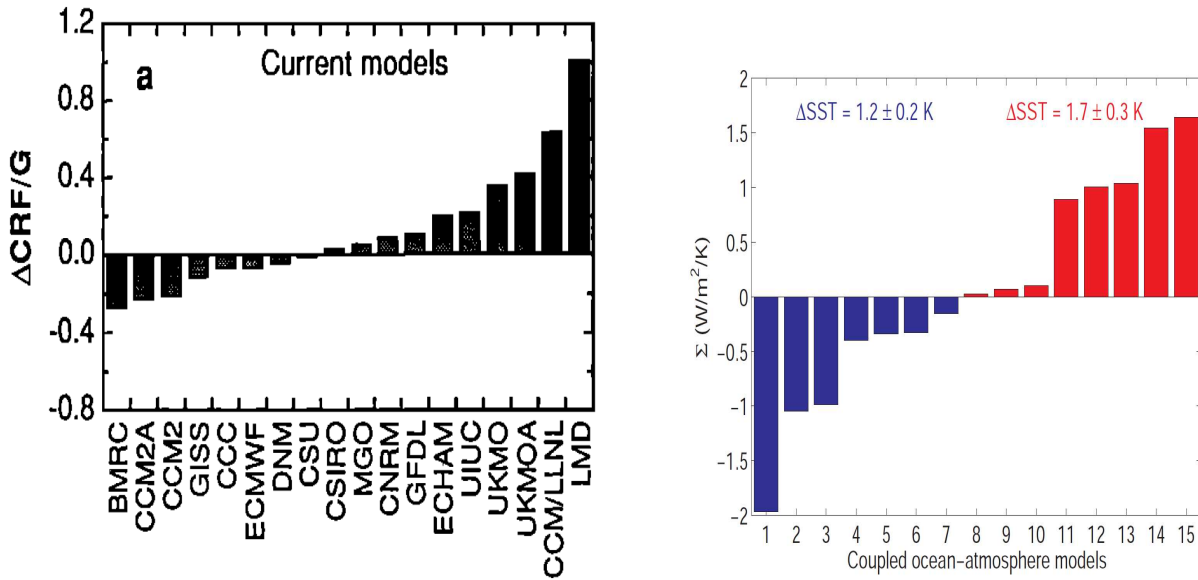


FIG. 1.17 – Changement du forçage radiatif net des nuages après un réchauffement climatique pour différents modèles d’après deux différentes études. Les paramètres de rétroaction nuageuse sont définis respectivement comme le CRF divisé par la perturbation radiative  $G$  pour le globe en entier (à gauche d’après Cess et al. (1996)) et comme l’intégrale de la perturbation thermodynamique du CRF pour les Tropiques (à droite d’après Bony and Dufresne (2005)).

qui est dû à une modification indépendante des nuages (changement d’albédo de surface, changement de la composition chimique de l’atmosphère...). On obtient donc un  $\Delta\text{CRF}$  non nul sans changement de nuages. Cette notion est à éviter au niveau des hautes latitudes où la modification des propriétés des surfaces enneigées domine cet effet. Dans les Tropiques, la modification de la vapeur d’eau seule peut modifier le CRF à nébulosité donnée. Globalement, l’étude de Soden et al. (2004) a montré qu’en cas de réchauffement climatique le calcul de la rétroaction nuageuse par la méthode PRP (Figure 1.15) est corrélé linéairement avec le changement de CRF, avec offset. Il est donc possible d’utiliser ce dernier comme un bon indicateur du changement radiatif des nuages, surtout dans les Tropiques.

Il est important de savoir quelles catégories de nuages entraînent la plus forte disparité inter-modèles. La composante infra-rouge des modèles semble converger vers une rétroaction positive (Hartmann and Larson, 2002; Zelinka and Hartmann, 2010). En effet, lors d’un réchauffement climatique, la température du sommet des nuages se modifie très faiblement en comparaison de l’augmentation de la température de surface, conformément à l’hypothèse d’une température fixée des enclumes convectives (hypothèse Fixed Anvil Temperature (FAT) d’après Hartmann and Larson (2002)). La perte d’énergie par rayonnement infra-rouge au niveau des tours convectives (et des régions de nuages hauts) dans une région tropicale plus chaude est donc moins efficace et la rétroaction positive.

La rétroaction nuageuse dans les domaines des courtes longueurs d’ondes est incertaine. Afin de s’affranchir des conditions géographiques, Bony et al. (2004) décompose le CRF en fonction de régimes dynamiques tropicaux calculés à partir de la vitesse verticale mensuelle à 500hPa ( $\omega$ ). Cette variable est utilisée car elle décompose la circulation atmosphérique grande-échelle en

régimes subsidents pour les valeurs positives et en régimes convectifs pour les valeurs négatives. Le poids relatif à chaque régime dynamique, défini comme l'aire couverte par les régions tropicales ayant une vitesse  $\omega$  divisée par l'aire totale tropicale, est défini tel que  $P_\omega$  (après appelé PDF) vérifie :

$$\int_w P_\omega d\omega = 1 \quad (1.14)$$

Si  $C_\omega$  est défini comme une valeur composite du bin  $\omega$ , on définit sa moyenne tropicale  $\bar{C}$  comme étant l'intégrale de tous les régimes pondérés par le poids de chacun d'entre eux :

$$\bar{C} = \int_w P_\omega C_\omega d\omega \quad (1.15)$$

L'étude de Bony et al. (2004) utilise les valeurs du CRF infra-rouge, shortwave et net afin de décomposer les catégories de nuages, mais la variable  $C$  peut être n'importe quelle grandeur (précipitations, nuages, température...).

En cas de réchauffement climatique, le changement de la variable  $C$  ( $\bar{C}' = \bar{C} + \Delta\bar{C}$ ) se décompose en un changement du poids et de la valeur relative à chaque régime :

$$\begin{aligned} \Delta C &= \int_w (P_\omega + \delta P_\omega)(C_\omega + \delta C_\omega) d\omega - \int_w P_\omega C_\omega d\omega \\ \Delta C &= \int_w P_\omega \delta C_\omega d\omega + \int_w C_\omega \delta P_\omega d\omega + \int_w \delta P_\omega \delta C_\omega d\omega \end{aligned} \quad (1.16)$$

La première composante de l'équation 1.16 est le changement *thermodynamique* de la variable  $C_\omega$ . Il correspond au changement de la valeur de la grandeur  $C$  sans changement de dynamique. Il contient des informations sur le changement d'état de l'atmosphère. La second composante est le changement *dynamique* qui correspond à une modification de la circulation grande-échelle (modifications de la taille ou de l'intensité de la cellule de Hadley-Walker par exemple). Enfin, le dernier terme correspond au terme de co-variation. Il doit être faible si les changements thermodynamique et dynamique sont suffisamment indépendants. Il est à noter que l'utilisation de la vitesse verticale à 500 hPa peut être remplacée par diverses variables représentant les caractéristiques dynamiques du climat tropical et ayant un lien avec les différentes caractéristiques nuageuses : la vitesse verticale à 700hPa, la vitesse verticale intégrée, la température (Bony et al., 1997), LTS ou percentiles de LTS (Wyant et al., 2009)...

Analysant 3 modèles climatiques, Bony et al. (2004) ont montré que la circulation a tendance à se ralentir en cas de réchauffement climatique : cela se manifeste par une augmentation de la présence des régimes faiblement ascendants et subsidents, ainsi qu'avec une diminution de l'occurrence des extrêmes. Cette étude montre également la plus forte influence du changement thermodynamique par rapport aux deux autres termes dans les trois modèles étudiés.

L'étude de Bony and Dufresne (2005) décompose 15 modèles participant à l'intercomparaison CMIP3 en ces mêmes régimes de circulation tropicale. En fonction du signe du changement *thermodynamique* du CRF tropical en cas de doublement de  $\text{CO}_2$ , deux groupes sont formés : un de plus faible sensibilité (rétroaction négative) et un de plus forte sensibilité (rétroaction positive). On voit cette séparation sur la figure 1.17 à droite. Ils remarquent alors que la disparité des modèles ne provient pas de la composante LW dont les résultats sont robustes mais de la composante SW dans les zones de faibles subsidence (Figure 1.18). Ces zones correspondent à des nuages bas de type Shallow Cumulus et Stratocumulus. L'importance de ce régime dans la disparité inter-modèles

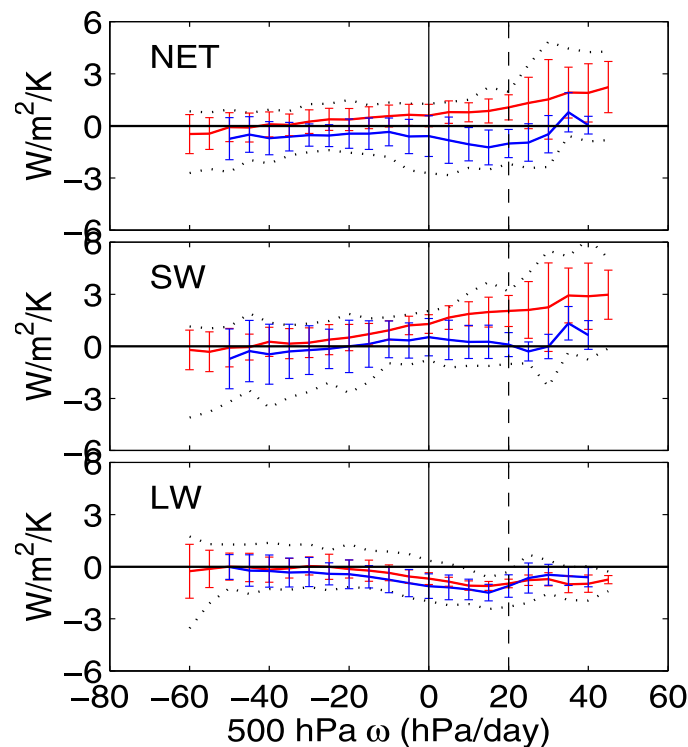


FIG. 1.18 – Sensibilité du forçage radiatif NET, shortwave (SW) et long-wave (LW) à un réchauffement climatique pour différents régimes de circulation atmosphérique (définis à partir de  $\omega$ ) dans une expérience d'augmentation de la concentration de  $CO_2$  à 1% par an. Les courbes rouges représentent la moyenne et les écarts-type de la sensibilité du CRF des 8 modèles couplés ayant une rétroaction positive tropicale (les plus sensibles) et les courbes bleues celle des 7 modèles ayant une rétroaction négative (les moins sensibles) (cf Figure 1.17 pour la décomposition). La ligne verticale pointillée représente le régime ayant le poids statistique le plus important. Extrait de Bony and Dufresne (2005)

de la sensibilité climatique tropicale est expliquée par son poids géographique particulièrement important dans tous les modèles climatiques, et donc un petit changement thermodynamique dans ces régimes aura de grands effets sur la sensibilité. Il est donc important de focaliser les études de sensibilité climatique sur la compréhension des processus physiques sous-jacents à la sensibilité de ces nuages bas océaniques. D'autres études ont confirmé l'intérêt de ce type de nuages, particulièrement Webb et al. (2006) et Williams and Tselioudis (2007) à travers une étude décomposant les nuages en fonction de leur altitude et de leur épaisseur optique. Ils mettent également en évidence l'importance des nuages bas des moyennes et hautes latitudes dans la dispersion globale.

### Premières explications physiques

Du fait de l'importance de la réponse d'une certaine catégorie de nuages dans la dispersion inter-modèles, il est nécessaire de trouver des méthodes afin de pouvoir l'expliquer physiquement. Les modèles climatiques sont néanmoins trop complexes et les processus gouvernant la réponse des nuages provient de divers mécanismes.

Afin de comprendre la sensibilité des nuages bas à un réchauffement, il est nécessaire de

simplifier le problème à travers une hiérarchie de modèles de plus simples configurations. Les modèles aquaplanètes représentent de bons outils afin de représenter à la fois la circulation tropicale moyenne de manière idéalisée et d'identifier la réponse fondamentale des nuages à un réchauffement. Il apparaît que la représentation des cumulus de convection peu profonde, très présents dans les Tropiques, est largement responsable des différences de sensibilité entre certains modèles climatiques (Medeiros et al., 2008). Les aquaplanètes, malgré leur manque de stratocumulus, peuvent également être comparées aux observations sans les problèmes temporels et spatiaux des simulations réalistes (Medeiros and Stevens, 2011) si on les analyse en utilisant une approche en composites. Une description de la méthodologie de création d'une aquaplanète sera explicitée dans la section 3.3.1.

Néanmoins, il est nécessaire d'utiliser des modèles plus simples afin de comprendre les processus physiques gouvernant la rétroaction des nuages bas océaniques. Zhang and Bretherton (2008) ont utilisé un modèle uni-colonne afin d'expliquer la rétroaction négative simulée par le modèle CAM3. Les nuages bas de ce modèle sont formés par un enchaînement de processus physiques plutôt qu'à un seul mécanisme. Ces processus sont contrôlés par les interactions entre les différentes paramétrisations physiques du modèle (schéma de nuages stratiformes et schéma de convection peu profonde). Lors d'un réchauffement climatique, l'augmentation du refroidissement radiatif des nuages de couche limite est provoquée par deux mécanismes : l'augmentation de l'eau liquide nuageuse et l'allongement du temps de vie du nuage. Le premier mécanisme est lié à l'augmentation du flux de masse par la convection, qui transporte plus efficacement l'humidité. Cette augmentation intensifie également le réchauffement du haut de la couche limite (au niveau du nuage), ralentit l'augmentation de la hauteur de la couche limite et diminue l'arrivée d'air sec. Cet assèchement permet au nuage de s'évaporer moins vite. La modification dynamique ne contribue que faiblement à cette rétroaction négative.

L'étude de Zhang and Bretherton (2008) est spécifique à un modèle, mais explique l'intérêt d'étudier le couplage entre les différentes paramétrisations de couche limite pour comprendre les rétroactions nuageuses dans les modèles de climat. Néanmoins, sans comparaisons entre les représentations uni-dimensionnelle et tri-dimensionnelle des nuages bas, il n'y a pas la possibilité de savoir si les mécanismes décrits dans cette étude sont responsables de la rétroaction nuageuse tropicale du modèle.

La méthodologie décrite par Zhang and Bretherton (2008) et utilisée dans leur modèle uni-colonne sert de base à une intercomparaison de modèles, décrite plus en détail dans la section 2.6.3

Wyant et al. (2009) propose un mécanisme de rétroaction négative de la réponse des nuages bas (type Shallow Cumulus) à une augmentation de la température de surface de 2K (Figure 1.19). Ils déterminent qu'une augmentation de la SST entraîne un réchauffement et une humidification de la couche limite, associés à une augmentation du refroidissement radiatif. Ce refroidissement déstabilise la couche nuageuse en intensifiant la convection peu profonde et en formant plus de nuages bas. Parallèlement, l'augmentation de la stabilité intensifie l'inversion de couche limite (en empêchant l'air sec troposphérique de pénétrer dans la couche limite) et donc aide au mécanisme décrit précédemment. La rétroaction négative décrite par Wyant et al. (2009) semble robuste et est susceptible d'agir dans d'autres modèles climatiques.

Seules ces deux études proposent des mécanismes physiques pouvant expliquer la réponse des nuages bas à un réchauffement climatique. Elles soulignent le rôle des flux de surface et du refroidissement radiatif dans l'évolution nuageuse. L'augmentation de l'eau liquide nuageuse en cas de réchauffement à humidité relative constante agit sur les nuages, les rendant plus réfléchissants (Paltridge, 1980). Cette rétroaction négative est appelée rétroaction de l'épaisseur optique ou

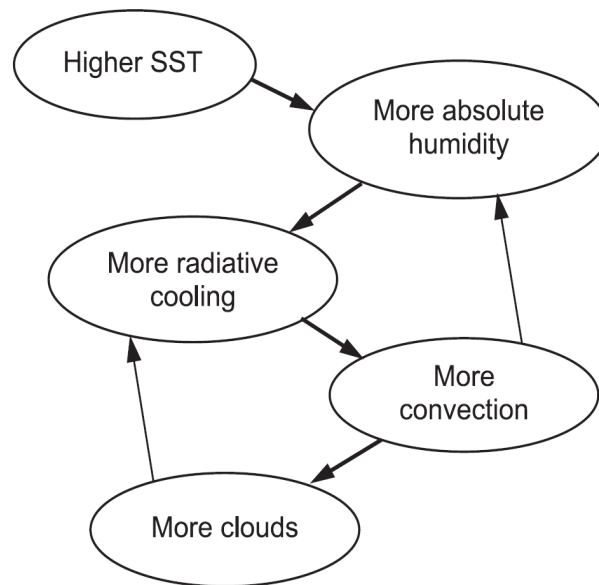


FIG. 1.19 – Mécanisme de rétroaction négative des nuages bas tropicaux à une augmentation de la température de surface de la mer de 2 K dans le modèle SP-CAM. Extrait de Wyant et al. (2009)

bien rétroaction "liquid-water lapse-rate" (en référence à l'augmentation du gradient vertical d'eau liquide en cas d'augmentation de la température de surface). Ce phénomène semble robuste physiquement, mais n'agit pas forcément dans les modèles simulant une rétroaction positive. En effet, à l'opposé des deux modèles analysés précédemment, de nombreuses études mettent en évidence une rétroaction positive des nuages bas océaniques dans la variabilité actuelle observable (Clement et al., 2009; Eastman et al., 2011) et dans les modèles en cas de réchauffement climatique (Bony and Dufresne, 2005; Webb et al., 2006) dans les régions subsidentes, mais aucun mécanisme physique n'explique cette amplification.

## 1.4 Organisation de la thèse

### 1.4.1 Objectifs

Cette introduction montre l'importance radiative des nuages dans le système climatique. Elle montre également la nécessité de comprendre les processus qui gouvernent la réaction des nuages bas de couche limite à un réchauffement climatique dans les modèles de circulation générale.

Les modèles de climat simulent différentes réponses à un réchauffement climatique futur. Afin de réduire ces incertitudes, il est utile de réduire la complexité de ces modèles en utilisant des modèles conceptuels capables de simplifier les processus impliqués dans la réponse des nuages. Cela permet d'apporter des réponses robustes à ce phénomène complexe simulé par les modèles climatiques. Cette méthodologie est exigeante car elle oblige à s'intéresser de manière détaillée aux mécanismes, couplages et paramétrisations présentes dans un modèle de circulation générale. L'identification de critères pertinents à l'étude des rétroactions permettrait néanmoins de contraindre les études tri-dimensionnelles multi-modèles; critères servant de point de départ à de futurs tests observationnels. Le but est d'élaborer, à la manière de Hall and Qu (2006)<sup>2</sup>,

<sup>2</sup>Hall and Qu (2006) ont été les premiers à développer une métrique observationnelle qui lie réponses saisonnière

une métrique liant une variabilité naturelle observable dans les modèles et leur sensibilité au réchauffement climatique (au moins au niveau des nuages bas).

Le but de cette thèse est de comprendre et d'évaluer les mécanismes engagés dans les réponses des nuages bas tropicaux soumis à un réchauffement climatique. Pour cela, trois points sont développés :

- *Compréhension*
  - Peut-on hiérarchiser un modèle climatique afin d'extraire les processus élémentaires de la réponse des nuages ? Peut-on en déduire un mécanisme robuste de rétroaction nuageuse ?
  - Peut-on lier l'intensité de cette réponse à une variable observable dans un modèle ?
- *Comparaison*
  - Retrouve-t-on ce mécanisme de rétroaction dans d'autres modèles climatiques ? Existe-t-il une raison physique expliquant la séparation entre modèles de forte et de faible sensibilité ?
- *Evaluation*
  - Peut-on extraire des modèles un test observationnel liant une variable du climat présent et sa réponse dans un climat futur perturbé ? Quelles données utilisées ?

### 1.4.2 Plan

Nous parlerons dans un premier temps des différents moyens d'étude permettant l'analyse du comportement physique des nuages bas (Chapitre 2). Nous expliquerons l'utilité des intercomparaisons de modèles pour la compréhension de ces phénomènes.

Le travail de cette thèse a pour but d'analyser la rétroaction des nuages bas tropicaux simulée par le modèle IPSL-CM5A en utilisant une hiérarchie de modèles de configurations plus simples (Chapitre 3). Un modèle uni-dimensionnel est développé afin de reproduire et de comprendre la réponse du type de nuage le plus influant de la sensibilité climatique. A travers des tests de sensibilité aux forçages (conditions aux limites...), nous extrayons les processus les plus robustes de la réponse des nuages à une quelconque perturbation et développons un mécanisme de rétroaction positive des nuages simulée par le modèle IPSL-CM5A.

Afin de tester la robustesse de ces premiers résultats, des tests de sensibilité aux valeurs incertaines des paramétrisations physique du modèle sont effectués (Chapitre 4). Nous voyons que, même si le signe de la rétroaction est fortement contraint, son intensité est liée à la représentation de l'effet radiatif des nuages dans le climat présent. Cette relation est expliquée via un mécanisme d'auto-maintenance entre l'effet refroidissant des nuages et l'humidité relative.

Nous concluerons sur les principaux résultats de cette thèse, nous nous focaliserons sur les limites des outils utilisés et des résultats, et enfin nous proposerons certaines perspectives à moyen et long terme.

---

et future de l'albédo des surfaces enneigées au changement de température, et permet une évaluation de la sensibilité des modèles climatiques.





# Chapitre 2

## Moyens d'études

### 2.1 Les modèles climatiques

#### 2.1.1 Description générale

Les modèles de circulation générale (MCG ou GCM en anglais pour General Circulation Model) ont pour vocation de représenter le climat global. Le développement de ces modèles est la continuité d'étude de modèles d'équilibre radiatif-convectif et sont devenus de plus en plus complexes en y intégrant de nombreux phénomènes physiques (Figure 2.1).

Les modèles atmosphériques (AGCM pour Atmospheric GCM) sont constitués d'une composante dynamique couplée à une composante physique.

La partie dynamique est constituée d'une grille qui discrétise le globe terrestre en maille. Tous les modèles possèdent une grille 3D sphérique qui partage le globe en latitude/longitude, mais la méthode de partage sépare les modèles en deux groupes : modèles en point de grille et modèles spectraux. La première méthode utilise les différences finies pour discrétiser les équations de la dynamique des fluides.. Une grille est imposée avec un angle constant d'espace inter-grilles, simulant des mailles de plus en plus fines vers les pôles. La seconde méthode utilise la méthode spectrale comme moyen de discrétisation afin de créer une grille gaussienne. Cette grille est rectangulaire où tout les points de longitude sont équidistants entre eux, sans points au niveau des pôles, et les points de latitude sont définis à travers une quadrature de Gauss. Elle possède en général deux fois plus de points en longitude qu'en latitude. Plus rarement, certains modèles développent des grilles plus complexes où la taille de chaque maille est identique (appelés grilles icosaédriques). A travers ces grilles, la composante dynamique permet d'advecter les quantités de matière et d'énergie (température, eau vapeur et liquide...) horizontalement et verticalement en suivant des schémas numériques. Le but est de conserver ces quantités dans le temps.

La composante physique regroupe un nombre important de schémas de paramétrisation qui ont pour but de représenter les comportements physiques observés. Les contraintes de temps de calcul informatique obligent les mailles des modèles à avoir une taille plus grande que la plupart des phénomènes climatiques (convections, nuages...). Les processus associés doivent y être représentés grâce à des équations basées sur des hypothèses physiques, afin de simuler l'ensemble des variables climatiques internes à la maille : c'est la variabilité sous-maille. Celle-ci est paramétrisée, et l'ensemble des équations établies pour un processus s'appelle une paramétrisation. Les processus paramétrisés dans un modèle dépendent de la résolution de celui-ci et de son usage. La composante physique est souvent ce qui différencie les modèles entre eux. Les paramétrisations décrivant les processus physiques qui régissent les propriétés de l'atmosphère sont celles de la convection profonde, du schéma de nuage, du schéma de couche

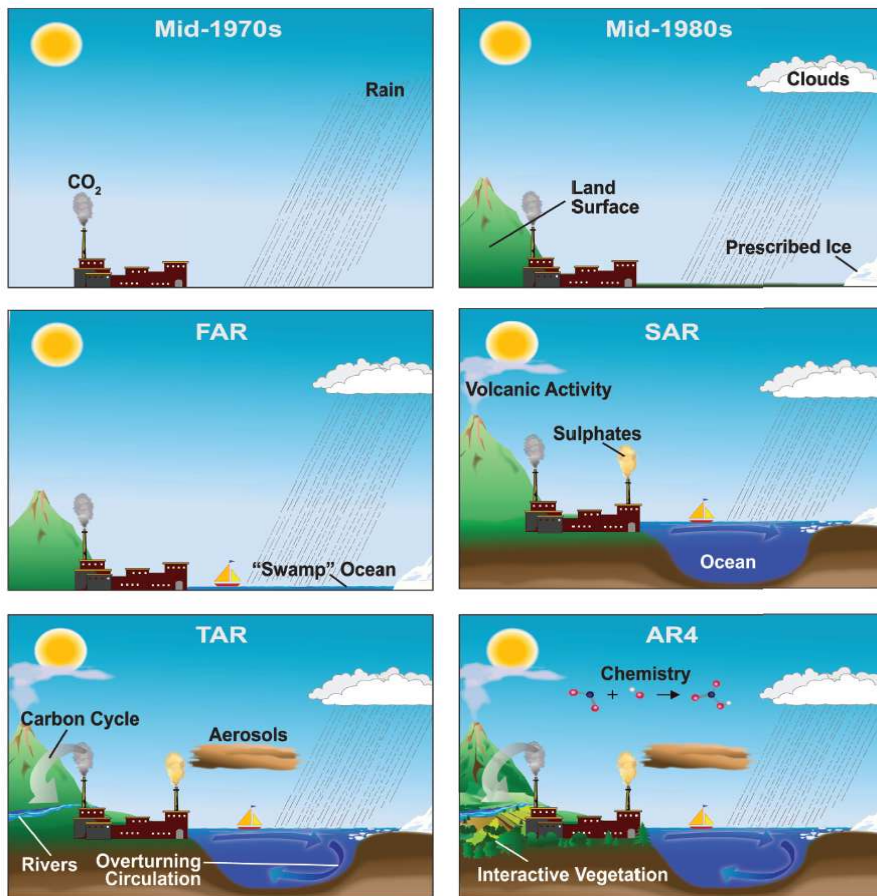


FIG. 2.1 – Amélioration de la complexité des modèles de climat depuis les années 70 utilisés lors des différents rapports du GIEC : FAR(1990), SAR(1996), TAR(2001) et AR4(2007) représentant les quatre premiers rapports. Extrait de Le Treut et al. (2007)

limite, des processus de surface (terre, glace de mer...), du rayonnement et de la stratosphère. D'autres paramétrisations sont utilisées afin de reproduire la complexité du système climatique : schémas de convection peu profonde, d'aérosols, de poches froides...

Les modèles couplés océan-atmosphère (OAGCM) sont des modèles qui couplent différentes composantes atmosphériques et océaniques développées et améliorées indépendamment. La figure 2.1 montre l'évolution des modèles de climat depuis les années 70. Couplée aux modèles atmosphériques décrits ci-dessus, une composante représentant les transports océaniques et la topographie sous-marine est ajoutée. Les couplages océan-atmosphère sont décrits par un autre schéma additionnel. Ces modèles ont également des composantes de glace, de glace de mer et de surface, qui tient compte des différents types de sol ainsi que des écoulements souterrains. Couplée aux OAGCMs, la composante biogéochimique permet d'obtenir l'évolution des différentes molécules présentes dans le système climatique (ex : cycle du carbone). On appelle maintenant ces systèmes des Earth System Models (ESMs) à la différence des OAGCMs qui n'ont pas de composante biogéochimique.

Plus récemment, des modèles climatiques globaux intègrent dans chaque maille du modèle des modèles explicites de nuages (CRM) ne nécessitant pas de paramétrisations (Khairoutdinov

et al. (2005) et Wyant et al. (2006) pour le modèle SP-CAM). Ces modèles sont encore au niveau d'études expérimentales et ne participent pas aux principales intercomparaisons de modèles climatiques.

### 2.1.2 Paramétrisation des nuages

Dans un modèle climatique, la fraction nuageuse est définie comme le pourcentage d'une maille recouverte par un nuage. Cette maille est souvent représentative d'une très large région dans les GCMs (plus de 100 kms), taille supérieure aux échelles des mouvements convectifs et de formation des nuages. Il est donc nécessaire de paramétriser les processus nuageux sous-maille afin de simuler leur effets sur la circulation grande-échelle, la bilan radiatif et la cycle de l'eau. Cette paramétrisation permet d'obtenir une climatologie globale des nuages.

#### Description générale

Les GCMs ont besoin de représenter les effets géométriques des nuages de manière idéalisée. Pour simplifier le problème, les modèles réduisent le problème à quelques spécifications : Les couvertures nuageuses horizontales et verticales de la grille, la variabilité sous-maille des variables nuageuses, le terme de recouvrement vertical des nuages dans la colonne verticale (appelé "overlap") et la microphysique. Cela néglige plusieurs phénomènes tels que les interactions horizontales entre colonnes adjacentes et les influences des fluctuations nuageuses sous-maille dues aux non-linéarités radiatives des nuages.

La fraction nuageuse d'un modèle est calculée via la variabilité horizontale de l'humidité et de la température (contrôlant le rapport de mélange saturant  $q_s$ ). A l'intérieur d'une maille, ces fluctuations entraînent à certains endroits des excès à la saturation, donnant une humidité relative supérieure à 100% et donc une formation de nébulosité. Cela suggère que l'humidité relative totale de la maille est la plupart du temps inférieure à l'unité, car les parties ciel-clair dans la maille diminuent l'humidité moyenne. Tous les modèles de paramétrisation nuageuse permettent d'avoir des nuages lorsque  $RH < 1$  (les autres étant seulement des schémas "all-or-nothing"). Pour la plupart, les modèles climatiques prescrivent les fluctuations d'humidité sous-maille en spécifiant une fonction de densité de probabilité (PDF), on les appelle les schémas statistiques. Les schémas statistiques de nuages diffèrent entre eux par le choix de la PDF et surtout par la façon dont les moments statistiques sont calculés. On sépare ces schémas en deux catégories : Le premier diagnostique la fraction nuageuse grâce aux moments statistiques invariants de la PDF, le second assume des connaissances sur le calcul prognostique de ces moments.

#### Les modèles diagnostiques

Les premiers modèles diagnostiques utilisent une relation entre l'humidité relative et la fraction nuageuse (Sundqvist et al., 1989). Le problème de ces schémas est le manque de différenciation entre les types d'événements nuageux. Par exemple, une maille à 80% d'humidité relative sera très différente dans un cas de forte convection et un cas de Stratus. C'est ainsi que certains schémas émettent des conditions de formation de nuages en fonction des conditions météorologiques (Slingo, 1980, 1987; Xu and Randall, 1996).

A la différence des schémas décrits précédemment utilisant l'humidité relative, de nombreux schémas spécifient la variabilité sous-maille via une distribution d'humidité spécifique (et/ou de température) dans chaque grille du modèle. La fraction nuageuse  $\bar{C}$  d'une maille dépend à la fois de l'occurrence des nuages et de l'occurrence ciel-clair. Dans chaque maille, une PDF représente

la variabilité spatiale sous-maille de la vapeur d'eau totale  $q_t$  et un seuil, défini par la vapeur d'eau saturée moyenne de la maille  $\bar{q}_s$ , permet de séparer ciel-clair et ciel nuageux. On définit la couverture nuageuse égale à l'intégrale de la PDF seulement lorsque  $q_t$  est supérieur à  $\bar{q}_s$  :

$$\bar{C} = \int_{\bar{q}_s}^{\infty} G(q_t) dq_t \quad (2.1)$$

Cette équation permet également d'obtenir la fraction d'eau condensée nuageuse en multipliant la variable  $G(q_t)$  par  $(q_t - \bar{q}_s)$ . Une difficulté de cette méthode est de définir le bon type de PDF, regroupé en deux groupes : forme uni-modale ou bi-modale (i.e. une ou deux PDF) et distribution symétrique ou asymétrique (la dernière nécessitant la détermination du coefficient d'asymétrie). De nombreuses études utilisent des formes unimodales et symétriques de PDF telles que des distributions triangulaires (Smith, 1990; Rotstayn, 1997; Nishizawa, 2000), uniformes (Le Treut and Li, 1991), gaussiennes (Bougeault, 1981), polynomiales (Lohmann et al., 1999) ou encore des formes asymétriques telles que des distributions bêta (Tompkins, 2002), log-normale généralisée (Bony and Emanuel, 2001) ou bien exponentielles (Bougeault, 1981). Une version bimodale et symétrique a été développée par Lewellen and Yoh (1993). Elle décrit une PDF en double gaussienne pour représenter les nuages de couche limite séparant la partie environnementale de la partie nuageuse thermique. Cette méthode semble fournir des résultats corrélés avec les données d'avion et les simulations LES dans les cas de convection peu profonde (Neggers, 2009; Jam et al., 2012).

La seconde difficulté de ces PDF est de définir les moments statistiques de ces distributions (plus nombreux si la PDF est asymétrique). Ces moments sont la moyenne, la variance, le coefficient d'asymétrie ("skewness"), le coefficient d'aplatissement (kurtosis)... La moyenne est diagnostiquée par le modèle, et les trois derniers sont souvent paramétrisés. Leurs valeurs sont définies de manière plus ou moins empirique et sont ajustées afin d'obtenir une climatologie nuageuse réaliste simulée par un modèle.

Il faut noter que les schémas statistiques uniformes (triangulaire, uniforme... ) peuvent devenir équivalents à utiliser un schéma en critère d'humidité relative (i.e. si l'humidité relative est supérieure à un seuil, il y a formation de nuages) lorsque les moments statistiques sont fixés (Smith, 1990).

## Les modèles pronostiques

Les modèles pronostiques sont la plupart du temps des schémas statistiques où les moments de la distribution sont calculés via des équations pronostiques mettant en jeu différentes variables atmosphériques. Par exemple, la variance de l'eau totale peut être calculée via une équation du flux turbulent d'humidité ou en séparant environnement ciel-clair et nuageux (Tompkins, 2002). Le principal problème des schémas pronostiques est l'utilisation d'hypothèses sur les équations d'évolution des nuages et de l'eau nuageuse afin d'avoir les puits et les sources de ces variables pronostiques.

## Notion d'overlap

L'hypothèse du recouvrement des nuages est indispensable pour le calcul radiatif des nuages sur l'ensemble d'une colonne atmosphérique d'un GCM, car les structures nuageuses sont typiquement plus petites qu'une grille de modèle. Le terme "overlap" a pour but de donner des hypothèses sur la corrélation verticale de deux nuages accolés ou séparés par une maille ciel-clair.

L'hypothèse la plus couramment utilisée est appelée "maximum-random" (Geleyn and Holingsworth, 1979; Collins, 2001). Supposons deux couches nuageuses  $C_1$  et  $C_2$ . Si elles sont séparées

par du ciel-clair (au moins une couche), elles sont en configuration "random", c'est-à-dire qu'on les considère placées aléatoirement et leur fraction nuageuse est égale à  $C_1 + C_2 - C_1 C_2$ . Lorsque ces deux couches sont juxtaposées sur deux niveaux verticaux adjacents, on considère ces couches comme faisant partie d'un même nuage développé verticalement (tels les nuages de convection profonde). On prend donc la fraction maximale entre  $C_1$  et  $C_2$ .

Ces notions ont été principalement utilisées pour le calcul radiatif des algorithmes satellitaires, pour le calcul des fractions nuageuses totales et des différents domaines verticaux (bas, moyens et hauts), et lors de l'utilisation du code radiatif d'un GCM.

### Remarques

La fraction nuageuse calculée par les modèles climatiques est sujette à des interprétations différentes, au niveau de sa variabilité temporelle et spatiale. Par exemple, si une maille a un pourcentage de nuages de 50% sur une journée par exemple, est-ce qu'elle forme un nuage d'une fraction de 50% tout le temps ou bien 100% à un moment et 0% à un autre. Cette notion temporelle est très importante surtout dans le cadre de développement de modèles, car les mécanismes physiques en jeu seront différents. Il est nécessaire de séparer l'occurrence d'un ciel nuageux et l'occurrence ciel clair. De nombreux développements de paramétrisation se font également sur la capacité d'un modèle à reproduire le cycle diurne (surtout le cycle continental car plus marqué). Par exemple, le pic de précipitation quotidien et donc de nuages est souvent mal représenté dans les modèles. Cela est dû également à un problème de timing du déclenchement de la convection. Même si la fraction nuageuse est bien représentée, elle peut être décalée temporellement, ce qui pose des problèmes pour les études régionales lorsque l'on compare les modèles aux satellites ou aux données in-situ. Les deux problèmes soulevés précédemment sont néanmoins souvent compensés lors de moyennes sur de longues périodes révélant de possibles compensations d'erreurs de la physique d'un modèle.

Pour conclure, on résume en quatre catégories les possibles erreurs des modèles dans leur représentation de la nébulosité : erreurs de la quantité de fraction nuageuse quand il y a présence d'un nuage (associés au calcul du recouvrement du nuage), erreurs du calcul des propriétés radiatives du nuage (épaisseur optique, émissivité, microphysique), erreurs de la fréquence d'occurrence des nuages et erreurs de "timing" de sa formation.

#### 2.1.3 Le modèle de l'IPSL

La composante atmosphérique du modèle de l'IPSL est appelée LMDZ et correspond à la seconde génération d'un modèle de climat développé initialement par Sadourny and Laval (1984). La lettre Z correspond à la capacité de ce modèle à zoomer la grille horizontale sur une région choisie. Seule la version de physique appelé modèle IPSL-CM5A participant à l'intercomparaison CMIP5 (Dufresne et al., 2012) est analysée en détail. Le modèle correspond à une version basse résolution (LR) proche de celle du modèle IPSLCM4 (Marti et al., 2005, 2010) utilisant la composante atmosphérique LMDZ4 (Hourdin et al., 2006, 2012a) utilisée lors du rapport du GIEC AR4.

Le modèle couplé IPSL-CM5B est composé d'une nouvelle physique atmosphérique (Hourdin et al., 2012b) représentant de manière plus réaliste certains mécanismes physiques, cette version participera également à CMIP5. Celle-ci est détaillée dans le chapitre 5 de cette thèse.

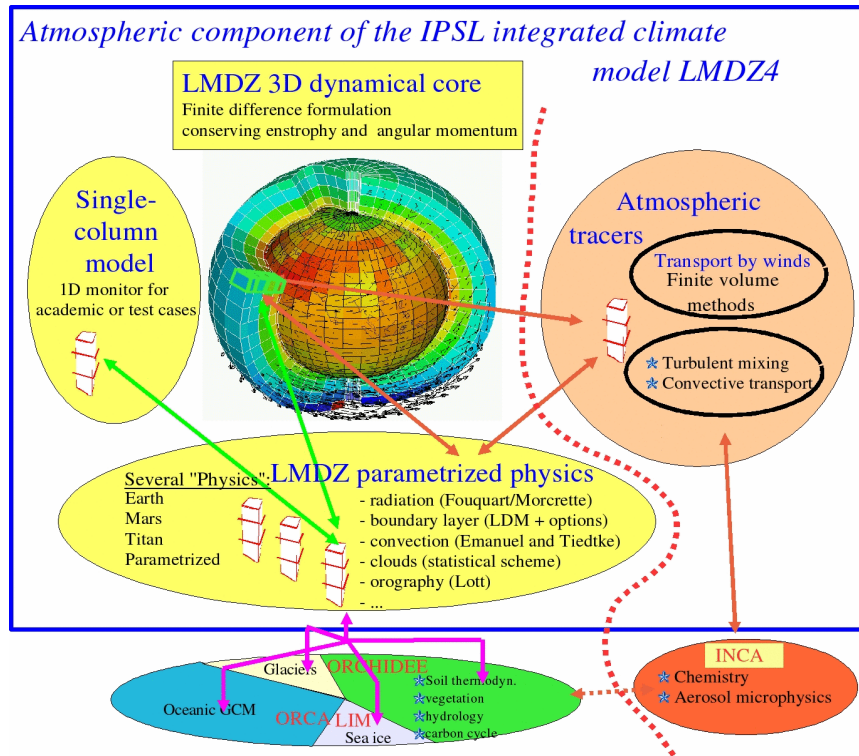


FIG. 2.2 – Schématisation du fonctionnement de LMDZ4. On remarque la séparation du cœur dynamique et des paramétrisations physiques, liés aux traceurs atmosphériques. Les composantes faisant partie du modèle couplé de l'IPSL (version AR4) ont été rajoutés en bas : Les modèles de sol ORCHIDEE, d'eau ORCALIM et de chimie INCA.

### Description commune aux modèles

Les équations de la dynamique (Navier-Stokes) sont discrétisées sur une grille 3D sphérique (grille latitude-longitude Arakawa C-grid, Kasahara (1977)) par différences finies de second ordre avec les valeurs scalaires (température, vapeur d'eau...) calculées au centre des mailles et les composantes des vecteurs vitesses calculées aux interfaces.

La discrétisation verticale est donnée en coordonnées hybrides  $\sigma - p$  avec la pression dans la couche  $l$  définie par :

$$P_l = A_l P_s + B_l \quad (2.2)$$

où  $P_s$  est la pression de surface et A et B sont tels que  $P_l \approx A_l P_s$  près sur sol (fonction de la topographie) et  $P_l \approx B_l$  à haute altitude (isobares). Les couches seront plus fines en surface (quelques centaines de mètres) et plus épaisses en altitude (plusieurs kilomètres). La résolution verticale des modèles est composée de 39 niveaux verticaux dont 8 en dessous de 2 km et la résolution horizontale est de  $2.5^\circ \times 1.875^\circ$  en longitude/latitude respectivement. La discrétisation temporelle se fait avec un pas dynamique dépendant de la version de la physique utilisée.

Différents jeux de paramétrisations sont branchés au corps dynamique, que ce soit pour étudier la Terre, mais également pour l'étude d'atmosphères extraterrestres tels que Mars (Forget et al., 1999) ou Titan (Hourdin et al., 1995).

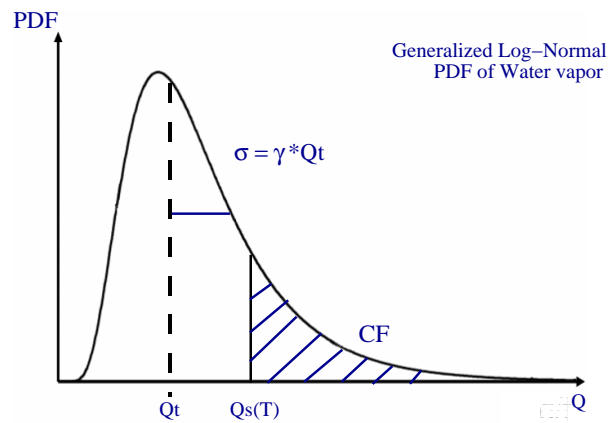


FIG. 2.3 – Représentation schématique de la PDF log-normale généralisée de la vapeur d’eau  $Q$  utilisée par les schémas de nuages convectifs et stratiformes du modèle IPSL-CM5A (Bony and Emanuel, 2001). Les termes  $Q_t$  et  $Q_s(T)$  représentent la vapeur d’eau totale et à saturation de la maille respectivement. Le terme  $\sigma$  est défini comme la variance de la PDF et est égal à la vapeur d’eau totale multipliée par un terme proportionnel  $\gamma$  calculée pour les cas convectifs (via l’eau liquide nuageuse calculée par le schéma de convection) ou paramétrisée pour les nuages stratiformes. Le calcul de la fraction nuageuse est calculée comme l’intégrale de la courbe entre  $Q_s$  et l’infini.

### La physique du modèle IPSL-CM5A

Le schéma radiatif provient du centre européen de météorologie (ECWMF) décrivant l’impact du rayonnement solaire et du rayonnement infra-rouge (Morcrette, 1991). Les composantes physiques du modèle représentent la prise en compte des aérosols (Quaas et al., 2004; Dufresne et al., 2005), l’effet des montagnes (Lott and Miller, 1997) ainsi que les ondes de gravité (Lott, 1999).

Le schéma de convection profonde est celui de Emanuel (1991) et modifié par Emanuel (1993) et Grandpeix et al. (2004). Il est basé sur une représentation d’une colonne convective adiabatique de flux de masse saturés, ascendants et descendants, accompagnée de descentes précipitantes (flux insaturés). L’absence d’entraînement d’air troposphérique par les courants ascendants adiabatiques simule toujours une hauteur des nuages au niveau d’annulation de la flottabilité LNB (Level of Neutral Bouyancy).

Les schémas de nuages de ce modèle se composent de deux parties, convective et stratiforme, utilisant le même schéma statistique avec les moments calculés différemment. La variabilité sous-maille de l’eau totale dans chaque maille du modèle est représentée grâce à une fonction de densité de probabilité (PDF) limitée par zéro sur le bord inférieur (Figure 2.3) et définie par Bony and Emanuel (2001). Dans les cas de convection profonde et peu profonde, les moments de cette PDF sont diagnostiqués à partir de l’eau condensée prédite par les mouvements d’air ascendants du schéma convectif (Emanuel, 1991; Grandpeix et al., 2004) et des champs d’humidité et de température grandes échelles (Bony and Emanuel, 2001). Le coefficient d’asymétrie (skewness) de la PDF log-normale généralisée (dépendant de la variance et de l’eau totale moyenne) est proche de zéro près de la surface (quasi-gaussienne) et devient de plus en plus positif avec l’altitude. Une fraction nuageuse non-convective est également calculée en utilisant la même PDF que précédemment. Elle utilise des moments définis empiriquement, en supposant que la variance est proportionnelle à l’eau totale de la maille via un coefficient qui varie linéairement entre la surface (0.005) et 300hPa (0.33) (Hourdin et al., 2006). Les deux fractions nuageuses sont calculées à

chaque pas de temps et le maximum des deux est utilisé par le code radiatif.

Les propriétés microphysiques des nuages sont calculées d'après Bony and Emanuel (2001). Des seuils de température ( $-15^{\circ}\text{C}$  et  $0^{\circ}\text{C}$ ) sont utilisés afin de partitionner le rapport entre la condensation de l'eau liquide et la glace dans le nuage. L'épaisseur optique des nuages est paramétrisée via le rayon effectif des particules nuageuses, constant pour l'eau liquide nuageuse ( $12\ \mu\text{m}$ ) et décroissant avec la température pour les nuages de glace (de 60 à  $3.5\ \mu\text{m}$ ). L'overlap vertical des couches nuageuses est dit "maximum-random" (cf section 2.1.2).

Le schéma de couche limite est paramétrisé via un transport vertical turbulent sous forme de diffusion avec un contre-gradient de température potentielle (Deardorff, 1966). La couche limite de surface est traitée d'après Louis (1979) et, sur l'océan, la longueur de rugosité est calculée d'après Smith (1988). La diffusion turbulente des tourbillons est calculée d'après Laval et al. (1981) avec un certain nombre de paramètres dont la valeur a été fixée afin de satisfaire les différentes conditions climatologiques (ex : le coefficient de diffusion a un fort impact sur les nuages et la stabilité de la couche limite et doit être ajusté pour prendre en compte le type de surface).

Le schéma de surface sépare la maille du modèle entre 4 sub-surfaces correspondant à une surface continentale, océanique, de glace de mer et d'inlandsis. Les flux de surface sont calculés en fonction de la surface considérée. Pour les surfaces continentales, une conduction thermique est calculée avec un modèle à 2 couches (Hourdin et al., 1993).

## 2.2 Les satellites

### 2.2.1 Les types de satellites

Depuis le début de l'ère spatiale, de nombreux satellites météorologiques ont été envoyés en orbite autour de la Terre. Ils permettent d'observer l'évolution des grandeurs climatiques grâce à de nombreux senseurs embarqués. Il existe deux principales sortes de satellites :

- Les satellites géostationnaires sont situés au-dessus de l'Equateur à une distance de 35880 kms et orbitent de façon synchrone autour de la Terre. Ils fournissent des informations de manière continue d'une même partie du globe. On peut citer par exemple la flotte de satellites américains GOES ou européens Météosat.
- Les satellites circumpolaires orbitent autour de la Terre à basse altitude (entre 720 et 800 kms) avec une forte inclinaison qui les fait passer à proximité des pôles. Ils ont un axe de rotation perpendiculaire à l'axe Terre-Soleil (héliosynchrones) et passent deux fois par jour au-dessus de n'importe quel point de la surface terrestre. Ces satellites produisent des climatologies globales en coupant l'Equateur 12 fois par jour.

### 2.2.2 Les missions utiles à l'étude des nuages

Le projet International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) a débuté en 1982 et a pour but d'utiliser les mesures effectuées grâce aux satellites météorologiques afin d'en déduire la distribution globale des nuages, leurs propriétés optiques et leur variabilité naturelle (Schiffer and Rossow, 1983, 1985; Rossow and Schiffer, 1991). Il utilise les mesures de radiances des satellites géostationnaires et du radiomètre AVHRR. Ce projet a permis la création d'une série de données sur le long terme permettant d'étudier différentes échelles de temps (diurne à inter-annuelle). Ces données bidimensionnelles permettent d'avoir une climatologie des nuages comprenant la couverture, la température et la pression du sommet du nuage, l'épaisseur optique et la taille des



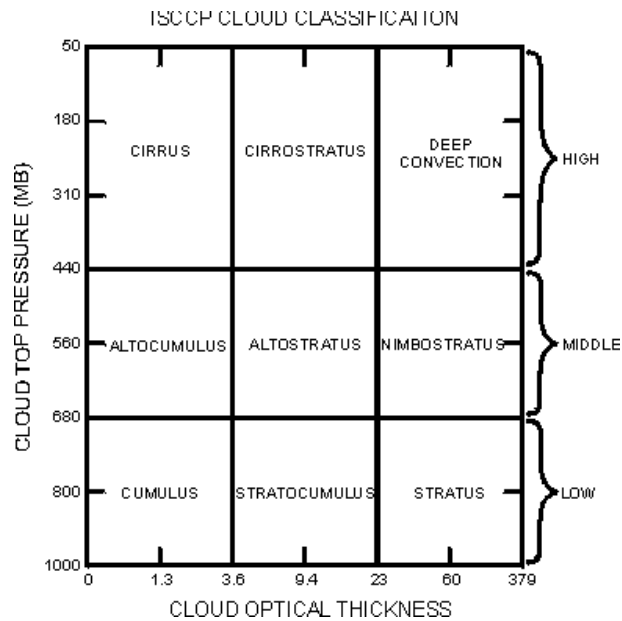


FIG. 2.4 – Répartition des différentes catégories de nuages définis par ISCCP en fonction de leur altitude et de leur épaisseur optique. Provient du site ISCCP (<http://isccp.giss.nasa.gov/cloudtypes.html#DIAGRAM>).

particules. On définit ainsi des catégories de nuages ISCCP (Figure 2.4).

Le second projet phare est une collaboration franco-américaine nommée A-Train (Aqua-Train) qui regroupe une constellation de 5 satellites en orbites héliosynchrones (4 encore actifs en 2011 et 1 qui n'est plus sur la même orbite) qui passent au-dessus de l'Equateur à 1h30 et 13h30 quotidiennement. Chacun de ces satellites possède des instruments de mesure se complétant entre eux permettant des mesures différentes d'un même endroit à quelques minutes d'intervalles (aérosols, nuages, température, humidité relative, flux radiatifs...). Ce faible décalage temporel leur permet de fournir des observations quasi-simultanées d'un même endroit. La figure 2.5 montre l'ordre de passage et le nom de chacun des satellites.

Le satellite AQUA étudie le cycle de l'eau via des senseurs tels que Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), Cloud's and the Earth Radiant Energy System (CERES) ou Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), depuis mai 2002 (Parkinson, 2003). Le satellite CloudSat comprend l'instrument CPR qui est un radar étudiant les nuages depuis avril 2006 (Stephens et al., 2002). En complément de cette étude, le satellite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) fournit des données nouvelles sur le profil vertical des nuages et leurs propriétés via un Lidar CALIOP (Winker et al., 2007) depuis 2006. Pour la première fois, des instruments de télédétection active sont lancés et fournissent des informations tri-dimensionnelles des caractéristiques nuageuses. Le satellite PARASOL (Polarization & Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Science coupled with Observations from a Lidar) étudie plus particulièrement les aérosols et les surfaces via son radiomètre POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances) mesurant les caractéristiques directionnelles de polarisation de la lumière. Il a été dévié de sa position initiale depuis décembre 2009. Le satellite AURA étudie la couche d'ozone, la qualité de l'air via l'étude de composés tels que le monoxyde de carbone, le méthane ou encore la vapeur d'eau. Enfin, deux satellites aurait dû être rajoutés à cette constellation : OCO (Orbiting Carbon Observatory) et Glory qui aurait étudié respectivement le dioxyde de

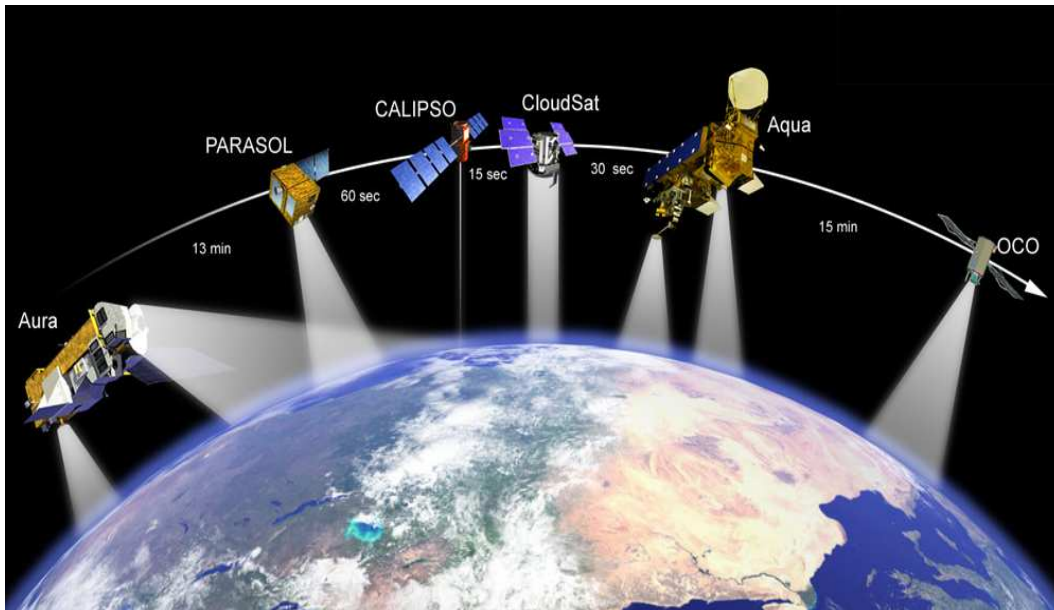


FIG. 2.5 – Constellation des satellites constituant l’A-Train. Il est à noter que le satellite PARASOL changea d’orbite en décembre 2009 et que le satellite OCO a été détruit lors de son lancement

carbone et les aérosols, mais ont été détruit lors de leurs lancements.

### 2.3 Comparaison observations/modèles : Utilisations de simulateurs

Afin de comparer les caractéristiques nuageuses fournies par les modèles et les observations, il est nécessaire d’utiliser des outils appelés ”simulateurs” qui permettent de diagnostiquer les variables climatiques d’un modèle comme si celui-ci était survolé par le satellite étudié. L’outil COSP (pour CFMIP Observation Simulator Package <sup>1</sup>, voir schéma simplifié sur la figure 2.6) regroupe 7 simulateurs différents.

Le simulateur ISCCP (Webb et al., 2001; Klein and Jakob, 1999) fournit 3 diagnostics nuageux : l’épaisseur optique, la fraction nuageuse et la pression du sommet de nuages. Ce simulateur a permis les premières études comparatives entre modèles et observations nuageuses et a montré, par exemple, que les modèles simulent des nuages de convection peu profonde optiquement trop épais.

Le simulateur CALIPSO fournit une vision tri-dimensionnelle des propriétés nuageuses à partir de la rétrodiffusion de l’atmosphère, paramètres nouveaux par rapport aux simulateurs classiques. Son utilisation permet de valider la fraction nuageuse et l’épaisseur optique des différentes couches de l’atmosphère (Chepfer et al., 2008). La création de produits orientés pour la comparaison aux GCMs (GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (GOCCP); Chepfer et al. (2010)) permettent, entre autres, de tracer des diagrammes Scattering Ratio en fonction de l’altitude afin d’identifier les nuages les moins bien représentés par un modèle.

Le simulateur CloudSat fournit des données complémentaires aux sorties CALIPSO, axées sur

<sup>1</sup> <http://cfmip.metoffice.com/COSP.html>

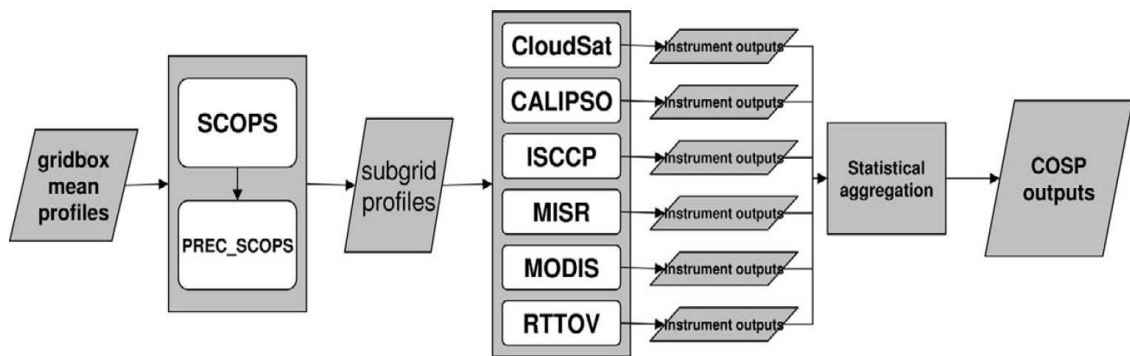


FIG. 2.6 – Schéma simplifié du simulateur COSP. D’après Bodas-Salcedo et al. (2011)

la réflectivité du radar utilisé. Il fournit des diagrammes tri-dimensionnels altitude-réflectivité, utiles à l’évaluation de l’épaisseur optique des différents types de nuages.

Les 4 autres simulateurs sont MISR (étude des nuages et des aérosols dans le visible et l’infra-rouge), MODIS (étude des nuages, de l’eau condensée, de l’épaisseur optique...), PARASOL (réflectance) et RRTOV (température de brillance ciel-clair).

## 2.4 Les ré-analyses

Les ré-analyses sont des produits d’analyses opérationnelles fournis par les modèles de prévision numérique météorologiques. Elles résultent de l’assimilation de données d’observations fournies par les satellites géostationnaires, celle-ci produisant le meilleur ajustement possible permettant d’imposer des conditions initiales à un modèle de prévision. Les ré-analyses fournissent des quantités d’informations sur l’état de l’atmosphère et de la surface (observés ou prévus à quelques heures) sur de longues périodes temporelles. Les variables atmosphériques, océaniques ou de surfaces continentales (température, vents, humidité, albédo, précipitation...) sont fournies à une échéance de temps pouvant aller de 4 fois par jour à mensuellement. Les deux principaux jeux de données sont :

- Les ré-analyses ERA (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ReAnalysis) sont celles du centre européen de prévision numérique. Le jeu de données le plus récent est ERA-Interim (Dee et al., 2011).
- Les ré-analyses NCEP (National Centers for Environmental Prediction) sont fournies par le modèle du NCAR aux Etats-Unis. Le jeu de données le plus récent est NCEP-2 (Kanamitsu et al., 2002).

## 2.5 Les modèles explicites de nuages

Les nuages sont des processus évoluant sur différentes échelles spatiales. Les modèles explicites de nuages résolvent la méso-échelle (convection, thermiques...) et se différencient entre eux par le degré de résolution des tourbillons. L’échelle microscopique (microphysique des nuages, gouttes) est toujours paramétrisée. On regroupe deux types de simulations explicites.

### 2.5.1 Les modèles LESs (Large Eddy Simulation models)

Les simulations des grands tourbillons (LES en anglais) résolvent explicitement les structures les plus grandes qui transportent la chaleur et l'humidité et paramétrisent la diffusion turbulente due aux tourbillons de petites échelles et également la microphysique. Ce sont des modèles non-hydrostatiques qui peuvent atteindre des résolutions spatiales de 5 m et des pas de temps de 1 à 2 s. Les LES ont souvent un domaine de seulement quelques kilomètres. Ces modèles ont été au départ développés pour des études géophysiques de la dynamique des fluides et aident à la compréhension des phénomènes observés lors des campagnes de mesures (Stevens et al., 2001; Brown et al., 2002; Siebesma et al., 2003). Les LES ont par d'ailleurs montré leur capacité à reproduire des cas de Cumulus ou StratoCumulus.

### 2.5.2 Les CRMs (Cloud Resolving Models)

Afin de modéliser des événements synoptiques de plus grandes échelles, il est nécessaire d'élargir le domaine et donc de dégrader la résolution. Les CRMs résolvent la convection profonde grâce à des résolutions horizontales de l'ordre du kilomètre et des résolutions verticales de 50 à 500m. Ces modèles traitent des échelles de temps de quelques heures à quelques jours. Les CRM font le lien entre la convection nuageuse et la circulation grande-échelle et sont donc un possible lien avec les modèles de circulation générale (spécifiquement via les modèles de superparamétrisation où un CRM est placé dans chaque maille du modèle).

## 2.6 Les rétroactions aux cœur des études d'intercomparaison

*"If only one model were available, we could not so confidently conclude that cloud feedback is a key issue for climate dynamics"*

Cette phrase tirée de Cess et al. (1990) montre l'intérêt des intercomparaisons de modèles climatiques dans la reconnaissance de différences inter-modèles, révélant les biais les plus systématiques et les plus importants à corriger. De nombreuses intercomparaisons ont vu le jour depuis le début de l'analyse des modèles de climat global (Charney, 1979), elles soulignent l'intérêt des rétroactions nuageuses pour comprendre la disparité inter-modèles de la sensibilité climatique. Une description des principaux groupes d'intercomparaison actifs dans l'études des nuages est présentée.

### 2.6.1 CMIP

Le projet international CMIP (Coupled Model Intercomparaison Project) est une intercomparaison de modèles couplés océan-atmosphère organisée par le groupe WGCM (Working Group on Coupled Modelling), suite du projet AMIP (Atmospheric Model Intercomparaison Project) pour les modèles atmosphériques. Le projet PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparaison) aide CMIP en aidant WGCM à déterminer les objectifs de l'étude, à définir les formats de sortie et à distribuer les simulations. Le projet CMIP a pour but de fournir une base de comparaison entre les différents modèles afin d'évaluer le climat présent, de projeter le climat futur et de comprendre les processus physiques du système climatique. Ce protocole est la base des résultats étudiés dans les rapports du GIEC.

Concrètement, ce protocole propose différentes expériences que les groupes de modélisation climatique sont invités à réaliser. La figure 2.7 montre les différentes expériences dites "à long



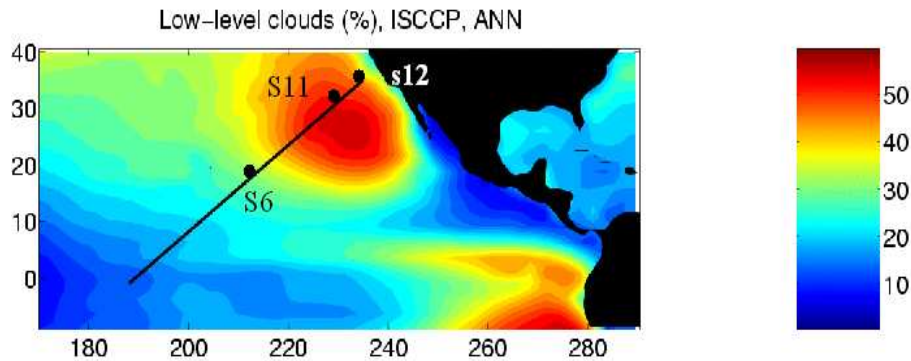


FIG. 2.8 – Nuages bas d’après ISCCP et tracé du transect GPCI. Les 3 points correspondent aux cas décrits dans le cadre du protocole CGILS.

correspondant à des campagnes de mesures et/ou des données in-situ...) afin de collaborer avec le projet CMIP5.

- Collaborer avec le groupe GEWEX<sup>5</sup>-Cloud Systems Studies (GCSS) afin d’expliquer les mécanismes de rétroactions nuage-climat dans le cadre d’intercomparaison CRM/LES/SCM sur des locations géographiques. Le cas CGILS décrit ensuite fait partie de cette collaboration.

### 2.6.3 CGILS

#### Description globale

Le projet CGILS (CFMIP-GCSS Intercomparaison of Large-eddy and Single column model <sup>6</sup>) est une collaboration entre le projet CFMIP et le groupe de travail GCSS sur les nuages de couche limite pour utiliser des conditions dynamiques large-échelles idéalisées afin d’évaluer les processus des rétroactions nuageuses des GCMs. Cela permet d’isoler l’influence de la physique d’un modèle sur les rétroactions car la dynamique est fixée. De plus, cela permet d’utiliser les modèles explicites LES et CRM, qui regroupent des descriptions plus réalistes des processus sous-maille, afin d’étudier le même problème. Ce projet est le premier à proposer d’étudier les rétroactions nuageuses via des LES et des CRM et le premier à comparer de manière systématique des LES entre eux mais également avec des GCM dans des conditions dynamiques identiques.

Des forçages large-échelle idéalisés des zones de subsidence sont appliqués dans des modèles uni-colonne afin de simuler les différents types de nuages et de les comparer aux GCMs correspondants. Parallèlement, les LES sont comparées entre elles afin d’évaluer la robustesse de leurs simulations actuelles et de leurs rétroactions nuageuses. La seconde étape consiste à comprendre et à évaluer ces processus nuageux en comparant les résultats fournis par les SCMs et par les modèles fines échelles (LES et CRM), où les mêmes forçages ont été appliqués. Les cas CGILS correspondent à 3 points du transect GPCI <sup>7</sup> (Teixeira et al., 2011) placés sur la figure 2.8 : Le point S6 (17°N - 149°W) correspond à un cas de petits cumulus au milieu du transect, le point S11 (32°N - 129°W) à un cas de StratoCumulus proche de la côte californienne et le point S12 (35°N - 125°W) à un cas de Stratus au niveau de la côte californienne. Les conditions aux limites sont représentées sur la figure 2.9 pour le climat présent, le climat futur correspond à une

<sup>5</sup>GEWEX : Global Energy and Water Cycle Experiment

<sup>6</sup>[http://atmcm.msrb.sunysb.edu/cfmip-figs/Case\\_specification.html](http://atmcm.msrb.sunysb.edu/cfmip-figs/Case_specification.html)

<sup>7</sup>GCSS/WGNE Pacific Cross-section Intercomparison

	S6 Shallow Cu	S11 Stratocumulus	S12 Stratus
Latitude (Degrees North)	17°N	32°N	35°N
Longitude (Degrees)	149°W	129°W	125°W
SLP (mb)	1014.1	1020.8	1018.6
SST (°C)	25.6	19.3	17.8
Tair_surface (°C)	24.1	17.8	16.3
U_surface (m/s)	-7.4	-1.8	2.1
V_surface (m/s)	-2.7	-6.5	-8.0
RH_surface (m/s)	80%	80%	80%
Mean TOA insolation (w/m2)	448.1	471.5	473.1
Mean daytime solar zenith angle	51.0	52.0	52.7
Daytime fraction on July 15	0.539	0.580	0.590
Eccentricity on July 15	0.967	0.967	0.967
Surface Albedo	0.07	0.07	0.07

FIG. 2.9 – Tableau correspondant aux conditions aux limites (surface et au TOA) des 3 points du protocole CGILS. Dans le cas d'un réchauffement climatique idéalisé, seul la température de surface de la mer (SST) est augmentée de 2 K.

augmentation de 2K de la température de surface de la mer.

### Méthodologie de la création des forçages CGILS

D'après l'étude de Zhang and Bretherton (2008), la subsidence large-échelle et les advections de température et d'humidité sont calculées à partir des bilans de chaleur et d'humidité de l'atmosphère ciel-clair à la fois dans un climat présent et perturbé. Ces conditions sont calculées pour des conditions du mois de Juillet.

Les forçages sont créés en utilisant l'approximation des faibles gradients horizontaux de température (WTG pour Weak Temperature Gradient, voir Sobel and Bretherton (2000) pour plus d'informations) entre le premier point convectif du transect (de latitude 8°N) jusqu'au point le plus subsident (de latitude 32°N). Une vision idéalisée est représentée sur la figure 2.10.

En pratique, la température de surface (SST) et la pression de surface sont prescrites le long du transect. A la surface de chaque point, on suppose une température de l'air 1.5°C plus froide que la SST et une humidité relative de 80% (représentatif des valeurs fournies par les réanalyses ECMWF). A 8°N de latitude, le gradient de température troposphérique est celui d'une adiabatique humide. Basée sur l'approximation WTG, la température de l'atmosphère libre est interpolée jusqu'aux zones subsidentes avec un petit ajustement pour garder un profil adiabatique humide. Dans la couche limite, la température est linéairement interpolée entre sa valeur à 850 hPa et celle à la surface. Dans le cas d'un climat perturbé, les champs de température sont calculés de la même manière avec une augmentation de la SST de 2 K.

Le profil idéalisé d'humidité relative change en fonction de la latitude avec néanmoins certaines similitudes. Le maximum d'humidité (95 %) est situé à 950 hPa pour tous les points et le minimum se situe vers le milieu de l'atmosphère libre. En combinant ce profil avec celui de la température, on obtient les profils d'humidité spécifique.

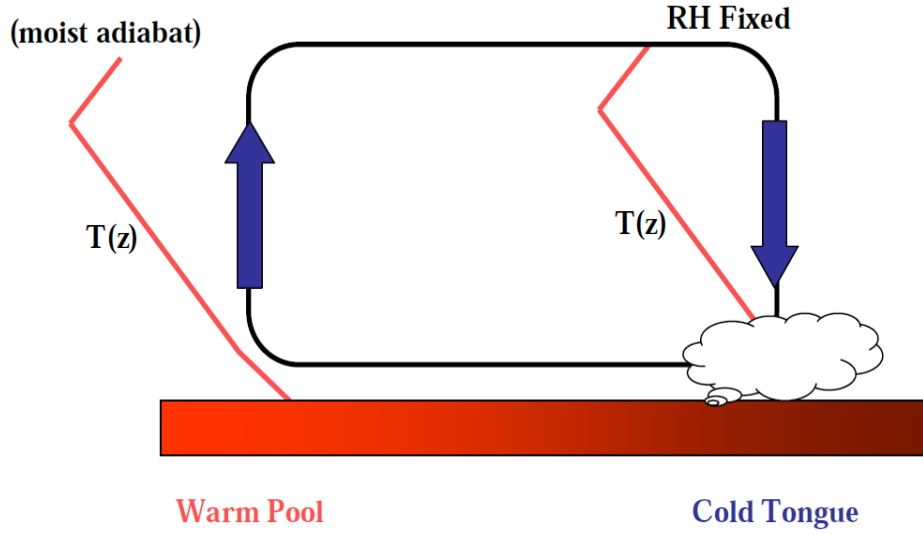


FIG. 2.10 – Résumé schématique de l'expérience CGILS. La cellule de Hadley est représentée par une zone chaude convective et une zone froide subsidente avec l'intérêt porté sur ses nuages bas. L'approximation des faibles gradients horizontaux de température stipule que les gradients troposphérique  $T(z)$  dans l'atmosphère libre seront les mêmes dans ces deux zones. Extrait de Zhang and Bretherton (2008)

Les vents sont fournis par les ré-analyses ECMWF. Dans la partie nord du transect, les vents sont de nord-est dans la basse troposphère et de sud-ouest dans la haute troposphère. Dans la partie sud, les vents sont surtout d'est. Les vents de surface sont utilisés pour calculer les flux de surface. Ils sont supposés rester constant dans un climat perturbé.

Le refroidissement radiatif est calculé en utilisant les profils de température et d'humidité. Dans les régions subsidentes, on relie la vitesse verticale au refroidissement radiatif de la troposphère libre à travers l'équation thermodynamique :

$$(\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta)_{LS} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} = Q_r \quad (2.3)$$

Le profil de vitesse verticale est calculé pour équilibrer ce bilan entre 300 et 900 hPa, avec un maximum à 800 hPa. Les profils perturbés sont calculés de la même manière et entraînent un affaiblissement de la subsidence consécutif à l'augmentation de la stabilité (et moins au changement de refroidissement radiatif).

Dans l'atmosphère libre, l'advection horizontale de température est calculée afin de compenser la somme de l'advection verticale de température potentielle et du refroidissement radiatif. L'advection horizontale compense l'advection verticale d'humidité. En dessous de 950 hPa, les advections sont liées plus particulièrement aux gradients horizontaux de SST le long du transect. Entre 850 hPa et 950 hPa, les advections sont verticalement interpolées.

On représente sur la figure 2.11 les conditions initiales utilisées et les conditions aux limites calculées par ce protocole.

Tous les forçages sont appliqués dans les modèles SCM et CRM afin de simuler les nuages



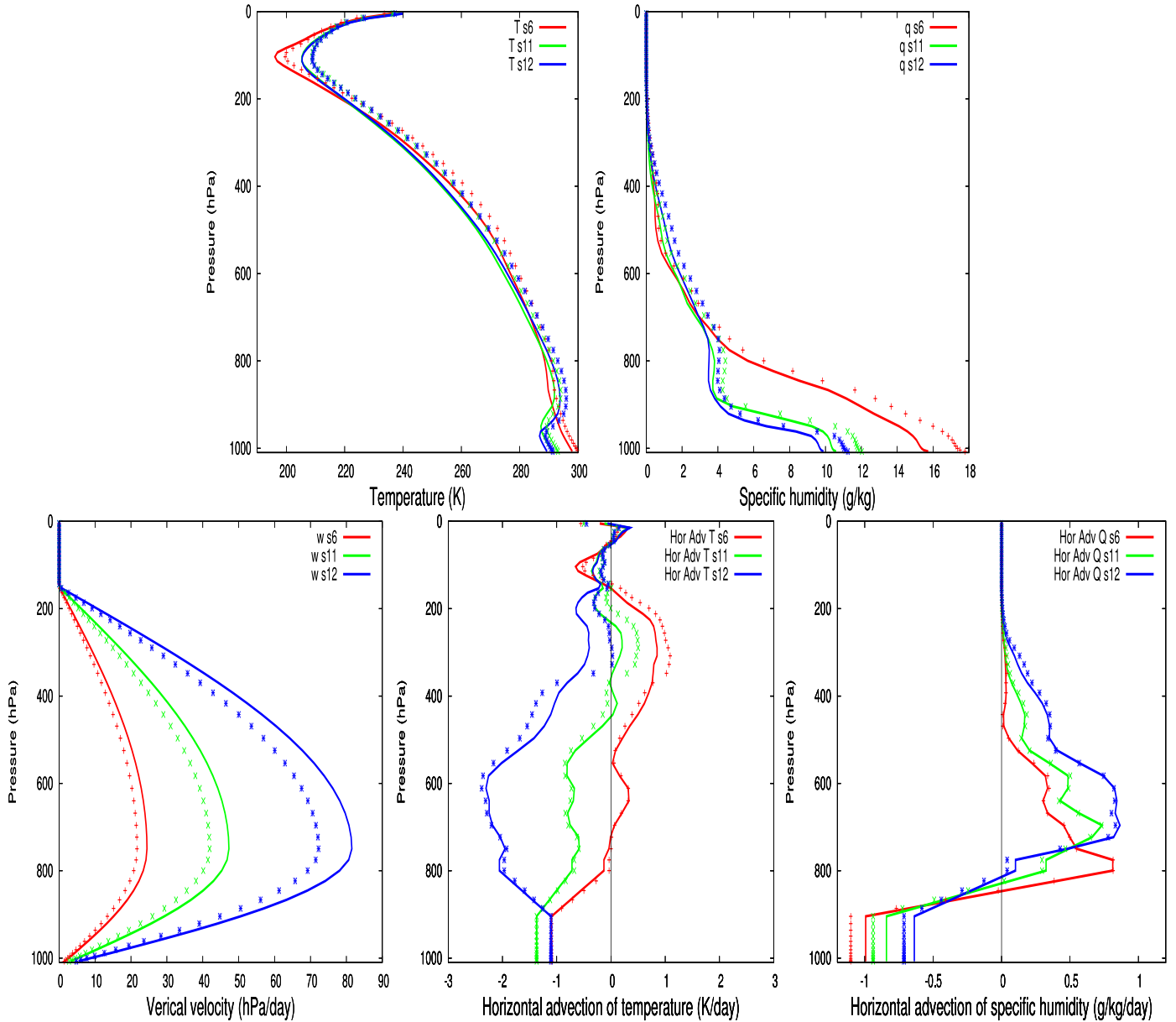


FIG. 2.11 – *Haut* : Profils des conditions initiales correspondant à la température (gauche) et à l'humidité spécifique (droite). *Bas* : Profils des conditions aux limites correspondant respectivement à la vitesse verticale (gauche), aux advections de température (milieu) et d'humidité spécifique (droite). Les courbes rouges, vertes et bleues correspondent respectivement aux cas CGILS s6, s11 et s12 dans un climat contrôlé (traits pleins) et plus chaud de +2 K en surface (pointillés).

bas des zones de subsidence. A chaque pas de temps, l'évolution des grandeurs météorologiques se fait tel que :

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right) &= \left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right)_{phy} + (\vec{V} \cdot \vec{\nabla}\theta)_{LS} - \omega \frac{\partial\theta}{\partial P} \\ \left(\frac{\partial q}{\partial t}\right) &= \left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_{phy} + (\vec{V} \cdot \vec{\nabla}q)_{LS} - \omega \frac{\partial q}{\partial P} \end{aligned} \quad (2.4)$$

Les termes bleus représentent les forçages constants temporellement et calculés par le protocole CGILS et les termes rouges sont dépendant de la physique du modèle.

Les principaux résultats de l'intercomparaison CGILS sont présentées dans l'annexe 7.2, dont les simulations uni-colonne du modèle IPSL-CM5A que j'ai réalisées et fournies au projet.

## Chapitre 3

# Analyse de la rétroaction des nuages bas

Ce chapitre est une version traduite de l'article soumis dans le cadre de la Special Issue IPSL/CNRM du journal *Climate Dynamics* et accepté pour publication fin décembre 2011 (voir annexe 7.4 pour la version définitive de l'article Brient and Bony (2012)). Parallèlement à cette étude, on notera que l'annexe 7.3 présente les résultats où des forçages extraits du modèle 3D sont appliqués dans un modèle uni-colonne.

### 3.1 Introduction

Les modèles climatiques prédisent une large gamme de réchauffement global associé à un doublement de la concentration de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère (Solomon et al., 2007). Cette incertitude est causée par une différence inter-modèles dans la réponse des nuages (Soden and Held, 2006) et surtout dans celle des nuages bas (Bony and Dufresne, 2005; Bony et al., 2006; Webb et al., 2006). La compréhension physique des différentes réponses simulées n'est pas établie et il est donc nécessaire de trouver des mécanismes expliquant et évaluant ces rétroactions nuageuses. Néanmoins, une étude observationnelle combinée à une analyse multi-modèles a mis en évidence récemment une rétroaction positive des nuages bas dans la variabilité inter-annuelle au niveau d'une zone de subsidence (Clement et al., 2009).

La difficulté d'évaluer la crédibilité de ces rétroactions nuageuses réside dans le nombre de processus atmosphériques potentiellement engagés dans ces rétroactions. Identifier et hiérarchiser l'influence des principaux mécanismes physiques contrôlant les rétroactions nuageuses, au moins dans le monde des modèles, aidera à proposer des tests observationnels orientés vers l'évaluation des rétroactions. Ce chapitre a pour but d'analyser les mécanismes physiques qui contrôlent la rétroaction des nuages bas simulée par le modèle couplé IPSL-CM5A, modèle participant à l'intercomparaison CMIP5 (Taylor et al., 2011).

Afin d'identifier les mécanismes physiques qui contrôlent les rétroactions des nuages bas au premier ordre, une approche est d'utiliser des modèles simples ou conceptuels où les caractéristiques physiques sont facilement compréhensibles (Miller, 1997; Larson et al., 1999). Néanmoins, ces études ne sont pas forcément pertinentes pour comprendre les rétroactions à l'œuvre dans les modèles climatiques. Une étude plus approfondie, telle celle de Wyant et al. (2009), permet de mieux comprendre les mécanismes complexes en jeu dans un modèle complexe.

Les interactions pouvant contrôler les rétroactions des nuages bas dans les modèles couplés océan-atmosphère étant nombreuses, ce genre d'analyse demeure difficile.

Pour faciliter notre analyse, notre approche consiste à décrire la réponse des nuages tropicaux à des forçages externes dans plusieurs simulations utilisant les mêmes paramétrisations physiques mais dans des configurations plus ou moins idéalisées : modèle couplé océan-atmosphère, modèle atmosphérique, modèle aquaplanète et modèle unidimensionnel. Des études précédentes ont montré l'intérêt de ce genre d'approche. Par exemple, en utilisant un modèle uni-colonne, Zhang and Bretherton (2008) ont révélé le rôle des différentes paramétrisations contrôlant la rétroaction des nuages bas du modèle CAM3. Medeiros et al. (2008) ont montré que la réponse des nuages de convection peu profonde à un réchauffement climatique est la cause principale de la disparité des rétroactions nuageuses de 3 modèles américains. Dans ce chapitre, une hiérarchie de modèles plus complète est développée pour interpréter la réponse des nuages bas prédite par le modèle couplé IPSL.

Nous considérerons tout d'abord la réponse des nuages au réchauffement climatique simulée par le modèle couplé IPSL-CM5A (section 3.2). Ensuite, nous décrirons la hiérarchie de modèles utilisant la physique atmosphérique du modèle couplé IPSL-CM5A, et l'utiliserons pour identifier les processus qui contrôlent en premier lieu cette réponse. Nous discuterons ensuite de la stratégie à adopter afin de représenter le profil nuageux avec un modèle uni-colonne dans le climat présent et futur (section 3.3). Le modèle uni-colonne permet de simuler facilement des expériences de sensibilité aux forçages et d'expliquer les mécanismes gouvernant la diminution de nuages bas en cas de réchauffement climatique (section 3.4). Nous proposerons une interprétation énergétique de la rétroaction des nuages (section 3.5) et expliciterons un schéma explicatif de cette rétroaction positive simulée par le modèle IPSL-CM5A (section 3.6). Nous concluerons ensuite sur ce chapitre (section 3.7).

## 3.2 Réponse du modèle climatique à un réchauffement climatique

### 3.2.1 La physique du modèle LMDZ

La composante atmosphérique du modèle couplé IPSL-CM5A-LR est appelée LMDZ. Elle est fortement basée sur la composante utilisée dans CMIP3 et évaluée par le 4ème rapport du GIEC (Hourdin et al., 2006) et est implémentée dans l'ancien modèle couplé IPSL-CM4 (Marti et al., 2005, 2010). La résolution verticale est de  $2.5^\circ \times 1.875^\circ$  longitude/latitude avec 39 niveaux verticaux dont 8 en dessous de 2kms (Dufresne et al., 2012).

La convection profonde est paramétrisée par le schéma d'Emanuel (Emanuel, 1991; Grandpeix et al., 2004). Les nuages sont paramétrisés avec un schéma statistique décrivant une variabilité sous-maille de l'eau totale dans chaque maille du modèle. Ce schéma décrit une fonction de densité de probabilité (PDF) délimitée par zéro sur le bord inférieur (Bony and Emanuel, 2001). Dans les cas de convection profonde et peu profonde, les moments de cette PDF sont diagnostiqués à partir de l'eau liquide contenue dans le nuage prédite par les mouvements d'air ascendants du schéma convectif (Emanuel, 1991; Grandpeix et al., 2004) et des champs d'humidité relative grandes échelles (Bony and Emanuel, 2001). Le coefficient d'asymétrie (skewness) de la PDF log-normale généralisée (dépendant de la variance et de l'eau totale moyenne) est proche de zéro près de la surface (quasi-gaussienne) et devient de plus en plus positif avec l'altitude. Une fraction nuageuse non-convective est également calculée en utilisant la même PDF que précédemment

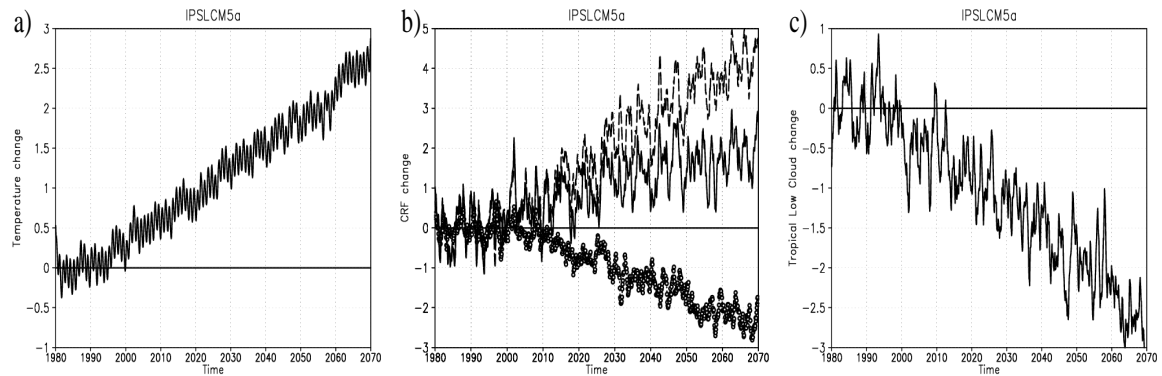


FIG. 3.1 – Evolution temporelle du changement global moyen de la température de surface (a, en K), du changement tropical du forçage radiatif des nuages (b, en  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) décomposé en terme longwave (marqueurs), shortwave (pointillés) et net (ligne pleine), et du changement tropical de la fraction nuageuse basse (c, en %). Les anomalies sont calculées pour l'expérience 1pctCO<sub>2</sub> (quand la concentration de CO<sub>2</sub> augmente de 1% par an) du modèle couplé IPSL-CM5A-LR, en prenant les 10 premières années de la simulation comme référence (moyenne pondérée sur 5 mois).

mais en utilisant des moments définis empiriquement. La variance est proportionnelle à l'eau totale de la maille via un coefficient qui varie linéairement entre la surface (0.005) et 300hPa (0.33) (Hourdin et al., 2006). Les deux fractions nuageuses sont appelées à chaque pas de temps et le maximum des deux est utilisé par le code radiatif. Une description plus détaillée se trouve dans la section 2.1.3.

### 3.2.2 Le modèle couplé IPSL-CM5A-LR

La sensibilité climatique du modèle IPSL-CM5A-LR est proche de celle du modèle IPSL-CM4, qui était de grande amplitude en raison de sa forte rétroaction positive des nuages. Une expérience idéalisée avec une augmentation de 1% de CO<sub>2</sub> est réalisée. On voit sur la figure 3.1a que la température augmente dès le début de l'augmentation du dioxyde de carbone dans l'atmosphère pour arriver à +2.1 K lors du doublement du CO<sub>2</sub>. On appelle ce changement de température la réponse transitoire du climat (appelé "Transient Climate Response", Cubasch et al. (2001)). Une autre façon d'évaluer sa réponse est de calculer la sensibilité effective du climat ("effective climate sensitivity", Murphy (1995)) qui correspond à la réponse de la température qu'aurait un modèle couplé si celui-ci atteignait un équilibre en gardant l'intensité des rétroactions fixée à un certain point de l'évolution transitoire du climat. Cette réponse est égale à +4.4 K dans le modèle de l'IPSL. Ces valeurs confirment la forte sensibilité du modèle par rapport aux modèles CMIP3 (Randall et al., 2007) dû à une forte rétroaction positive des nuages (Soden and Held, 2006; Dufresne and Bony, 2008).

Cette rétroaction est quantifiée grâce au changement de CRF au sommet de l'atmosphère. La figure 3.1b montre une augmentation du CRF Net (de  $0.5 \text{ W}/\text{m}^2/\text{K}$ , Table 3.1) au cours du temps, dû à la plus forte augmentation du CRF SW ( $+1.3 \text{ W}/\text{m}^2/\text{K}$  : moins négatif, diminution de l'effet parasol) qu'à la diminution du CRF LW ( $-0.8 \text{ W}/\text{m}^2/\text{K}$  : moins positif, diminution de l'effet de serre des nuages). Ces deux phénomènes sont à la fois respectivement contrôlés par une diminution des nuages bas (Figure 3.1c) et par une diminution des nuages hauts et une augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. La diminution du refroidissement des nuages provient principalement des Tropiques ( $+1.8 \text{ W}/\text{m}^2/\text{K}$  pour un changement de CRFSW tropical contre

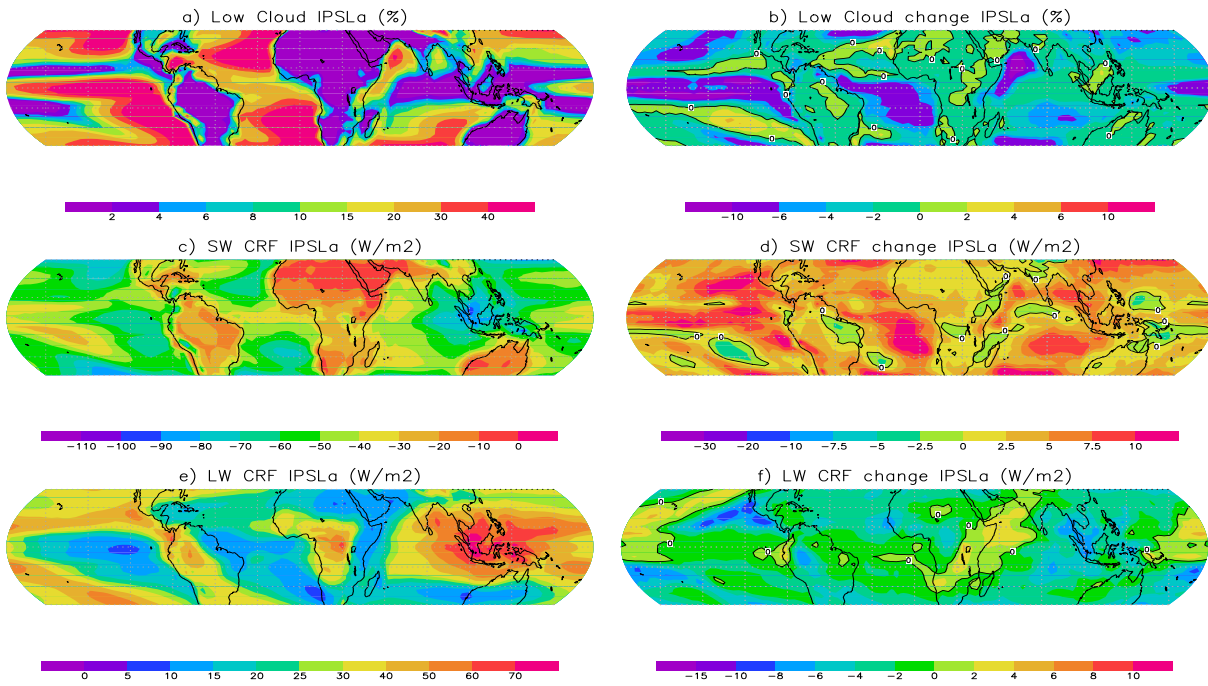


FIG. 3.2 – *A Gauche* : Moyenne de la fraction nuageuse basse (a, en %), du CRFSW (c, en W/m<sup>2</sup>) et du CRFLW (e, en W/m<sup>2</sup>) pour les 20 premières années de la simulation idéalisée d’augmentation de 1% par an de la concentration CO<sub>2</sub> dans l’atmosphère pour le modèle IPSL-CM5A-LR. *A droite* : Changements des mêmes variables entre la simulation après doublement de la concentration de CO<sub>2</sub> (i.e. après 70 ± 10 ans) et le début de la simulation.

+1.3 W/m<sup>2</sup>/K pour le global ; Table 3.1). La répartition tropicale montre que cette diminution est assez générale avec néanmoins une faible augmentation des nuages bas dans le Pacifique central. On trouve des maxima de diminution dans les zones les plus couvertes de nuages (Pacifique Est et ITCZ, Atlantique Est), correspondant à des maxima d’augmentation du CRF SW (Figure 3.2).

Différents régimes de nuages, de la convection profonde aux nuages bas stratiformes, peuvent contribuer à l’augmentation du CRF SW moyen tropical. Pour déterminer leur influence relative, on utilise la technique développée par Bony et al. (2004) qui décompose la circulation atmosphérique tropicale en une série de régimes dynamiques définis par la vitesse verticale à 500hPa (appelée ensuite  $\omega$ ). Cette technique est détaillée dans la section 1.3.3. La PDF est représentée sur la figure 3.3, on voit un maximum au niveau des régimes de faible subsidence ( $\omega$  compris entre 10 et 30 hPa/jour).

La figure 3.4 montre que la partie thermodynamique ( $\int_{\omega} P_{\omega} \delta C_{\omega} d\omega$ ) domine le changement de CRF tropical comme cela a été vu dans diverses études (Bony et al., 2004; Medeiros et al., 2008). En effet, la partie dynamique est assez modifiée mais, par compensation entre changements opposés dans les régimes ascendants et subsidents, le changement dynamique en moyenne demeure faible. De plus, la figure 3.4 montre que ce sont les régimes faiblement subsidents qui dominent dû à leur fort poids géographique (cf PDF de la figure 3.3). Un petit changement des propriétés nuageuses dans ces régimes aura une forte influence sur le bilan radiatif tropical.

Le profil nuageux de ces régimes (par exemple  $\omega = 20$  hPa/jour sur la figure 3.5) montre que le modèle simule un maximum de couverture nuageuse à 950 mb (à peu près 0.6 km), nettement plus bas que la hauteur de la couche limite qui se situe vers 1 km. On voit également que le maximum de changement de nébulosité lorsque la concentration de CO<sub>2</sub> a doublé et que la

IPSL-CM5A-LR	Global	Tropical	Extra-Tropical
$\Delta$ Temperature (K)	2.3	2.2	2.5
$\Delta$ CRF Net ( $W/m^2/K$ )	0.5	0.8	0.3
$\Delta$ CRF SW ( $W/m^2/K$ )	1.3	1.8	0.9
$\Delta$ CRF LW ( $W/m^2/K$ )	-0.8	-1.0	-0.6
$\Delta$ Low Cloud (%/K)	-0.9	-1.1	-0.7

TAB. 3.1 – Moyennes globale, tropicale ( $30^{\circ}S-30^{\circ}N$ ) et extratropicale ( $90^{\circ}S-30^{\circ}S + 30^{\circ}N-90^{\circ}N$ ) des changements de température de surface, des composantes du CRF et des nuages bas prédits par le modèle couplé IPSL-CM5A-LR en cas de changement climatique (ces changements correspondent aux différences entre la fin et le début de la simulation (+1%  $CO_2$ )).

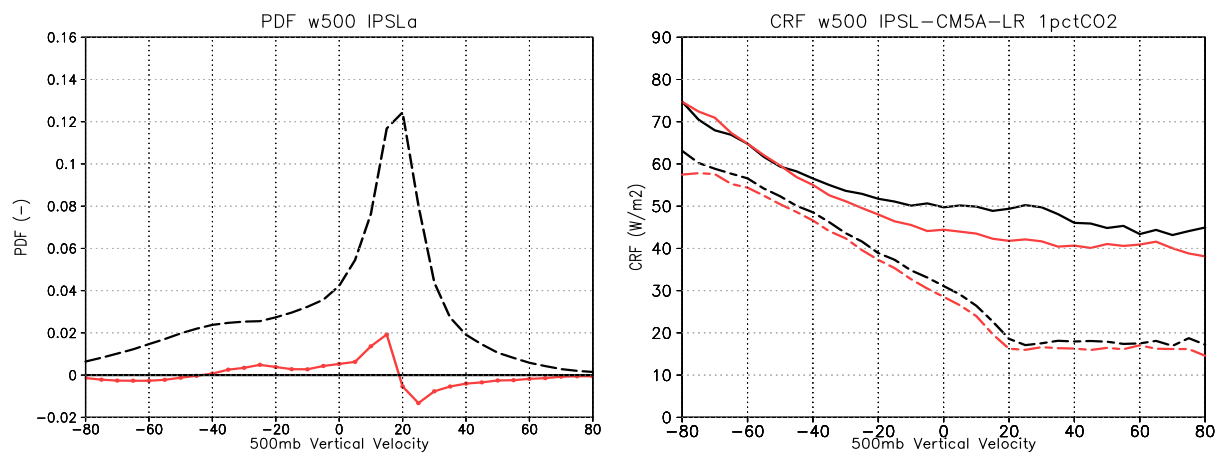


FIG. 3.3 – Représentation en régimes dynamiques tropicaux (définis par la vitesse verticale moyenne à 500 hPa) de la PDF (gauche) et des composantes SW (\*(-1), pleins) et LW (pointillés) du forçage radiatif des nuages (droite) simulées par le modèle IPSL-CM5A-LR pour le début (noir) et la fin (rouge) de la simulation. Le changement de PDF après doublement de  $CO_2$  est tracé en rouge.

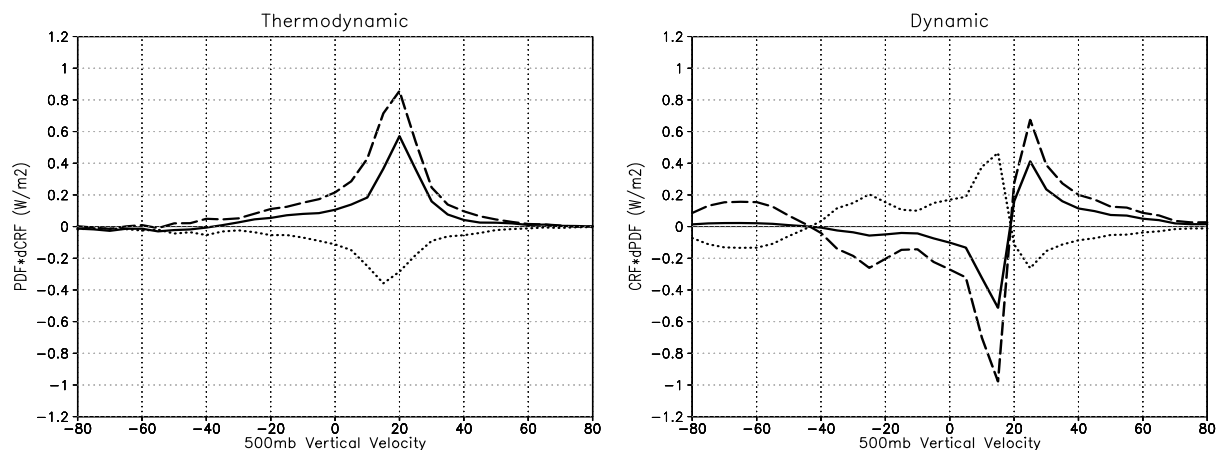


FIG. 3.4 – Décomposition des changements de CRF SW (tiretée), LW (pointillée) et NET (pleine) en partie thermodynamique (gauche) et dynamique (droite) après doublement de  $CO_2$  lors d'une expérience 1pct $CO_2$  simulée par le modèle IPSL-CM5A-LR.

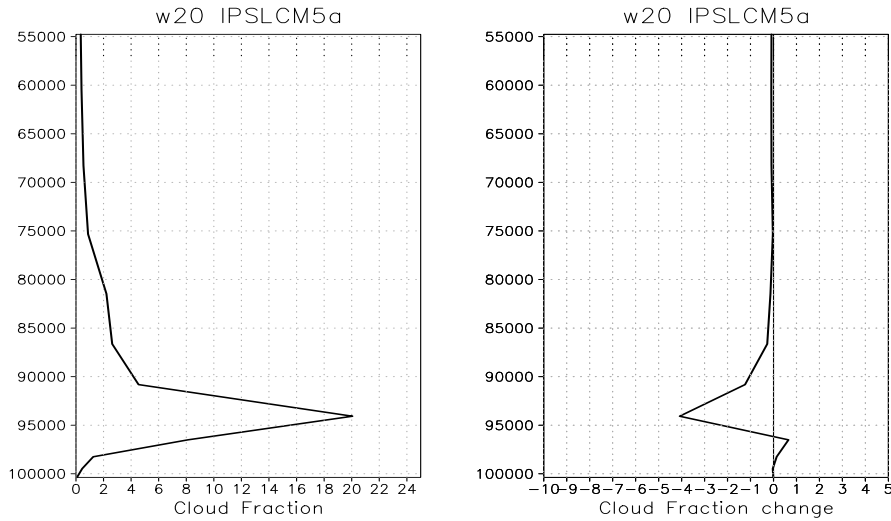


FIG. 3.5 – Profil nuageux (en %) simulé par le modèle couplé IPSL-CM5A dans les régimes de faible subsidence ( $\omega_{500}=20$  hPa/jour) dans le climat présent (gauche) et son changement (droite) après un changement climatique consécutif à un doublement de la concentration de  $\text{CO}_2$ .

température a augmenté en conséquence se situe à ce même niveau. Cette diminution explique à la fois l'augmentation du CRF SW et la diminution des nuages bas tropicaux. Le nombre de processus pouvant expliquer cette diminution est important dans un modèle couplé, il est nécessaire de simplifier ce modèle complexe via une hiérarchie de configurations plus simples afin d'analyser et de comprendre cette rétroaction positive.

### 3.3 Description d'une hiérarchie de modèles

#### 3.3.1 Les modèles de circulation générale atmosphériques

Afin de comparer la réponse des nuages dans le modèle couplé et dans les modèles atmosphériques, la même physique est utilisée dans toutes les configurations analysées. Les deux types de simulations que nous utiliserons font partie de l'ensemble de simulations CMIP5.

La première configuration est appelée AMIP (Gates, 1992) pour "Atmospheric Model Intercomparaison Project" (Expérience #3.3 du protocole CFMIP2/CMIP5) : La composante atmosphérique du modèle couplé est forcée par les températures de surface de la mer (SST) observées pendant la période 1979-2008. Afin de distinguer l'influence relative d'un changement de  $\text{CO}_2$  et de température sur le changement des nuages bas, deux expériences de sensibilité sont également analysées : la première avec une augmentation uniforme de la SST de 4K (Expérience #6.8 nommée AMIP4K), la seconde avec un quadruplement de la concentration de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère (Expérience #6.5 AMIP4x $\text{CO}_2$ )

La seconde configuration est aquaplanète. Elle correspond à une configuration atmosphérique supposant un équinoxe perpétuel et forcée par un profil latitudinal de SST symétrique par rapport à l'Equateur (Figure 3.6). Il s'agit d'un profil appelé "QOBS" proposé par Neale and Hoskins (2000) qui a pour but d'être le plus représentatif du profil climatologique moyen. Cette configuration permet de représenter de façon idéalisée la circulation atmosphérique sans saison, ni interaction terre-atmosphère ou océan-atmosphère (Expérience #6.7a du protocole



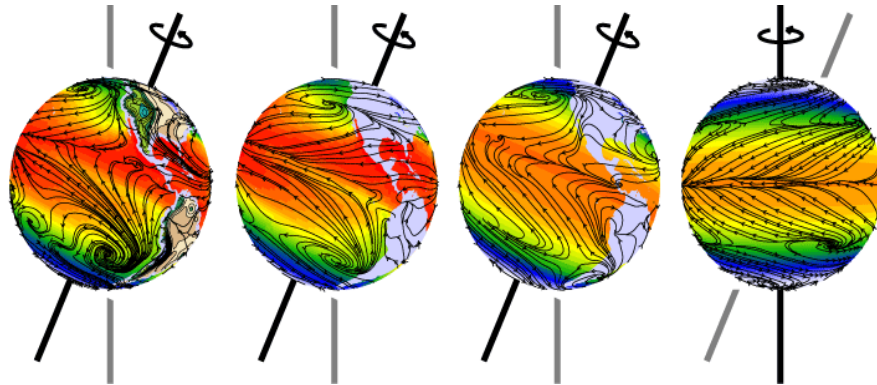


FIG. 3.6 – Idéologie progressive de la planète, de la configuration la plus réaliste (gauche) en une aquaplanète (droite). Ce changement se fait par une suppression de l'orographie (milieu à gauche), une symétrie de la SST (milieu à droite), une suppression des continents et enfin par un équinoxe permanent.

	AMIP	Aqua	AMIP	Aqua
$\Delta$ Temperature (K)	4	4	0	0
$CO_2(-)$	1x	1x	4x	4x
$\Delta$ CRF Net ( $W/m^2$ )	4.1	4.8	-1.2	-0.9
$\Delta$ CRF SW ( $W/m^2$ )	3.7	6.7	2.7	2.1
$\Delta$ CRF LW ( $W/m^2$ )	0.3	-1.9	-3.9	-3.0
$\Delta$ Low Cloud (%)	-6.0	-6.1	+0.7	+1.0

TAB. 3.2 – Moyennes tropicales ( $30^\circ S-30^\circ N$ ) des changements de température de surface océanique, des composantes du CRF et des nuages bas prédits par la composante atmosphérique du modèle couplé IPSL-CM5A-LR dans les configurations AMIP et Aquaplanète pour des expériences de réchauffement de la surface (+4K) et de quadruplement de  $CO_2$ .

CFMIP2/CMIP5 nommée AQUA). Cela permet de tester la robustesse de la réponse des nuages à différentes perturbations. On applique la même expérience de sensibilité que précédemment : une expérience à  $\Delta SST = +4K$  (Expérience #6.7c Aqua4K) et une avec  $4xCO_2$  (Expérience #6.7b Aqua4x $CO_2$ ).

Le tableau 3.2 montre le changement de CRF tropical moyen associé à ces expériences. On remarque que le changement net est dominé par le changement du CRF SW dans le cas d'une augmentation de la température de surface de la mer, comme pour le modèle couplé (Tableau 3.1). La décomposition en partie dynamique et thermodynamique montre que cette dernière domine le changement, lui-même étant dominé par le changement de nuages dans les régimes de faibles subsidence (Figure 3.7). Les profils nuageux de ce régime simulés par les configurations AMIP et aquaplanètes (Figure 3.8) ressemblent énormément au profil du modèle couplé (Figure 3.5) avec un maximum à 950 hPa. On note un petit maximum vers 800 hPa dans la simulation aquaplanète, absent des simulations terrestres. La diminution des nuages dans les modèles atmosphériques est du même ordre de grandeur que la diminution simulée par le modèle OAGCM (lorsque l'on normalise par le changement de SST qui est deux fois moins important dans le modèle couplé) et également à la même altitude. On note que ces changements absolus sont relatifs aux profils

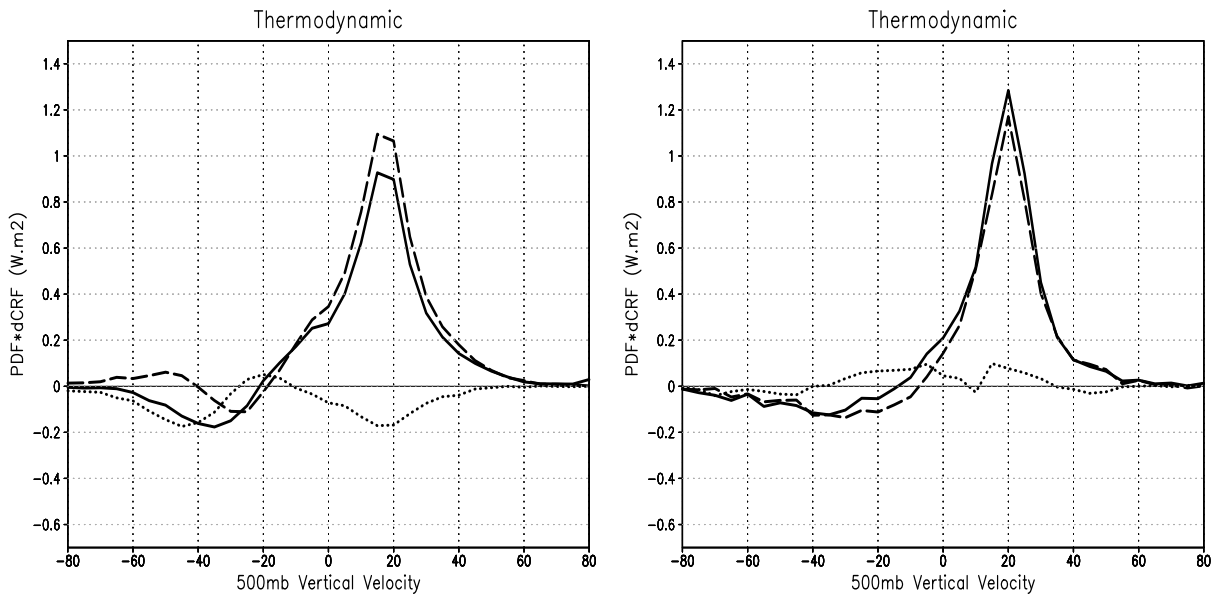


FIG. 3.7 – Décomposition du changement de CRF SW (tiretée), LW (pointillée) et NET (pleine) en partie thermodynamique après réchauffement climatique (+4K) pour les simulations réalistes AMIP (gauche) et aquaplanète (droite).

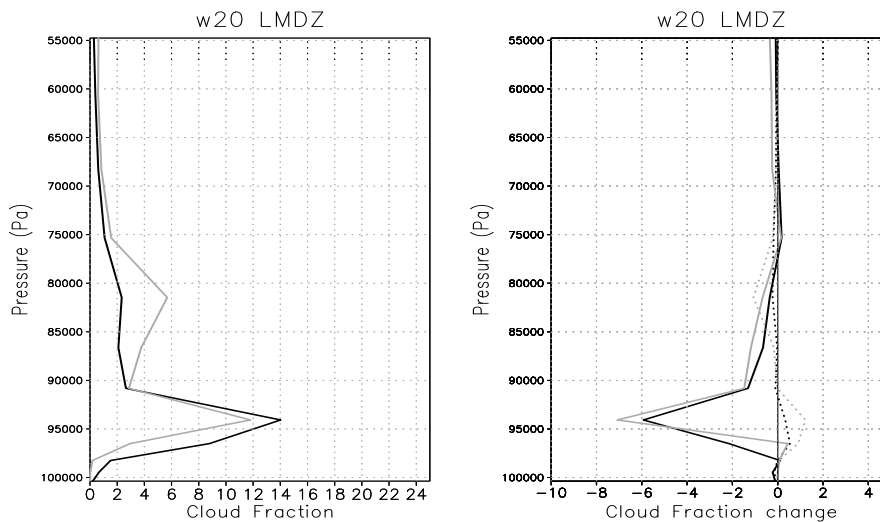


FIG. 3.8 – Pour le bin  $\omega_{500}=20$  hPa/day, profil nuageux moyen (gauche) et son changement (droite) dans des simulations réalistes AMIP (noir) et aquaplanète (gris) après une augmentation de la température de surface de la mer de 4K (plein) ou un quadruplement du  $\text{CO}_2$  (pointillé).

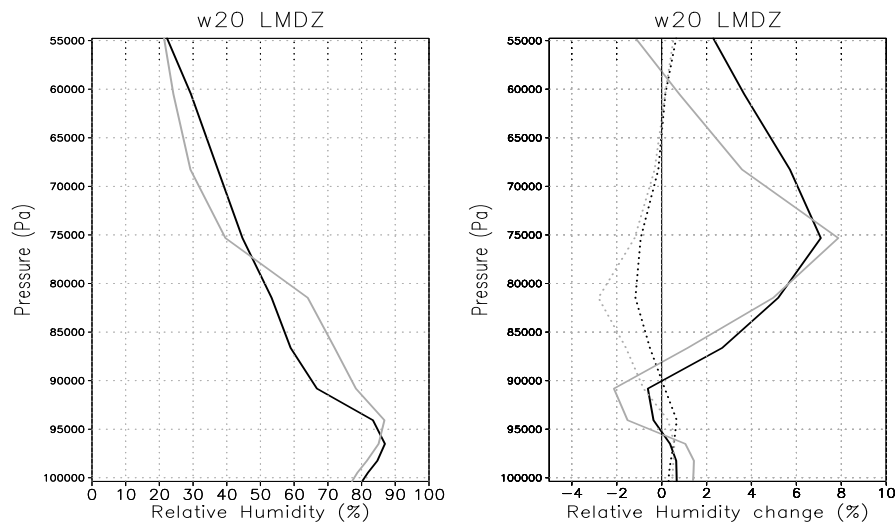


FIG. 3.9 – Identique à la figure 3.8 mais pour l'humidité relative

nuageux du climat actuel, qui sont légèrement différents dans les trois configurations du modèle. Dans toutes les configurations, l'humidité relative diminue au niveau de la couche nuageuse et augmente au niveau du sommet de la couche limite et au-dessus (Figure 3.9), ceci étant associé à une intensification de la convection peu profonde.

La réponse à l'augmentation de  $\text{CO}_2$  est très différente. On observe une augmentation des nuages à 950 hPa et une diminution vers 800 hPa pour la simulation AMIP et aquaplanète (Figure 3.8 en pointillés), associées à une augmentation (diminution) de l'humidité relative au niveau (au-dessus) de la couche nuageuse (Figure 3.9 en pointillés). L'augmentation de CRFSW notée dans le tableau 3.2 provient à la fois de la réduction à 800 hPa et également de la diminution des nuages hauts lors du quadruplement de  $\text{CO}_2$ .

3 conclusions sont tirées de ces résultats : Premièrement, le fait que la réponse des nuages bas soit identique dans des configurations AMIP et aquaplanètes suggère que cette réponse est contrôlée par des processus indépendants de leur position géographique et des interactions entre la surface terrestre et l'atmosphère. Ensuite, les réponses à l'augmentation de la SST et du  $\text{CO}_2$  sont opposées : On observe une diminution des nuages et donc de l'effet refroidissant dans le premier cas et inversement pour le  $\text{CO}_2$ . Enfin, la réponse des nuages à des expériences de réchauffement climatique (température plus chaude et augmentation de  $\text{CO}_2$ ) dans un modèle avec couplage océan-atmosphère est plus cohérente quantitativement et qualitativement avec la réponse des nuages à un changement de SST qu'avec l'augmentation de  $\text{CO}_2$ . Gregory and Webb (2008) ont montré que l'effet du  $\text{CO}_2$  dans certains modèles climatiques aura une influence significative comparée au changement de SST. Néanmoins dans le modèle IPSL-CM5A, l'ajustement troposphérique au forçage radiatif du  $\text{CO}_2$  n'a qu'un très faible impact sur le comportement des nuages de couche limite dans le modèle IPSL-CM5A.

La sensibilité à l'augmentation de SST peut être due à des influences locales ou distantes. Pour examiner à quel point les processus locaux sont responsables de la réponse des nuages bas, notre hiérarchie de modèle est complétée par un modèle uni-colonne dont les forçages sont représentatifs des zones de faible subsidence.

### 3.3.2 Le modèle uni-colonne utilisant les forçages CGILS

Un modèle uni-colonne (SCM pour *Single Column Model*) est une maille de GCM comprenant tout les niveaux verticaux de celui-ci (39 niveaux dans le modèle LMDZ version CMIP5) et qui appelle la composante physique à chaque pas de temps. Les conditions dynamiques grande-échelle sont imposées.

Afin de représenter les régimes de faibles subsidence, nous utilisons le protocole de l'inter-comparaison CGILS. Cette projet a pour but d'évaluer les rétroactions nuageuses des zones de subsidence en utilisant des conditions dynamiques idéalisés extraites du transect GPCI entre la Californie et Hawaii (Teixeira et al., 2011). 3 types de nuages présents sur ce transect sont représentés : des stratus, des stratocumulus et des shallow cumulus (Karlsson et al., 2010). Les conditions idéalisées du protocole sont dérivées des réanalyses ECMWF et le réchauffement climatique est idéalisé avec une augmentation de la SST de 2K. On suppose pour cela que le profil vertical de température dans les Tropiques suit une adiabatique humide, que l'humidité relative est constante et que la subsidence compense le refroidissement radiatif au-dessus de la couche limite (Zhang and Bretherton, 2008). Les conditions de réchauffement sont donc associées à un climat plus stable et une subsidence plus faible. Pour plus de détails sur la méthodologie, se référer à la section 2.6.3. Pour les premiers résultats de cette intercomparaison, se référer à l'annexe 7.2.

Nous avons vu précédemment que les régimes de faible subsidence dominant les rétroactions nuageuses dans le GCM. Le cas appelé s6 du protocole CGILS représente bien ces conditions de grandes échelles : Le profil de vitesse verticale présente une valeur de 20 hPa/jour à 500 hPa et un maximum de 25 hPa/jour à 750 hPa (Figure 3.10), une SST égale à 298.8 K et une pression de surface de 1014 hPa. On introduit également une insolation moyenne égale à 448.1  $W/m^2$  (absence de cycle diurne). Les conditions aux limites et initiales dépendant de l'altitude sont représentées sur la figure 3.10 et sur le tableau 2.9 (première colonne) pour le climat présent et futur. Le protocole demande également d'imposer une relaxation de la température et de l'humidité spécifique vers leurs conditions initiales au-dessus de 600 hPa et jusqu'au sommet de l'atmosphère. Les simulations durent 200 jours et un état d'équilibre est atteint au bout d'environ 20 jours.

L'évolution du profil vertical de la fraction nuageuse simulée par le modèle uni-colonne utilisant la physique LMDZ se trouve sur la figure 3.11a. Dans le climat présent, on trouve un équilibre atteint au bout de 5 jours environ. La simulation SCM montre un maximum de nuages vers 850 hPa avec un maximum secondaire vers 950 hPa. La réponse de nuages à une augmentation de la SST consiste en une diminution de ces deux maxima (-3 et -2% respectivement). Alors que les forçages correspondent bien aux conditions dynamiques et thermodynamiques des zones de faible subsidence, les résultats du SCM sont très différents de ceux retrouvés par les différentes configurations de GCMs (Figure 3.5 et 3.8). Comment interpréter ces différences ?

L'examen d'un point géographique montrant l'évolution du profil nuageux d'une simulation aquaplanète appartenant aux conditions des régimes de faible subsidence montre une importante variabilité haute fréquence (Figure 3.12). Cette variabilité consiste en une alternance de conditions ciel-clair et de convection peu profonde (ou profonde à certains pas de temps), provoquée par le passage d'événements synoptiques tels des ondes tropicales. Cela provoque une alternance de couches nuageuses entre 1000 et 700 hPa, avec un maximum à 950 hPa.

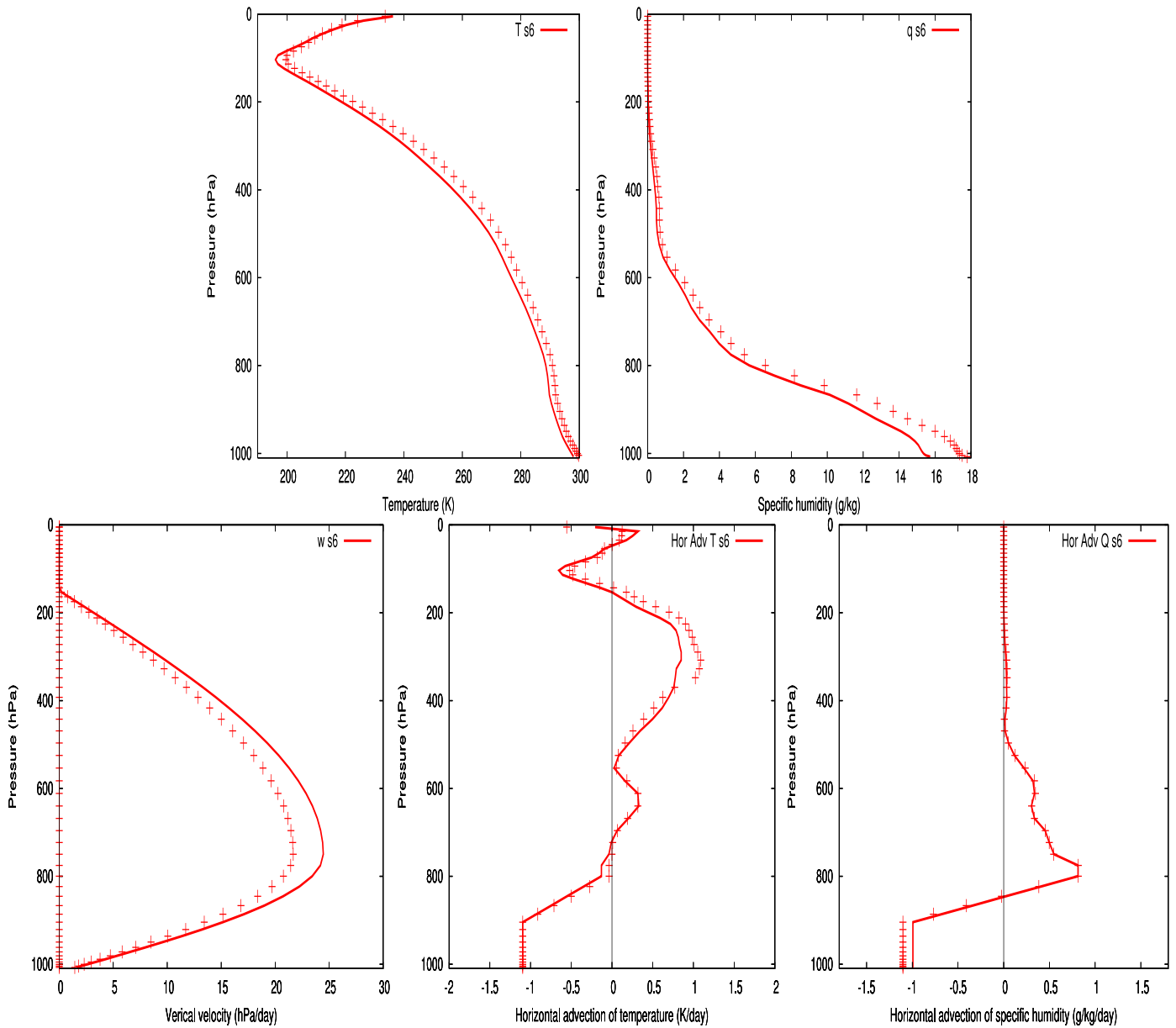


FIG. 3.10 – *Haut* : Profils des conditions initiales correspondant à la température (gauche) et à l'humidité spécifique (droite). *Bas* : Profils des conditions aux limites correspondant respectivement à la vitesse verticale (gauche), aux advections de température (milieu) et d'humidité spécifique (droite). Les courbes rouges correspondent aux cas CGILS s6 dans un climat control (traits pleins) et plus chaud de +2 K en surface (pointillés).

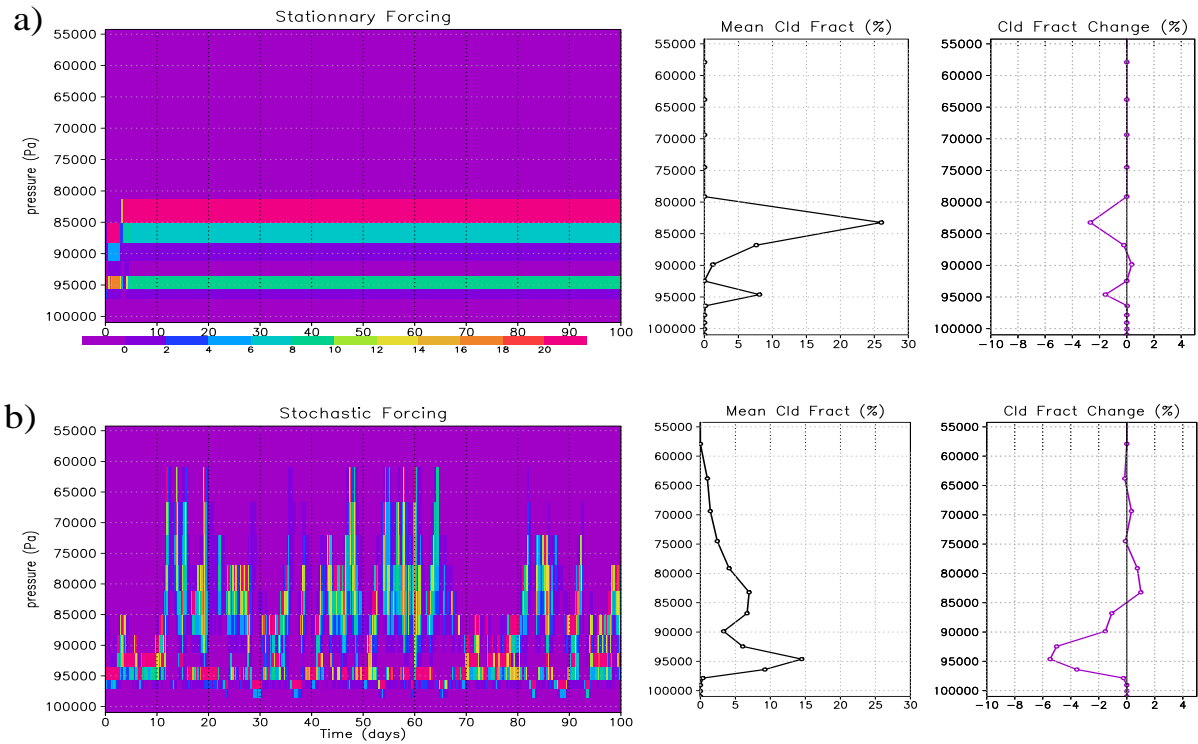


FIG. 3.11 – A gauche : Evolution temporelle de la fraction nuageuse simulée par le modèle unicolonne forcée par les forçages du cas s6 de CGILS. A droite : Profil moyen de la fraction nuageuse simulée pour le cas s6 de CGILS pour l'expérience Control et son changement provoqué par l'expérience +2K. Les résultats correspondent aux cas (a) sans et (b) avec forçage stochastique appliqué sur la vitesse verticale.

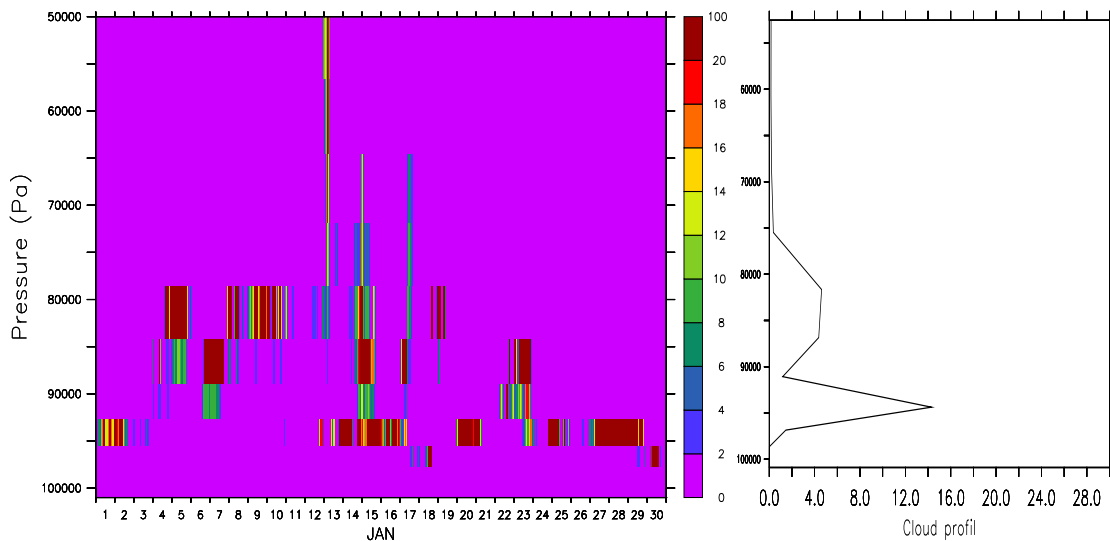


FIG. 3.12 – Exemple d'évolution horaire du profil vertical nuageux provenant du GCM en configuration aquaplanète dans une région subtropicale de faible subsidence (gauche). Le profil moyen est représenté sur la droite.

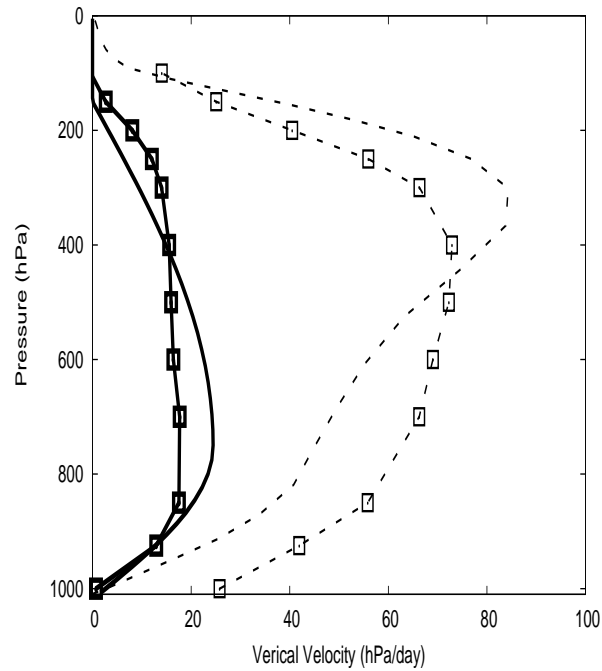


FIG. 3.13 – Profils verticaux moyens (lignes épaisses) et leur variance (lignes pointillés) de la vitesse verticale grande-échelle fournis par la simulations GCM aquaplanète (traits pleins) et par les ré-analyses NCEP2 à 6 heures (marqueurs en carré) dans les régimes de faible subsidence.

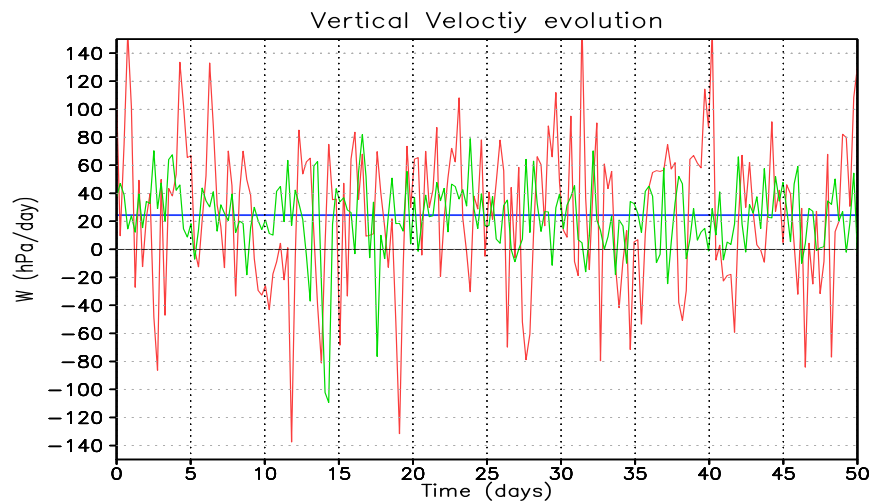


FIG. 3.14 – Evolution de la vitesse verticale à 750 hPa extraits du protocole s6 CGILS sans forçage stochastique (bleu) et avec forçage stochastique : calculée dans le cadre de cette étude (rouge) et dans le cas "Transient" (vert). Les trois cas ont la même moyenne temporelle ( $\approx 25$  hPa/jour).

Le profil de vitesse verticale des régimes faiblement subsidents ( $\omega=20$  hPa/jour) est tracé sur la figure 3.13, ainsi que sa variance haute fréquence définie comme la moyenne des variances (4 fois par jour) de tous les points géographiques composant ce régime. La variance est maximum dans la haute troposphère avec 4 fois sa valeur moyenne (3 fois sa valeur à 500 hPa). Cette variabilité est en accord avec les réanalyses météorologiques NCEP2 (Figure 3.13). Afin de montrer l'effet potentiel de la variabilité haute fréquence sur l'état moyen, on ajoute un forçage stochastique à chaque pas de temps sur les conditions de grande-échelle décrites par le protocole CGILS pour le cas s6. Pour cela, on impose un bruit blanc (de moyenne nulle) de même variance que celle de la simulation aquaplanète des régimes de faible subsidence (vu sur la figure 3.13); et on assume que la variation se fait uniformément sur toute l'atmosphère. L'application de ce forçage aléatoire a également pour but d'éviter la prédisposition qu'à le modèle 1D à verrouiller la simulation des couches nuageuses sur certaines grilles particulières du modèle, on appelle ce phénomène "grid-locking" (on le voit sur la figure 3.11a où la couche nuageuse "se verrouille" à 825 hPa).

Un exemple d'évolution de la vitesse verticale avec forçage stochastique est représenté sur la figure 3.14. Il est à noter qu'un autre forçage stochastique de type transitoire ("transient forcing") a été utilisé dans le cadre de l'intercomparaison CGILS. Ce forçage est extrait des réanalyses ECMWF sur le point s6 du transect GPCI et est représenté en vert sur la figure 3.14. Les deux forçages stochastiques et transient fournissent des variabilités proches l'une de l'autre. Quelques exemples de modèles utilisant ce forçage "transient" sont présents dans l'annexe 7.2.

La simulation uni-colonne avec forçage stochastique (Figure 3.11b) diffère considérablement de la simulation sans forçage stochastique (Figure 3.11a) et le profil moyen des nuages ressemble plus à celui prédit dans les version GCM de ce modèle (Figure 3.8). On constate que le maximum de fraction nuageuse est localisé à 950 hPa alors qu'il se trouvait à 800 hPa sans forçage stochastique. En effet, l'application du forçage stochastique induit une alternance entre situations stratiformes et convectives donnant différentes configurations nuageuses et permet une plus forte (faible) occurrence des couches nuageuses à 950 hPa (800 hPa). Le cas SCM avec forçage stochastique (Figure 3.11b) simule également une réponse des nuages plus cohérente avec le GCM en cas de réchauffement climatique (Figure 3.8), avec néanmoins une plus importante intensité du changement ( $-4\%/K$  par rapport aux  $-1.5$  et  $-1.75\%/K$  des simulations AMIP et aquaplanètes respectivement au niveau du maximum de nébulosité). On note que le profil de variance reste inchangé en cas de réchauffement, on fait l'hypothèse qu'une possible modification de ce profil aurait un effet de second ordre. Une expérience avec quadruplement de  $CO_2$  (et tous les autres forçages à leurs valeurs du climat présent) montre également un accord avec les résultats 3D, avec une augmentation de la concentration de nuages bas (Expérience N dans le tableau 3.3 et figure 3.8).

Afin de hiérarchiser de manière plus cohérente les différentes configurations du modèle IPSL-CM5A, l'extraction des forçages grande-échelle provenant d'une version tri-dimensionnelle du GCM et leur application dans le SCM seraient idéale. L'annexe 7.3 décrit cette procédure et les difficultés rencontrés lors de l'utilisation des forçages issus des régimes de faible subsidence de l'aquaplanète.

Les résultats précédents montrent que l'utilisation des forçages du point s6 du protocole CGILS permettent de reproduire la distribution nuageuse simulée par les GCM, avec un forçage stochastique de bruit blanc sur la vitesse verticale. Dans la suite de l'étude, nous interpréterons donc les mécanismes de rétroaction nuageuse du modèle IPSL en forçant le modèle uni-colonne par ces conditions dynamiques.



### 3.4. INTERPRÉTATION DE LA RÉTROACTION NUAGEUSE DU MODÈLE IPSLCM5A71

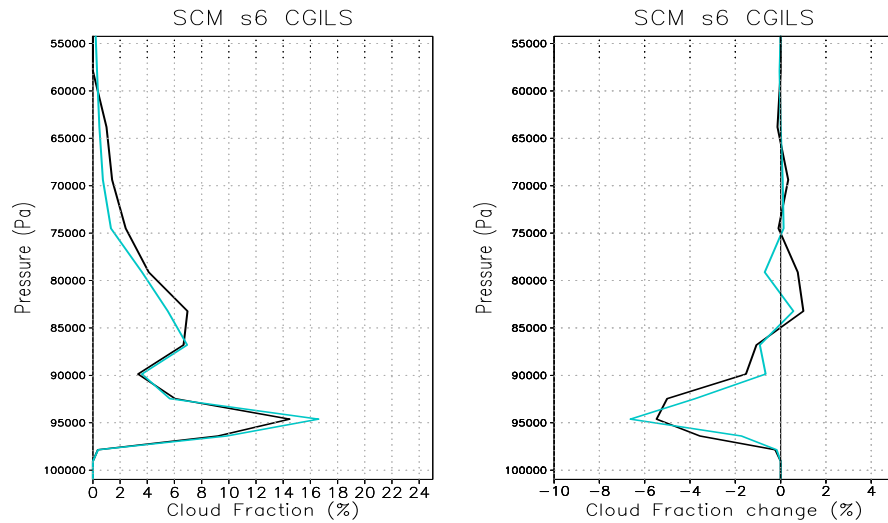


FIG. 3.15 – Profil nuageux moyen (gauche) et sa différence (droite) entre les cas +2K et Control des simulations SCM s6 CGILS avec (noir) et sans (bleu) relaxation au sommet de l’atmosphère.

## 3.4 Interprétation de la rétroaction nuageuse du modèle IPSLCM5A

### 3.4.1 Sensibilité de la réponse des nuages aux forçages

Dans le protocole CGILS, les conditions idéalisées d’un réchauffement climatique sont exprimées par une modification de la SST, du profil de vitesse verticale et des advections horizontales de température et d’humidité. De plus, les profils de température et d’humidité de l’atmosphère libre sont relaxés vers un profil prédéfini d’après les conditions initiales. Cette relaxation a pour but d’imiter le comportement des ondes de gravité qui homogénéisent horizontalement la température tropicale au-dessus de la couche limite (cf protocole CGILS dans la section 2.6.3). Néanmoins, afin d’effectuer des tests de sensibilité permettant d’étudier l’influence relative des différents mécanismes physiques liés à la rétroaction nuageuse, nous enlevons cette influence. Nous voyons qu’avec ou sans relaxation dans la haute troposphère les profils verticaux de nuages sont proches l’un de l’autre, ainsi que leurs réponses au réchauffement climatique (Figure 3.15). Les prochaines simulations seront donc réalisées sans relaxation.

Une série d’expérience est réalisée en appliquant individuellement la perturbation d’un seul forçage, et ensuite chacune d’entre elles est comparée à la simulation ”Control” (défini comme la simulation s6 CGILS du climat présent avec forçage stochastique et sans relaxation). La réponse radiative des nuages est quantifiée via le changement du CRF au sommet de l’atmosphère ( $CRF_{TOA}$ ) et du CRF atmosphérique (ACRF), défini comme la différence entre le CRF au sommet de l’atmosphère et à la surface. Lorsque tout les forçages sont appliqués, la rétroaction des nuages est égale à  $13.4 W/m^2$  pour le changement de  $CRF_{TOA}$  et  $7.1 W/m^2$  pour le changement de ACRF, diminuant donc l’effet refroidissant des nuages (Tableau 3.3). Lorsque l’on applique seulement l’augmentation de SST de 2K (expérience B), la réponse radiative est très semblable à l’expérience A. La modification seule de la vitesse verticale (affaiblissement de la subsidence) contribue également à une rétroaction positive mais plus faiblement que les expériences A et B. Les modifications des advections horizontales de température et d’humidité ont respectivement

Letter	Sensitivity to	$\Delta CRF_{TOA}$	$\Delta ACRF$	$\Delta SF$	$\Delta BVA$
A	all forcings	13.4	7.1	6.6	-1.3
B	$\Delta SST$ only	14.6	6.1	11.8	-3.7
C	$\Delta \omega$ only	5.1	2.1	-1.2	1.5
D	$\Delta$ hor. adv. of T only	-12.1	-6.0	-8.6	10.7
E	$\Delta$ hor. adv. of q only	3.9	2.1	2.5	1.4
F	all forcings with fixed rad. cooling	10.8	6.1	9.4	-5.5
G	$R'_0$ only	15	11.6	15.3	-4.1
H	$\Delta [R_0]$ only (change in vertical integral)	12.4	7.5	15.4	-3.6
I	$\Delta R'_0 - [R_0]$ only (change in shape)	11.6	7.6	9.1	-3.7
J	$\Delta [R_0]$ between 400 and 100 hPa (UT)	17.1	11.8	14.6	-4.8
K	$\Delta [R_0]$ between 700 and 400 hPa (FT)	7.0	3.2	6.1	-2.4
L	$\Delta [R_0]$ between 900 and 700 hPa (UCL)	4.6	4.6	5.5	-0.8
M	$\Delta [R_0]$ between surface and 900 hPa (CL)	-17.4	-4.1	13.1	-0.1
N	quadrupling of $CO_2$	-3.8	-2.6	-7.9	3.7
O	4x $CO_2$ change in clear-sky radiative heating	-10.4	-6.2	-5.7	8.4

TAB. 3.3 – Changements du CRF au sommet de l’atmosphère ( $CRF_{TOA}$ ), du CRF dans la troposphère ( $ACRF$ ), des flux de surface ( $SF$  = flux turbulents latent et sensible), et du terme d’advection verticale de MSE dans la couche limite ( $BVA$ , voir texte) obtenus à partir des expériences CGILS-s6 (+2K-control) simulés par le SCM IPSL-CM5A sans relaxation de la température et de l’humidité dans la haute troposphère. Les expériences correspondent à diverses applications de forçages : tous ensembles (A) ou un par un (B, C, D, E). Les expériences de sensibilité où le refroidissement radiatif ciel-clair a été prescrit au lieu de l’avoir laissé interactif sont notées de F à M et O. Dans les expériences J à M, une même perturbation du refroidissement radiatif ciel-clair verticalement intégrée est appliquée en utilisant différentes distributions verticales de cette perturbation (perturbation appliquée dans la haute troposphère (J), dans la moyenne troposphère (K), ...). Sont également reportées deux expériences dans lesquelles la perturbation radiative dû à un quadruplement de  $CO_2$  est appliquée, soit dans un cas où le refroidissement radiatif est calculée interactivement (N), soit dans l’autre où il est prescrit (O).

### 3.4. INTERPRÉTATION DE LA RÉTROACTION NUAGEUSE DU MODÈLE IPSLCM5A73

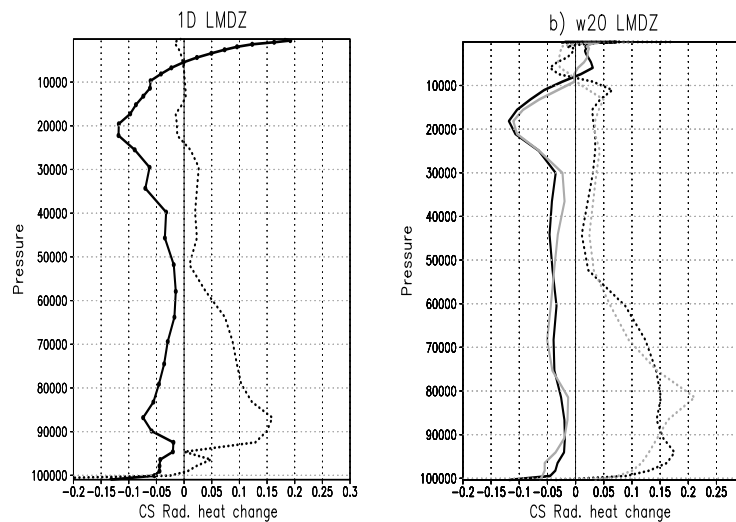


FIG. 3.16 – Changement (relatif aux expériences de contrôle) de refroidissement radiatif ciel-clair moyen pour les expériences +2K SCM s6 CGILS (a) et pour les GCM (b) en configuration AMIP (noir) et aquaplanète (gris) dans les expériences +4K (lignes pleines) et 4xCO<sub>2</sub> (lignes pointillés) dans les régimes de faible subsidence ( $\omega_{500} = 20$  hPa/jour). Dans les expériences CGILS et AGCM associées à un réchauffement uniforme de la température de surface, le changement de refroidissement radiatif ciel-clair est normalisé par le changement de température de surface et est donc exprimé en K/jour/K.

un effet opposé et faible sur la réponse des nuages par rapport aux expériences A et B. Ces advections horizontales ont une influence importante dans un protocole uni-dimensionnel car elles conditionnent les résultats en imposant un forçage continu de l'atmosphère libre (humidification, refroidissement...) en tant que conditions aux limites (cf annexe 7.3); ainsi des modifications faibles peuvent jouer un rôle sur les nuages.

Ces résultats suggèrent que le changement de SST est le principal responsable de la réponse des nuages lors d'un réchauffement climatique dans les régimes de faible subsidence. Les autres effets dynamiques ont seulement un effet secondaire. Cela confirme bien que les nuages bas des zones subtropicales sont contrôlés au premier ordre par des modifications thermodynamiques associées à des changements de SST, plutôt que par des modifications dynamiques.

Deux principaux mécanismes dépendant de la température de surface contribuent à la réponse thermodynamique des nuages bas : la turbulence et le rayonnement. Les deux sont reliés par la conservation de l'énergie : à forçages dynamiques donnés, la source d'énergie provient de la surface par les flux turbulents et le puits d'énergie provient du refroidissement radiatif vers l'espace. Nous allons nous focaliser sur l'un des deux, l'effet de l'augmentation de la SST sur le refroidissement radiatif et son effet sur les nuages.

#### 3.4.2 Sensibilité de la réponse des nuages au refroidissement radiatif

L'augmentation de la SST entraîne un réchauffement et une humidification de la troposphère, ce qui a pour conséquence une augmentation du refroidissement radiatif de l'atmosphère par rayonnement ciel-clair (Figure 3.16). Pour examiner l'influence relative de cette augmentation sur la réponse des nuages lorsque la SST augmente, nous répétons les simulations uni-colonne

avec un refroidissement radiatif fixé et stationnaire (que nous appelons  $R_0$  et  $R'_0$  pour le climat présent et réchauffé en surface de 2K respectivement) au lieu d'un refroidissement variant en fonction du temps. Les valeurs de  $R_0$  et  $R'_0$  sont des moyennes temporelles des simulations dites "Control" et "Expérience A" vu dans le tableau 3.3.

Les simulations avec les conditions de refroidissement radiatif fixé et invariant, à la fois en climat présent ( $R_0$ ) et plus chaud de 2 K ( $R'_0$ ), montrent que la réponse des nuages est cohérente avec les simulations 1D où le refroidissement est interactif (comparer l'expérience F à l'expérience A sur le tableau 3.3). Une autre expérience, appelée G, identique à la simulation "Control" (en terme de SST, d'advections horizontales, de vitesse verticale du climat présent...) mais avec le refroidissement radiatif ciel-clair correspondant à l'expérience SST +2K ( $R'_0$ ) au lieu de  $R_0$  est simulée. On retrouve qualitativement la même réponse radiative des nuages que celle simulée par les expériences où tout les changements de forçages sont appliqués (expériences A et F). On en conclut que l'augmentation du refroidissement radiatif ciel-clair associée à des conditions de SST +2K est suffisant pour induire une diminution des nuages bas (et la diminution radiative associée) simulée par le modèle de l'IPSL. De la même façon, l'effet radiatif du quadruplement de  $\text{CO}_2$  imposé dans le modèle 1D (Expérience O du tableau 3.3) produit une augmentation de l'effet refroidissant des nuages bas (comme vu sur la figure 3.8) associée à une augmentation de la nébulosité dans la couche limite. Nous allons maintenant examiner les raisons de l'influence du refroidissement radiatif sur les nuages.

La réponse du refroidissement radiatif à un réchauffement climatique ou à un forçage  $4x\text{CO}_2$  est représentée sur la figure 3.16 pour les expériences SCM et GCM. Pour chaque type de perturbation, la valeur moyenne intégrée et le profil vertical changent. Pour voir l'influence de ces deux perturbations sur la réponse radiative des nuages, on effectue une simulation avec une perturbation moyenne verticalement intégrée ( $\Delta[R_0]$ ) ajoutée de façon uniforme sur toute l'atmosphère afin de garder la même forme de profil (expérience H) et une simulation avec seulement un changement de la forme du profil sans changement d'intensité intégrée du refroidissement radiatif (expérience I). On voit sur le tableau 3.3 que la réponse radiative des nuages est à la fois sensible au changement moyen  $\Delta[R_0]$  et au changement de forme du profil. Afin de savoir quelle partie de l'atmosphère influence le plus la réponse des nuages, on applique la perturbation moyenne  $\Delta[R_0]$  sur différentes zones de la troposphère : dans la haute troposphère (UT, 100-400 hPa), dans l'atmosphère libre (FT, 400-700 hPa), dans la couche au-dessus des nuages (UCL, 700-900 hPa) et dans la couche nuageuse (CL, surface-900 hPa). Ces expériences montrent que la réponse des nuages bas dépend fortement de l'altitude à laquelle la perturbation est appliquée : Les nuages bas diminuent d'autant plus que la perturbation du refroidissement radiatif ciel-clair est appliquée haut dans la troposphère. A l'inverse, une perturbation dans la couche limite augmente la fraction nuageuse.

Ces résultats suggèrent que la réponse des nuages à une perturbation radiative est dépendante du changement de stratification verticale de l'atmosphère associé à cette perturbation. Les raisons de cette relation sont examinées dans la section suivante à travers une analyse du bilan d'énergie statique humide de la troposphère.

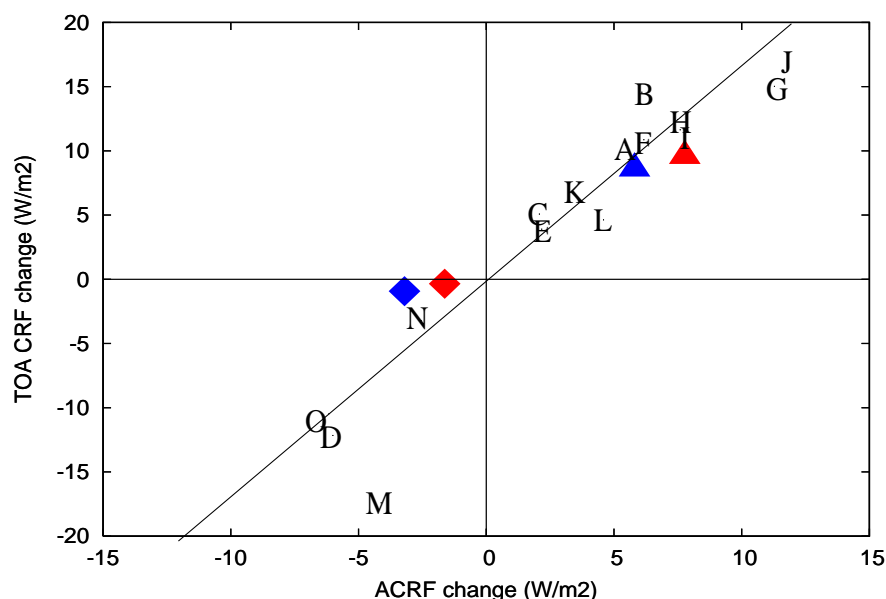


FIG. 3.17 – Relation entre les changements du forçage radiatif net des nuages au sommet de l’atmosphère ( $CRF_{TOA}$ ) et à l’intérieur de la troposphère (ACRF) simulés par la série d’expériences uni-colonne décrits dans le tableau 3.3. Les marqueurs colorés correspondent aux changements de CRF simulés dans les régimes de faible subsidence par les modèles AGCM dans les configurations AMIP (rouge) et aquaplanètes (bleu) pour les expériences +4K (triangles) et 4xCO<sub>2</sub> (diamants).

## 3.5 interprétation énergétique

### 3.5.1 Bilan d’énergie statique humide (MSE)

Les nuages de couche limite exercent un refroidissement radiatif dans la troposphère qui est quantifié par le terme ACRF (Atmospheric Cloud Radiative Forcing). Le ACRF est défini comme la différence entre le CRF au TOA ( $CRF_{TOA}$ ) et à la surface ( $CRF_{SFC}$ ), il peut également être défini comme l’intégrale verticale du refroidissement radiatif causé par les nuages sur toute l’atmosphère (c’est-à-dire la différence entre le taux de chauffage troposphérique total moins ciel clair)  $[R]-[R_0]$  :

$$[ACRF] = [R] - [R_0] = \int_{P_{SFC}}^{P_{toa}} (R - R_0) \frac{dP}{g} = CRF_{TOA} - CRF_{SFC} \quad (3.1)$$

Le changement de ACRF induit par une quelconque perturbation est fortement corrélé au changement de CRF SW au sommet de l’atmosphère (Figure 3.17 où les lettres représentent les simulations décrites dans le tableau 3.3). Il est donc un bon indicateur de la réponse radiative des nuages que nous voulons d’analyser.

Pour comprendre ce qui contrôle la réponse radiative des nuages à une perturbation et interpréter plus particulièrement la sensibilité des nuages bas à un changement de stratification de l’atmosphère, nous utilisons le bilan d’énergie statique humide  $h$  (ou MSE pour Moist Static Energy ensuite). Ce terme est défini tel que :

$$MSE = h = c_p T + g z + L q \quad (3.2)$$

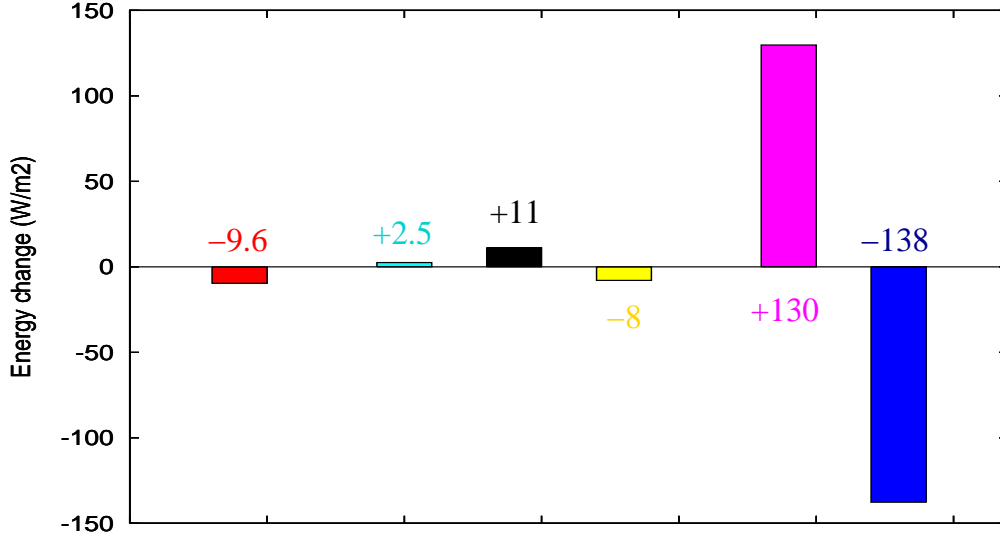


FIG. 3.18 – Décomposition du ACRF (rouge) de la simulation 1D s6 CGILS dans le cas Control en 4 composantes provenant du bilan d'énergie statique humide (équation 3.4) : refroidissement radiatif ciel-clair (bleu), flux turbulent de surface (rose), advection horizontale (cyan) et vertical (noir) de MSE sont exprimés en  $W.m^{-2}$ . La barre jaune correspond à la somme entre refroidissement radiatif ciel-clair et flux de surface. La somme des tous les termes est nulle.

où  $c_p$  est la capacité calorifique à pression constante ( $1004 JK^{-1}kg^{-1}$ ),  $T$  est la température,  $g$  est l'accélération de la pesanteur ( $9.81 ms^{-2}$ ),  $z$  est l'altitude,  $L$  est la chaleur latente de vaporisation à  $0^\circ C$  ( $2.5 \times 10^6 Jkg^{-1}$ ) et  $q$  est l'humidité spécifique. Le bilan de MSE (les crochets représentent chaque valeur moyenne intégrée verticalement) est exprimée de la façon suivante :

$$(LH + SH) + [R] - [\omega \frac{\partial h}{\partial P}] - [\vec{V} \cdot \vec{\nabla} h] = 0 \quad (3.3)$$

où LH et SH sont respectivement les flux turbulents de chaleur latente et sensible (signifiant Latent Heat et Sensible Heat fluxes),  $\omega$  est la vitesse verticale de grande-échelle et  $\vec{V}$  sont les vents horizontaux. D'après les équations 3.1 et 3.3, le ACRF est exprimé tel que :

$$[ACRF] = -[R_0] - (LH + SH) + [\omega \frac{\partial h}{\partial P}] + [\vec{V} \cdot \vec{\nabla} h] \quad (3.4)$$

A travers cette équation, le problème des rétroactions nuageuses est décomposé en seulement 4 composantes.

Dans les régimes de faible subsidence, l'énergie statique humide MSE de la couche limite planétaire (PBL) est augmentée par les flux turbulents de surface, et réduite à la fois par l'émission de rayonnement ciel-clair et par l'advection de faible MSE de l'atmosphère libre transportée verticalement par la subsidence de grande échelle (résumé par l'équation 3.3). La présence de nuages contribue également à réduire le terme MSE au niveau de la PBL du fait de leur refroidissement radiatif local (ACRF, équation 3.1), et également par l'advection horizontale de MSE.

Pour un forçage horizontal donné, l'équation 3.4 montre que les effets radiatifs des nuages et l'advection verticale de faible MSE ont un effet antagoniste à l'effet combiné du refroidissement radiatif ciel-clair et des flux de surface (les deux termes étant respectivement les plus grands puits

et sources du bilan de MSE, voir figure 3.18). Elle montre également qu'un changement du profil vertical de la subsidence de grande-échelle et de la stratification atmosphérique peut modifier l'intensité du terme intégré d'advection verticale de MSE  $[\omega \frac{\partial h}{\partial P}]$ .

La figure 3.19 décompose le changement du terme ACRF entre les quatre composantes de l'équation 3.4, la signification des lettres est décrite dans le tableau 3.3. L'augmentation du ACRF de l'expérience "Control" (expérience A) est majoritairement due à l'augmentation du refroidissement radiatif ciel-clair, compensée par une augmentation des flux turbulents. On note également une diminution du terme d'advection verticale de MSE. Toutes les expériences de A à E montrent une anti-corrélation entre le changement d'advection verticale de MSE et le changement de ACRF alors que les autres variables ne montrent pas de cohérence robuste (changement de flux de surface corrélé à  $\Delta$ ACRF sauf pour l'expérience C). Cela montre l'importance du changement d'advection verticale de MSE dans l'intensité et le signe du changement de ACRF.

Les expériences ayant une perturbation intégrée du refroidissement radiatif appliquée à différents endroits de l'atmosphère (G,J,K,L et M ; Figure 3.19) montrent, qu'en réponse à une augmentation de  $[R_0]$ , les flux de surface augmentent pour chaque cas, même lorsque l'on applique le refroidissement radiatif à proximité de la surface (expérience M). Ces expériences mettent en évidence que le changement d'advection verticale de MSE dépend de l'endroit où la perturbation de refroidissement radiatif a lieu et cela confirme que ce terme apparaît comme le principal responsable de la différence de réponse radiative des nuages entre les différentes expériences. Quand la perturbation est appliquée au haut de la troposphère, le changement de stratification verticale de MSE (le profil de vitesse verticale ne varie pas et l'énergie statique humide diminue au-dessus de la PBL) entraîne une forte anomalie de l'advection verticale de MSE qui n'est pas compensée par l'augmentation des flux turbulents et donc induit une diminution des nuages bas et un affaiblissement du refroidissement radiatif des nuages (anomalie positive du ACRF) pour assurer la conservation de l'énergie. A l'inverse, l'application d'une perturbation de MSE dans la couche limite nuageuse diminue le gradient de MSE et entraîne une augmentation du refroidissement radiatif des nuages. En effet, l'équation 3.4 montre que les impacts sur la couche limite proviennent soit des changements de stratification, soit des changements de subsidence grande-échelle : Une plus forte subsidence ou un plus fort gradient de MSE entre la surface et la troposphère libre (dû par exemple à un assèchement ou à un refroidissement de la troposphère) amplifient l'effet négatif de l'advection de MSE au niveau de la PBL. Si cet effet négatif, amplifié par le refroidissement radiatif ( $-[R_0]$  augmente dans notre exemple), n'est pas complètement compensé par une augmentation des flux de surface ( $LH + SH$ ) alors le ACRF (négatif en valeur moyenne) devra diminuer pour conserver l'énergie du système.

Ces expériences suggèrent que l'impact d'une perturbation extérieure sur les nuages bas dépend de comment celle-ci affecte le gradient vertical de MSE sur la PBL.

### 3.5.2 Relation entre advection verticale de MSE et nuages

Afin de comprendre la corrélation physique entre les changements de gradient de MSE et la modification de la couverture nuageuse, nous examinons le profil vertical de MSE (normalisé par la valeur de MSE proche de la surface pour le cas réchauffement climatique) dans les simulations uni-colonne et GCM (Figure 3.20). Dans les régions tropicales de subsidence, l'atmosphère décrit un minimum de MSE au-dessus de la PBL (vers 700hPa) associé à une advection verticale négative ( $-\omega \frac{\partial h}{\partial P}$ ) au-dessous de ce minimum et positive au-dessus. Dans un climat plus chaud (comme l'expérience SCM A du tableau 3.3) : La PBL s'épaissit, le minimum de MSE se produit à plus haute altitude et la différence de MSE entre la surface et la valeur minimale augmente. Cela

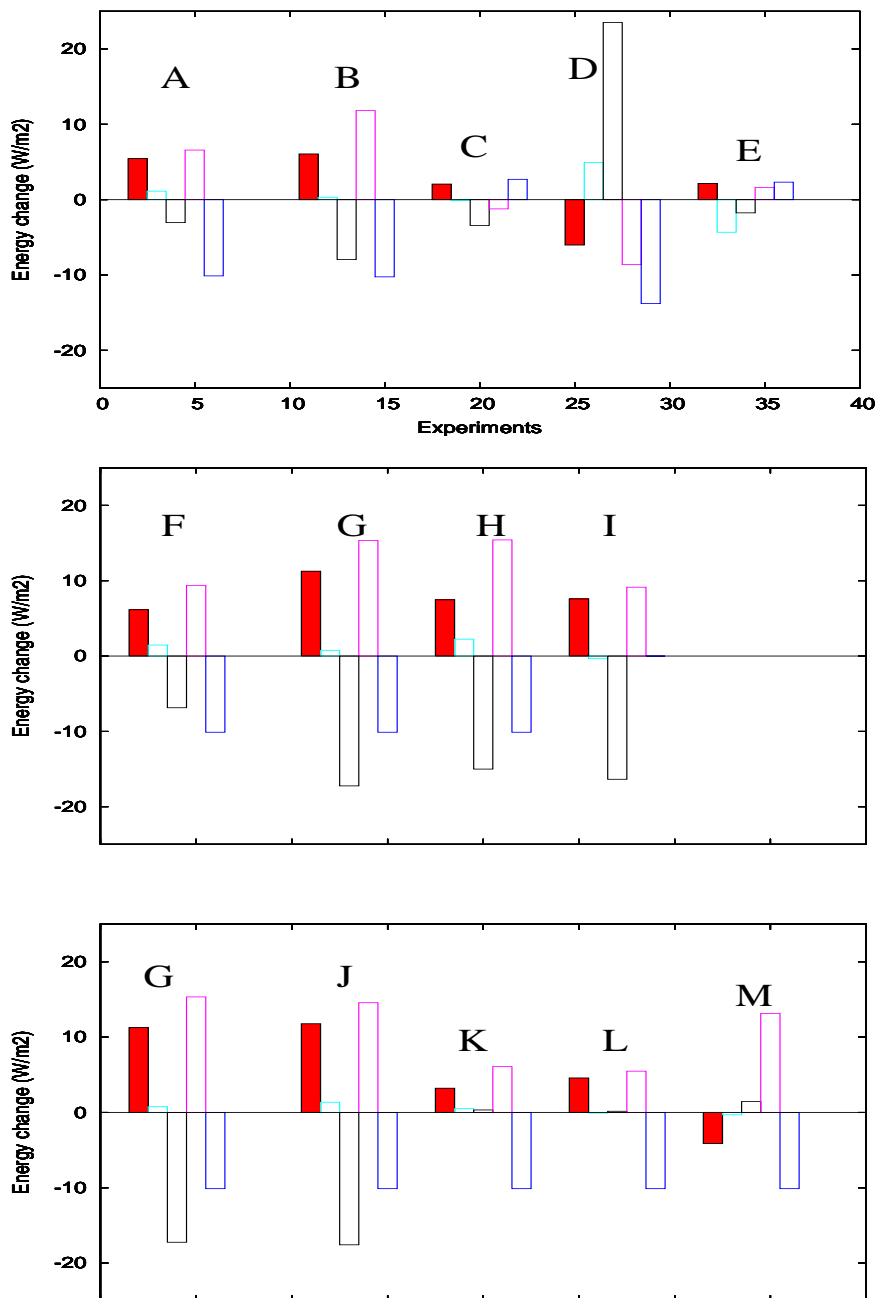


FIG. 3.19 – Décomposition du changement du terme ACRF simulé par les multiples expériences SCM (voir Table 3.3) en différentes composantes extraites du bilan d'énergie statique humide (équation 3.4) : Les changements de refroidissement radiatif ciel-clair (bleu) , de flux turbulents de surface (rouge), d'advections horizontales (cyan) et verticales (noir) de MSE sont tous exprimés en  $W.m^{-2}$ . La somme de ces termes compense le changement de ACRF (rouge).



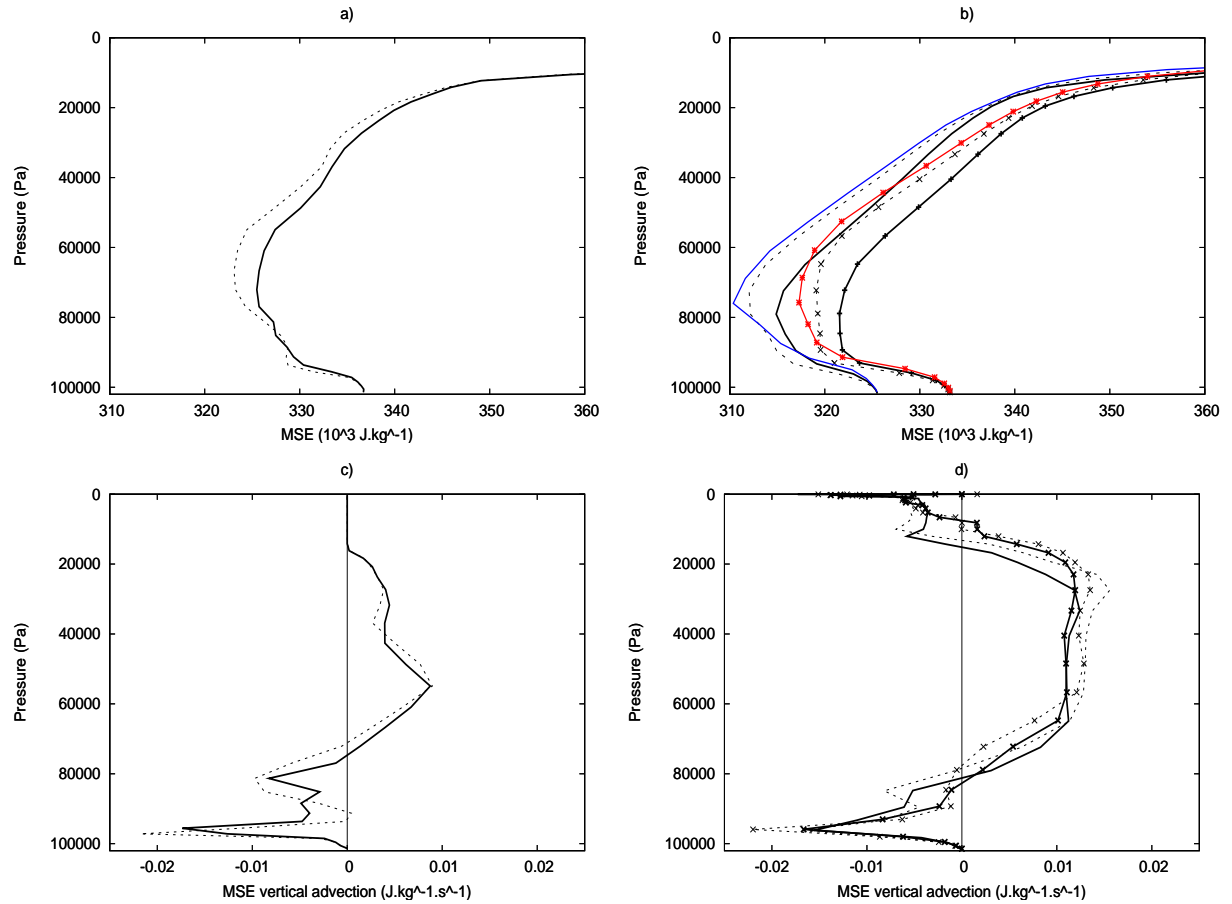


FIG. 3.20 – Profil vertical moyen de MSE (haut) et d’advection verticale de MSE (bas) provenant des simulations SCM (gauche) et AGCM (droite) en configurations AMIP (lignes pleines) et aquaplanètes (lignes avec marqueurs) dans les régimes de faibles subsidence ( $\omega_{500} = 20$  hPa/jour). Les simulations du climat ”Control” sont tracées avec des lignes pleines et celles avec réchauffement climatique (+2K pour le SCM, +4K pour les simulations GCM) en lignes pointillées. Pour identifier le gradient de MSE (ou le déficit de MSE relatif à la surface), le profil vertical de MSE dans le cas du climat futur a été translaté de la valeur de MSE du climat présent à 1000 hPa, afin que les deux profils correspondent à la même valeur de surface. Les lignes colorées montrent les profils de MSE qu’on aurait obtenu pour les simulations AMIP (rouge) et aquaplanètes (bleu) dans le climat futur si le changement de MSE était seulement dû au changement vertical de température calculé par la relation de Clausius-Clapeyron (i.e. en faisant l’hypothèse d’une humidité relative constante).

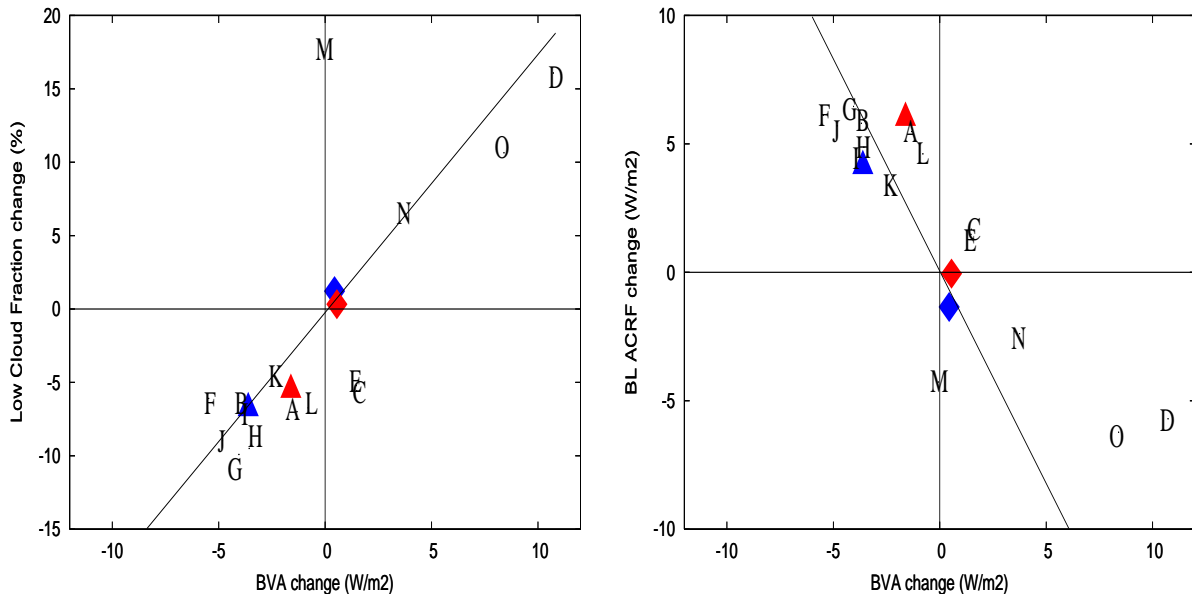


FIG. 3.21 – Relation entre changements des caractéristiques nuageuses définies par la fraction nuageuse à 950 hPa (i.e. où la fraction nuageuse est maximale; à gauche) ou par le ACRF au-dessous de 500 hPa (pour éviter l’effet des nuages hauts) et les changements d’advection verticale de MSE au sommet de la couche limite ( $\Delta BVA$ , voir texte pour les détails) provenant de la série d’expériences SCM décrites dans le tableau 3.3. Les marqueurs colorés correspondent aux changements des caractéristiques nuageuses et du BVA simulés par les modèles AGCM en configurations AMIP (rouge) et aquaplanète (bleu) pour les expériences SST+4K (triangles) et 4xCO<sub>2</sub> (diamants)

provoque un changement d’advection verticale de MSE maximum entre 900 et 700 hPa. Un comportement similaire se retrouve dans les configurations GCM réalistes (AMIP) et aquaplanètes (Figure 3.20).

L’équation 3.4 et les tests de sensibilité uni-colonne (Figure 3.20) suggèrent certaines corrélations entre la réponse radiative des nuages et le changement d’advection verticale de MSE. Comme nous avons vu précédemment que son changement était maximum au sommet de la PBL, nous définissons un indice appelé BVA pour Boundary-layer Vertical Advection (terme d’advection verticale de la couche limite  $BVA = \int_{900hPa}^{700hPa} -\omega \frac{\partial h}{\partial P} \frac{dP}{g}$ ). La figure 3.21 montre que le changement de la nébulosité maximale de couche limite (caractérisé par le changement des nuages dans la PBL au niveau où la fraction nuageuse est maximale, typiquement 950 hPa) est très corrélé avec le changement de BVA à la fois dans les expériences SCM et GCM ( $R^2=0.55$  avec le point M et  $R^2=0.81$  sans). En réponse à une grande gamme de perturbation (SST, CO<sub>2</sub> ou bien subsidence de grande échelle), le changement de BVA semble clairement le terme de l’équation 3.4 le plus corrélé au changement de ACRF et donc au changement radiatif des nuages, à la fois dans les simulations GCM et SCM.

L’advection verticale de MSE est à la fois dépendante du profil de vitesse verticale et du gradient de MSE. Elle peut être perturbée par des processus locaux (comme des changements de température de surface) ou des effets à distance (effets ”remote”). Ces derniers sont associés à des changements de dynamique atmosphérique de grande-échelle (changement de  $\omega$ ) ou à des chan-

gements de profil vertical de température dans la troposphère libre. Suivant l'approximation des faibles gradients horizontaux de température, ce profil est contrôlé par les processus de convection profonde. Afin de clarifier les origines du changement de nuages bas, nous examinons dans la prochaine section les raisons des changements de BVA dans les expériences atmosphériques 3D.

### 3.5.3 interprétation dans les GCMs

Les expériences GCM associées à une augmentation uniforme de la SST montrent une diminution des nuages bas alors que celles associées à un forçage radiatif  $4xCO_2$  montre une augmentation (section 3.3.1, Figure 3.8). Ces réponses opposées sont également associées à des changements opposés de l'advection verticale de MSE dans la couche limite (Figure 3.21). Pour interpréter ces différents changements, on décompose le changement d'advection verticale en 3 composantes telles que :

$$\Delta[-\omega \frac{\partial h}{\partial P}] = [-\frac{\partial h}{\partial P} \Delta\omega] + [-\omega \Delta \frac{\partial h}{\partial P}] + [-\Delta\omega \Delta \frac{\partial h}{\partial P}] \quad (3.5)$$

A la fois pour les expériences +4 K et  $4xCO_2$ , le second terme du membre de droite qui quantifie la contribution due au changement de gradient de MSE seul représente plus de 95 % et 75 % (respectivement pour une augmentation de la température de surface et du  $CO_2$ ) du changement total pour les deux modèles atmosphériques. L'impact du changement de  $\omega$  sur la variable BVA est donc de second ordre pour ces expériences.

Le changement robuste du gradient vertical de MSE (et donc du BVA) dans les expériences de réchauffement climatique (Figure 3.20) résulte de deux facteurs. D'un côté, l'approfondissement de la couche limite, cohérent avec le plus grand développement vertical des nuages de convection océanique peu profonde en réponse à l'augmentation des flux de surface (Medeiros et al., 2005; Stevens, 2007), augmente la hauteur du minimum de MSE et donc diminue l'advection verticale de MSE au niveau du sommet de la couche limite. Néanmoins, un second mécanisme encore plus robuste provient de la non-linéarité de la relation thermodynamique de Clausius-Clapeyron, qui rend la sensibilité de l'humidité spécifique (et donc de la MSE) à la température de façon plus grande près de la surface qu'en altitude (en considérant une humidité relative inchangée dans l'atmosphère). Ceci augmente le gradient vertical de MSE entre la surface et la hauteur du minimum de MSE et intensifie l'advection vers la surface d'air de faible MSE par la subsidence de grande-échelle (par rapport à la couche limite) provenant de la troposphère libre. Cet effet, ajouté à l'élévation du sommet de la couche limite, entraîne un BVA plus négatif, assèche la couche limite en dessous de 900 hPa (Figure 3.9) et diminue la couche nuageuse. Lorsque que l'on garde l'humidité relative à sa valeur du climat présent, la variation du profil de MSE normalisée est proche du profil de MSE lors d'un réchauffement climatique à la fois pour les modèles atmosphériques en configurations AMIP et aquaplanètes (Figure 3.20b). Cela montre la robustesse du mécanisme décrit précédemment et l'impact de second ordre des changements d'humidité relative sur la perturbation du terme BVA (au niveau du haut de la couche limite) lors d'un réchauffement climatique.

## 3.6 Explication physique du mécanisme de rétroaction nuageuse positive

Afin de résumer les mécanismes expliquant la rétroaction positive des nuages bas en cas de réchauffement de la température de surface, la figure 3.22 montre une vision idéalisée de la cellule

de Hadley et de sa perturbation dans un futur climat avec une focalisation sur le comportement des nuages de convection peu profonde.

Dans le climat présent, ces nuages se retrouvent principalement dans les régimes de faible subsidence et sont considérés comme les nuages les plus fréquents dans les Tropiques (maximum de la PDF de vitesse verticale). Dans ces régimes, l'énergie statique humide au niveau de la PBL est augmentée par les flux turbulents de surface (flèche bleu), et diminuée par le refroidissement radiatif ciel-clair (flèche verte), le refroidissement radiatif des nuages (ACRF), et également l'advection verticale de MSE (flèche rouge) qui apporte de l'air sec et froid de la troposphère libre vers la surface (le profil vertical du déficit de MSE est représenté sur la droite de la figure 3.22 et montre un minimum de MSE entre 700 et 900 hPa). L'advection horizontale a tendance en moyenne à diminuer l'énergie des régimes de faible subsidence par le transport vers les zones convectives (on le voit avec les advections négatives d'humidité et de température dans la couche limite représentées sur les figures 3.10). Les nuages de convection peu profonde transportent verticalement de l'humidité (donc du MSE) de la couche limite vers la troposphère. Dans les régimes de fortes ascendances, les nuages convectifs contrôlent le profil de température de l'atmosphère libre dans toute la zone tropicale via l'approximation des faibles gradients horizontaux de température.

Dans un climat plus chaud, plusieurs facteurs tendent à diminuer le gradient vertical de MSE : l'augmentation de la stratification de l'atmosphère dû au gradient adiabatique humide, l'augmentation du transport vertical d'humidité par la convection peu profonde et enfin l'augmentation de la hauteur de la couche limite dû à l'intensification des flux turbulents de surface. Néanmoins, la non-linéarité de la relation de Clausius-Clapeyron ( $\frac{dln e_{sat}}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2}$ ) entraîne une plus forte augmentation de l'humidité spécifique (via l'humidité spécifique à saturation à humidité relative constante) dans les basses couches de l'atmosphère (où la température est plus haute) que dans la haute troposphère. Il est à noter également que si l'on suppose l'humidité relative constante, l'augmentation du gradient d'humidité spécifique à saturation sera plus importante que celle du gradient d'humidité spécifique. La figure 3.20b montre que la modification du gradient vertical d'humidité entraîne l'intensification du transport de faible MSE et d'air sec provenant de la troposphère dans la couche limite dans un climat futur. Cela entraîne une diminution (d'intensité néanmoins faible) d'humidité relative proche de la surface, une diminution des nuages bas et donc atténué le refroidissement radiatif des nuages dans la couche limite.

### 3.7 Conclusions

L'utilisation d'une hiérarchie de modèles a permis de comprendre les raisons physiques de la forte rétroaction positive des nuages simulée par le modèle couplée océan-atmosphère IPSL-CM5A soumis à un réchauffement climatique. Cette rétroaction résulte principalement de la diminution, dans un climat plus chaud, des nuages bas tropicaux des régimes de faible subsidence (c'est-à-dire au niveau des zones d'alizés). Cette diminution constitue une caractéristique robuste du modèle lors d'un réchauffement climatique, reproduite par les expériences atmosphériques forcées par un réchauffement de la surface océanique, à la fois dans les configurations réalistes AMIP et aquaplanètes. La réponse est également reproduite par les simulations SCM forcées par les forçages CGILS, représentatifs des conditions des cumulus de convection peu profonde, à condition d'ajouter un forçage stochastique sur le profil de vitesse verticale grande-échelle (dans le but d'imiter la forte variabilité haute-fréquence de ces régimes). L'annexe 7.3 montre que les forçages issus de l'aquaplanète et appliqués au SCM ne permettent pas de reproduire de manière cohérente les caractéristiques nuageuses présentes et futures de la version GCM. Le terme d'advection horizontale d'humidité apparaît être important pour cette cohérence entre modèle 1D et 3D.

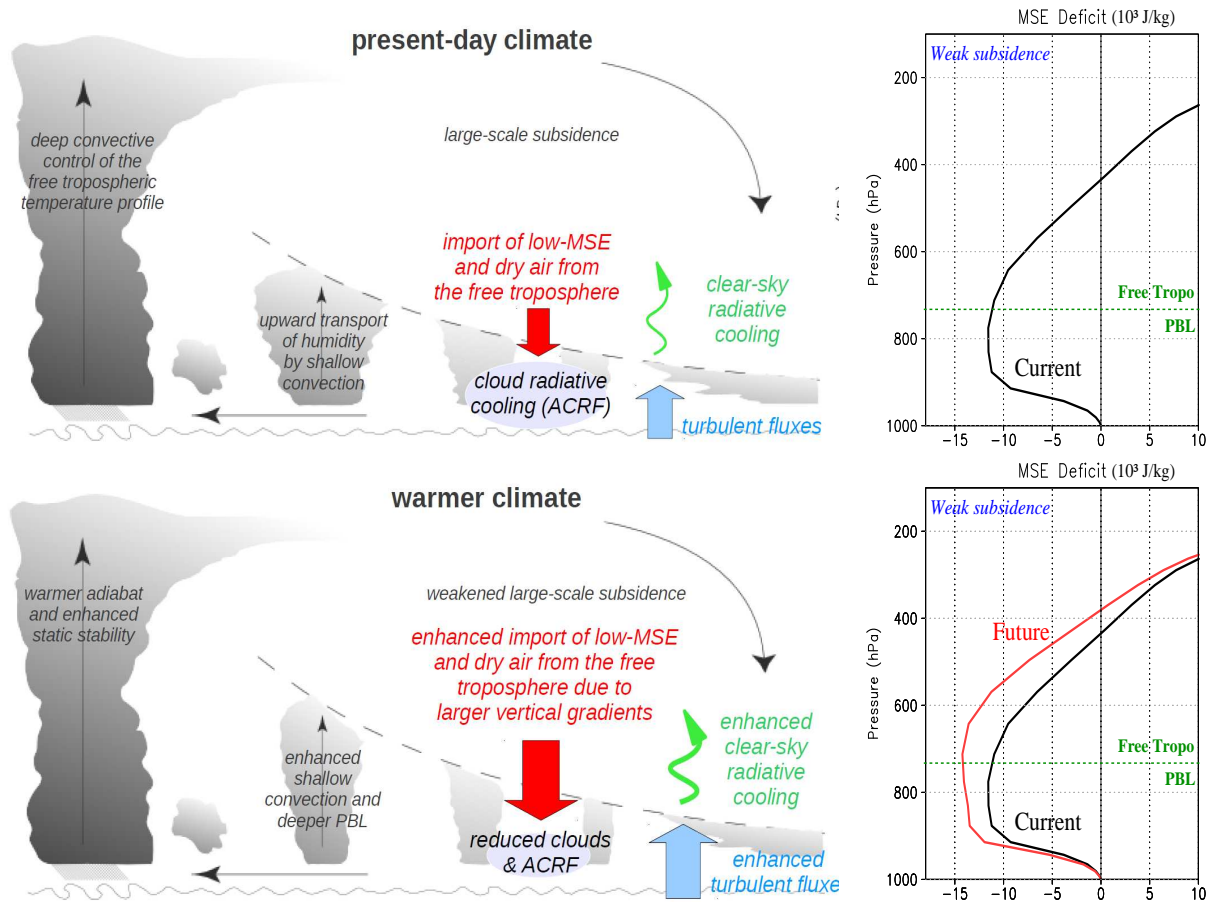


FIG. 3.22 – Représentation idéalisée des mécanismes physiques contrôlant la rétroaction positive des nuages bas simulée par le modèle couplé IPSL-CM5A-LR lors d'un réchauffement climatique. Dans le climat présent, les nuages bas océaniques tropicaux sont principalement présents dans les régimes de faible subsidence. Dans ces régimes, l'énergie statique humide ( $MSE$ ) de la couche limite est augmentée par les flux turbulent de surface, et diminuée par les refroidissements radiatifs ciel-clair et nuageux et par l'advection verticale subsidente de faible  $MSE$  provenant de l'atmosphère libre vers la couche limite (on voit sur la courbe de droite que le minimum de  $MSE$  est situé vers 700-900 hPa). Les nuages de convection peu profonde contribuent au transport vertical d'humidité et la convection profonde contrôle le profil de température de l'atmosphère libre dans toute la zone tropicale. Dans un climat plus chaud, les changements de stratification via le gradient adiabatique humide, l'augmentation du transport d'humidité par convection peu profonde et l'augmentation de la hauteur de la couche limite par l'intensification des flux de surface tendent tous à réduire le gradient vertical de  $MSE$ . Néanmoins, la non-linéarité de la relation de Clausius-Clapeyron entraîne une plus forte augmentation de l'humidité spécifique aux hautes températures et basses altitudes plutôt qu'aux faibles températures et hautes altitudes. Cela entraîne une intensification du gradient de  $MSE$  entre la couche limite et l'atmosphère libre, et un plus fort apport de faible  $MSE$  et d'air sec dans la couche limite. Cela a pour effet de diminuer les nuages bas et de réduire le refroidissement radiatif des nuages à l'intérieur de la couche limite.

L'analyse des simulations SCM et GCM a permis de clarifier les raisons de la diminution des nuages bas lors d'un réchauffement climatique, ainsi que l'augmentation des nuages bas à un forçage radiatif  $4xCO_2$ . Lors d'un réchauffement global, les flux turbulents au niveau de la surface océanique augmentent conjointement avec le refroidissement radiatif ciel-clair de la troposphère. Cela augmente la convection peu profonde des nuages de type cumulus, et le transport ascendant d'humidité vers l'atmosphère libre. En parallèle, le changement d'humidité spécifique résultant du changement de température par la relation thermodynamique non-linéaire de Clausius-Clapeyron entraîne des gradients verticaux d'humidité et de MSE plus intenses entre la surface et l'atmosphère libre (niveau du minimum de MSE en haut de la PBL). Cela intensifie l'advection vers la surface de faible MSE par la subsidence de grande échelle, diminuant la MSE de la PBL. Les nuages de couche limite diminuent et leurs effets radiatifs deviennent "moins nécessaire" pour compenser le bilan énergétique de MSE. Ce mécanisme est développé plus en détail dans la section 3.6 et dans la figure 3.22.

L'augmentation des flux turbulents de surface et du refroidissement radiatif ciel-clair sont des mécanismes robustes dans les expériences de réchauffement climatique (e.g. Zhang and Bretherton (2008); Wyant et al. (2009); Xu et al. (2010)). L'augmentation des gradients verticaux de MSE et d'humidité lors d'un réchauffement climatique est probablement robuste parmi les modèles climatiques, due à sa forte dépendance au premier ordre à la relation de Clausius-Clapeyron. Néanmoins, le changement relatif d'advection verticale de MSE et du changement de refroidissement radiatif ciel-clair et de flux de surface dépend à la fois du type de perturbation appliquée dans le système climatique et de la paramétrisation physique du modèle climatique. Ces facteurs dépendent des changements de vitesse verticale grande-échelle, des changements de stratification verticale de l'atmosphère tropicale au niveau de l'atmosphère libre (partiellement contrôlés par les processus à distance de convection profonde), et des changements d'humidification de l'atmosphère libre par les cumulus de convection peu profonde. Ce dernier processus est sûrement particulièrement critique car il s'oppose à l'effet robuste de la relation de Clausius-Clapeyron sur les gradients verticaux de MSE. Associé à l'omniprésence des nuages de convection peu profonde sur les océans tropicaux, cela suggère (comme souligné dans de récentes études telles que Bony et al. (2004); Medeiros et al. (2008)) que la représentation des nuages de type cumulus de convection peu profonde dans les modèles de climat et leur réponse à un réchauffement climatique est particulièrement critique pour la sensibilité climatique. Il devient indispensable d'évaluer soigneusement ce type de nuages dans les modèles de circulation générale. L'intensité relative des changements d'advection verticale de MSE par rapport aux changements de flux de surface et de refroidissement radiatif dépend également de la représentation du climat moyen simulé par les GCMs. Selon la représentation du climat présent par les modèles climatiques, une même perturbation externe peut donc mener à différentes réponses des nuages bas. Cela explique vraisemblablement la forte dispersion des réponses des nuages bas simulées par les modèles en réchauffement climatique (e.g. Bony and Dufresne (2005); Webb et al. (2006); Medeiros et al. (2008)), et ainsi que la forte incertitude de la sensibilité climatique.

Dans une étude récente utilisant un modèle LES pour étudier la réponse des cumulus de convection peu profonde à un réchauffement global dans une atmosphère à humidité relative quasi-constante, Rieck et al. (2012) montrent que le réchauffement est associé à une intensification des flux de surface, à une diminution de l'humidité relative dans la couche nuageuse et à une diminution de la fraction nuageuse basse. Dans le protocole CGILS (Zhang et al., en preparation), les simulations idéalisées de nuages bas et de leurs réponses à un changement

climatique seront effectuées par plusieurs SCMs, LESs et CRM. Il sera possible d'évaluer à quel point le mécanisme physique décrit dans ce chapitre (qui joue un rôle clé dans le contrôle de la rétroaction des cumulus océaniques dans notre modèle de climat) est important dans la réponse simulée par les autres modèles climatiques et les modèles à hautes résolutions. La différence inter-modèles des nuages bas à un réchauffement climatique peut ainsi être interprétée d'après les résultats décrits précédemment.

Ce chapitre propose une méthodologie guidant les futures études des rétroactions des nuages bas océaniques utilisant modèles et observations. En particulier, cela suggère qu'examiner comment les nuages bas (et plus particulièrement les nuages de type cumulus de convection peu profonde) répondent aux changements du profil vertical de MSE, ainsi qu'aux changements de vitesse verticale grande-échelle, aiderait à contraindre les rétroactions des nuages bas à partir des observations. Une récente étude observationnelle (Kubar et al., 2011) a montré que la fréquence des nuages bas est très bien corrélée avec la différence du terme de MSE entre 700 hPa et la surface. Les observations, combinées à notre étude montrant le rôle primordial de l'advection verticale de MSE sur les nuages bas dans un climat futur, suggèrent qu'il serait possible de contraindre et d'évaluer dans un futur proche les rétroactions des nuages bas prédites par les modèles.

Afin de tester la robustesse du mécanisme décrit précédemment, nous modifions dans le chapitre suivant les paramètres incertains des paramétrisations physiques du modèle IPSLCM5A. En effet, les valeurs de certains paramètres physiques sont déterminées de manière plus ou moins empirique et influencent les caractéristiques climatologiques, au moins pour le climat actuel. Influent-elles également l'intensité de la rétroaction nuageuse prédite? L'utilisation de tests de sensibilité aux paramètres incertains permet-elle de confirmer la robustesse du mécanisme de MSE? Ces questions sont abordées dans le chapitre 4.





## Chapitre 4

# Sensibilité de l'amplitude de la rétroaction nuageuse

Nous avons montré un mécanisme de rétroaction des nuages bas dans un modèle de climat. Ce mécanisme, basé sur une analyse du bilan énergétique de l'atmosphère dans les zones de subsidence, a montré le rôle principal du changement d'advection verticale d'énergie statique humide dans la modification de la fraction nuageuse et donc du refroidissement radiatif des nuages bas tropicaux. Afin de tester la robustesse de ce mécanisme, nous étudions la modification de l'amplitude de la rétroaction des nuages bas dans une série de tests de sensibilité aux valeurs incertaines des paramètres engagés dans les processus paramétrisés.

Ce chapitre est basé sur l'article Brient and Bony en cours de préparation pour *Geophysical Research Letters*. Nous décrivons la méthodologie utilisée et son application dans les modèles uni-dimensionnels et tri-dimensionnels (section 4.2), qui fournit la possibilité d'une interprétation physique des résultats via une analyse plus détaillée des compensations énergétiques lors d'une perturbation (section 4.3). Nous imposons ensuite une contrainte observationnelle sur les caractéristiques radiatives des nuages bas et sur la rétroaction prédite par le modèle (section 4.4) et nous résumons les mécanismes robustes de cette rétroaction (section 4.5).

### 4.1 Introduction

Les rétroactions nuageuses sont les principaux contributeurs de la disparité multi-modèles des sensibilités climatiques simulées par les modèles climatiques actuels (Soden and Held, 2006; Bony et al., 2006; Webb et al., 2006), avec un rôle clé de la réponse des nuages de couche limite océanique (Bony and Dufresne, 2005). Comprendre les mécanismes qui contrôlent leurs changements lors d'un réchauffement climatique global est une tâche complexe due aux nombreux processus engagés dans cette réponse et possiblement connectés entre eux. Il est nécessaire de révéler certains mécanismes physiques pertinents du comportement nuageux (tel que celui décrit dans le chapitre précédent), qui permettrait de fournir des pistes à d'éventuels tests observationnels orientés pour l'évaluation des rétroactions nuageuses prédites par les modèles.

L'utilisation d'une hiérarchie de modèles aide à révéler les processus qui gouvernent la sensibilité de la rétroaction nuageuse simulée par des modèles atmosphériques réalistes (Wyant et al., 2009), des aquaplanètes (Medeiros et al., 2008), des modèles uni-colonne (Zhang and Bretherton, 2008), des LES (Xu et al., 2010; Rieck et al., 2012) ou des modèles conceptuels (Miller, 1997; Larson et al., 1999). Nous avons utilisé dans le chapitre précédent une méthodologie permettant

d'expliquer la rétroaction des nuages bas soumis à un réchauffement climatique simulée par le modèle IPSL-CM5A. La diminution des nuages bas est liée à une augmentation de l'advection d'air sec et de faible MSE de la troposphère libre vers la couche limite. Cette augmentation est due à un plus fort gradient de MSE lors d'un climat plus chaud, car la relation de Clausius-Clapeyron augmente l'humidité plus fortement en surface qu'en altitude. Ce chapitre a pour but de tester la robustesse de ce mécanisme.

Afin de tester la sensibilité des rétroactions nuageuses, une approche consiste à modifier les valeurs incertaines des paramètres engagées dans les paramétrisations physiques des modèles climatiques : ce sont des variables appelées paramètres de "tuning". En les modifiant, on obtient différentes simulations du climat présent, ainsi que des sensibilités différentes à un même réchauffement climatique. Cette méthode appelée PPE pour "Perturbed Physics Ensemble" permet de révéler quels processus sont les plus responsables de la dispersion de sensibilité climatique simulée par un modèle (Murphy et al., 2004; Klocke et al., 2011). L'utilisation de cette méthodologie a révélé le rôle prédominant du comportement des nuages sur la sensibilité climatique d'un modèle donné sans modifications de paramétrisations physiques (Webb et al., 2006; Shiogama et al., 2011) ou d'un ensemble multi-physiques d'un même modèle (Watanabe et al., 2012). L'ajustement de ces paramètres de "tuning" a pour but d'ajuster un modèle climatique afin qu'il ne soit pas trop éloigné des observations et qu'il ne dérive pas radiativement au sommet de l'atmosphère. Néanmoins, nous pouvons citer une phrase du rapport Charney (1979) :

*"Such tuning by itself does not guarantee that the response of clouds to a change in the CO<sub>2</sub> concentration is also tuned."*

Cette phrase exprime, il y a plus de 30 ans, la question de l'influence sur le climat futur des valeurs des paramètres incertains des schémas de paramétrisation.

Cette étude a pour but d'examiner la robustesse du mécanisme présenté dans le chapitre précédent en jouant sur certains processus affectant seulement les nuages bas dans le modèle IPSL-CM5A (en configuration uni-colonne et à travers des modèles atmosphériques). Le but est d'examiner le rôle relatif du forçage seul et de la paramétrisation nuageuse du modèle sur l'amplitude de la rétroaction nuageuse.

La section 4.2 évalue l'influence des paramètres de tuning sur l'intensité de la rétroaction nuageuse lors d'un même réchauffement climatique en utilisant à la fois un modèle uni-colonne et des modèles atmosphériques tri-dimensionnels. La section 4.3 interprète les mécanismes physiques impliqués dans la relation entre la fraction nuageuse du climat présent et celle du climat futur. Nous étudions le rôle radiatif des nuages bas à la fois dans la variabilité présente et dans la sensibilité future. La section 4.4 introduit quelques tests observationnels possibles afin d'identifier les faiblesses du modèle dans la représentation des nuages bas, ainsi que les possibles implications de ces résultats pour l'estimation de la sensibilité climatique. La section 4.5 examine l'influence des expériences de tuning sur le bilan énergétique de l'atmosphère et sur le comportement radiatif des nuages bas. Enfin, la section 4.6 conclut cette étude.

## 4.2 Sensibilité aux paramétrisations physiques

### 4.2.1 Incertitudes des modèles

Certains paramètres mal contraints des paramétrisations sont utilisés pour "ajuster" le modèle (par exemple pour équilibrer le bilan radiatif au TOA) sans trop altérer ses propriétés émergentes (climatologie, variabilité...). La recherche d'un équilibre influence le climat simulé par les modèles

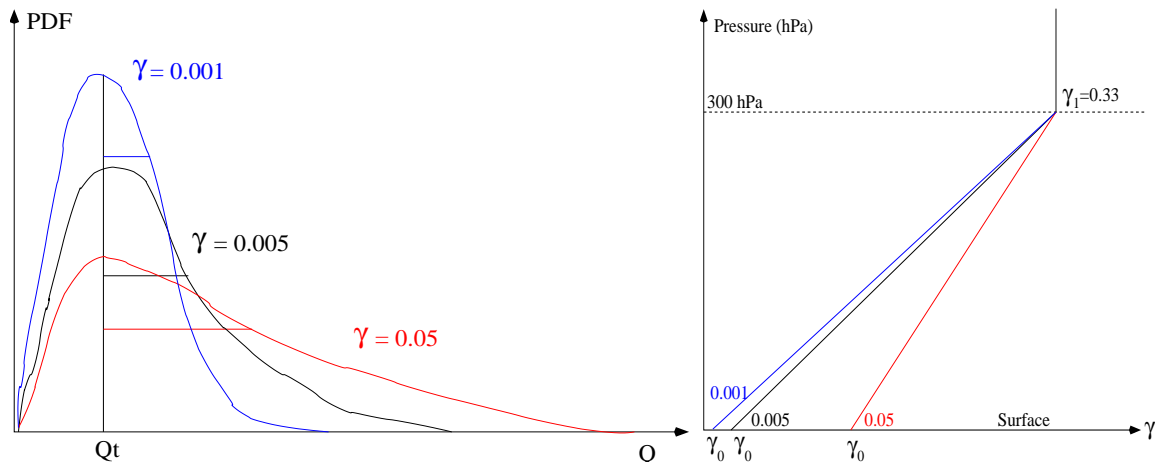


FIG. 4.1 – Représentation schématique de la forme de la PDF pour différentes valeurs du paramètre  $\gamma$  de la paramétrisation sous-maille nuageuse (à gauche). Les traits horizontaux représentent une estimation de la variance de chaque PDF pour la même valeur de l'eau totale de la maille  $Q_t$ . La valeur de  $\gamma_0$  change à la fois la valeur en surface et le gradient de croissance du terme  $\gamma$  (à droite). De manière générale, plus ce terme est grand, plus la PDF est aplatie et asymétrique.

atmosphériques et couplés océan-atmosphère ; cet équilibre est recherché de façon empirique à chaque modification de la physique, de la dynamique ou de la résolution d'un modèle. On appelle ce travail "tuner" (i.e. régler) un modèle. L'augmentation de la résolution ainsi que du nombre et de la complexité des paramétrisations dans les modèles de climat accroissent le nombre de paramètres incertains (sauf si de nouvelles équations physiques remplacent des paramètres empiriques).

Ces paramètres ont un effet immédiat sur le climat présent simulé mais pas si évident sur la sensibilité climatique. Il convient d'étudier et de comprendre l'influence de ces paramètres incertains sur la sensibilité climatique future simulée afin de prendre en compte toutes les conséquences que peuvent avoir l'étape de "tuning" nécessaire à l'ajustement énergétique du modèle.

Dans ce chapitre, nous nous intéresserons seulement aux paramètres de "tuning" qui affectent les nuages bas et leur propriétés (les paramètres affectant la convection profonde ne seront pas étudiés).

### Paramétrisation sous-maille des nuages

Dans le modèle de l'IPSL, les nuages sont paramétrisés suivant un schéma statistique qui décrit la variabilité sous-maille de l'eau totale à l'intérieur de la maille du modèle grâce à une PDF bornée par zéro sur son bord inférieur (Bony and Emanuel, 2001). Dans les situations de convection peu profonde et profonde, les moments statistiques de la PDF sont diagnostiqués via l'eau liquide nuageuse des ascendances convectives du schéma de paramétrisation de Emanuel (1991) (modifié par Grandpeix et al. (2004)) et par les conditions de température et d'humidité de grande échelle (Bony and Emanuel, 2001). Le coefficient d'asymétrie ("skewness") de la PDF log-normale généralisée dépend du rapport entre la variance et l'eau totale moyenne, il a une valeur proche de zéro en surface (signifiant que la PDF est quasi-gaussienne) et devient de plus en plus positif avec l'altitude. Une nébulosité non-convective est également calculée en utilisant la même PDF mais en calculant les moments statistiques de la PDF de façon plus empirique : on

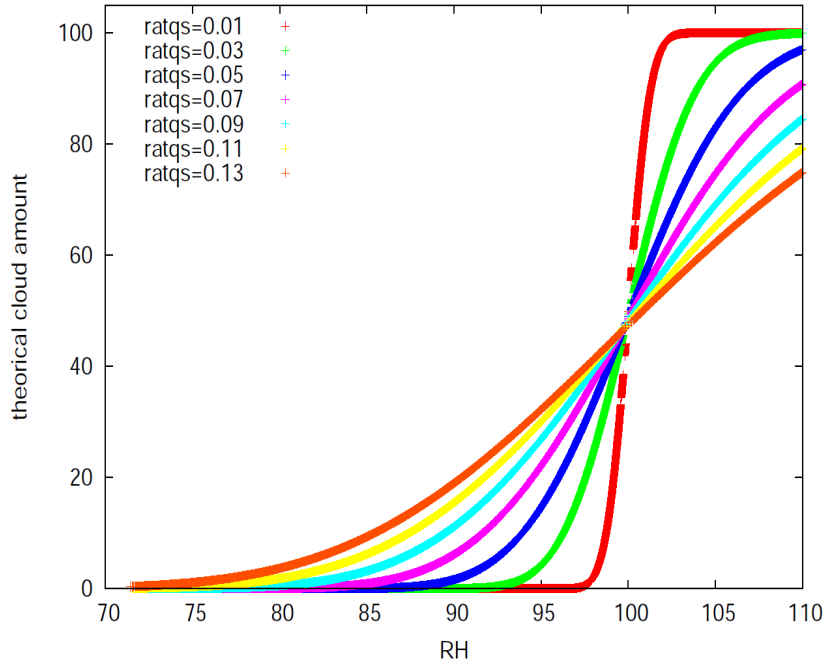


FIG. 4.2 – Calcul analytique de la fraction nuageuse calculée par la PDF de Bony and Emanuel (2001) en fonction de l’humidité relative pour différentes valeurs de variance  $\gamma$  (ratqs)

suppose que la variance de l’eau totale est proportionnelle à la moyenne de l’eau dans la maille, via un coefficient de proportionnalité  $\gamma$  fixé variant linéairement avec la pression d’une valeur égale à 0.05 ( $\gamma_0$ ) près de la surface à 0.33 ( $\gamma_1$ ) au-dessus de 300 hPa (Hourdin et al., 2006). Les deux schémas de nuages sont appelés à chaque pas de temps et le maximum des deux fractions nuageuses calculées est utilisé pour les calculs radiatifs. Les deux valeurs  $\gamma_0$  et  $\gamma_1$  sont des valeurs paramétrisées (“tuning”) que l’on peut ajuster (Figure 4.1). Nous modifions la valeur du terme  $\gamma_0$  afin révéler son rôle sur les nuages bas, sans action sur les nuages hauts plutôt influencés par  $\gamma_1$ . La figure 4.2 montre le calcul analytique de la fraction nuageuse par la PDF utilisée dans la physique LMDZ en fonction de l’humidité relative. On remarque que plus la valeur de  $\gamma$  est grande, plus la probabilité de former un nuage augmente pour les faibles humidités relatives moyennes.

### Efficacité de précipitation

L’efficacité de précipitation joue un rôle important sur les nuages bas car elle affecte le contenu en eau du nuage via son épaisseur optique ou son temps de vie dans l’atmosphère. La perte par précipitation d’eau liquide contenue dans les nuages (taux d’autoconversion) se calcule suivant cette équation :

$$\left(\frac{\partial q_{cond}}{\partial t}\right)_{precip} = \frac{q_{cond}}{\tau} \left[1 - e^{-\left(\frac{q_{cond}}{q_{crit}}\right)^2}\right] \quad (4.1)$$

où  $q_{cond}$  est la quantité d’eau condensée à l’intérieur du nuage calculée par le modèle à un niveau vertical donné et  $q_{crit}$  et  $\tau$  sont les paramètres inconnus dont il est nécessaire de fixer une valeur (Sundqvist, 1978).

	Weaker	Control	Higher
$\gamma_0$ (-)	0.0025	0.005	0.05
$q_{crit}$ ( $10^{-4}$ kg/kg)	2.16	4.16	8.0
$\tau$ (sec)	900	1800	3600
Re ( $\mu\text{m}$ )	6	12	18

TAB. 4.1 – Table des valeurs de paramètres de tuning utilisés dans le figure 4.4. La colonne du milieu correspond aux valeurs de la simulation Control (version IPSL-CM5A).

Le premier terme  $q_{crit}$  représente un seuil minimal de précipitation au-delà duquel l'eau condensée précipite. Lorsque que l'on augmente ce terme, il y a en moyenne plus d'eau condensée nuageuse, ce qui a pour effet d'augmenter l'effet réfléchissant des nuages bas, ceci pour une fraction nuageuse donnée. Dans le modèle de l'IPSL, cette valeur est fixée à  $4.16 \cdot 10^{-4}$  kg/kg (Table 4.1).

Le second terme  $\tau$  est une constante de temps pour l'élimination de l'eau condensée en précipitation. Lorsque l'on augmente ce terme, le nuage met plus de temps pour précipiter une même quantité d'eau. Une augmentation a donc également pour effet d'augmenter l'effet d'albédo des nuages bas, pour une fraction nuageuse donnée. Dans le modèle de l'IPSL, cette valeur est fixée à 1800 secondes (Table 4.1).

Ces deux termes n'affectent pas directement la fraction nuageuse comme le faisait le terme  $\gamma$ , mais ils ont un effet sur les propriétés optiques des nuages bas.

### Paramètres microphysiques

Une propriété microphysique des nuages bas influençant le bilan radiatif dans les modèles climatiques est le rayon effectif des gouttes d'eau. Cette valeur est prescrite lorsque l'on ne tient pas compte des effets indirects des aérosols qui font varier le rayon des gouttes en fonction de la concentration des noyaux de nucléation dans l'atmosphère. Dans la physique utilisée pour cette étude (IPSL-CM5A), le rayon effectif est imposé à une valeur de 11  $\mu\text{m}$  près de la surface (en dessous du troisième niveau du modèle) et de 12  $\mu\text{m}$  au dessus (Table 4.1).

## 4.2.2 Utilisation du modèle 1D

### Effets radiatifs des nuages

Afin de tester l'influence des ces paramètres sur la sensibilité climatique et plus spécifiquement sur l'intensité de la rétroaction positive des nuages bas simulée lors d'une augmentation de la température de surface, nous utilisons la même méthodologie que dans le chapitre 3 et plus spécifiquement dans la section 3.3.2. Nous avons vu que le modèle uni-dimensionnel utilisant les conditions CGILS du cas s6 permet de reproduire à la fois la fraction nuageuse présente et future (SST+2K) des modèles couplés et atmosphériques 3D dans les mêmes conditions grande-échelle de convection peu profonde (Figure 3.11 pour le SCM et les figures 3.5 et 3.8 pour les modèles 3D). Il est nécessaire d'appliquer un forçage stochastique pour que le modèle 1D reproduise correctement les résultats GCM. Chaque simulation dure 200 jours et les résultats sont moyennés après une période de 60 jours de spin-up.

La seconde étape consiste à effectuer des simulations testant l'influence des paramètres de tuning décrits précédemment sur les caractéristiques nuageuses du climat présent ainsi que sur leur sensibilité au réchauffement climatique. Pour cela, nous simulons à la fois une expérience de "Control" et une de réchauffement climatique (i.e. conditions p2k du protocole CGILS, avec tous les forçages modifiés) avec la modification de la valeur d'un paramètre du modèle. On note

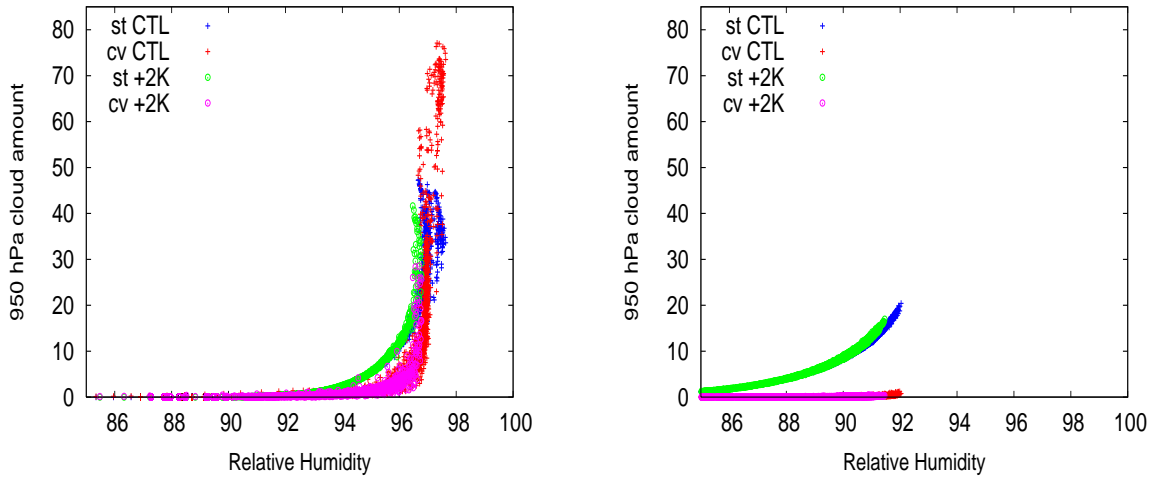


FIG. 4.3 – Fraction nuageuse calculée par les schémas stratiformes (bleu et vert) et convectifs (rouge et rose) pour la couche 950 hPa en fonction de l’humidité relative de la maille simulée par le SCM LMDZ dans le climat présent (croix) et futur (ronds). On représente la cas  $\gamma_0=0.005$  (gauche) et  $\gamma_0=0.05$  (droite). A chaque pas de temps, le maximum des deux fractions nuageuses est considéré comme la fraction nuageuse du modèle.

que certaines tests de sensibilité ont deux paramètres modifiés (le rayon effectif et un autre) par rapport à la simulation ”Control”.

Pour une série de simulations 1D avec différentes valeurs des paramètres de tuning, la figure 4.4a montre le changement de refroidissement radiatif SW au sommet de l’atmosphère lors d’un réchauffement climatique en fonction de son amplitude moyenne du climat présent.

L’augmentation de la valeur du coefficient  $\gamma_0$  utilisée dans la paramétrisation sous-maille des nuages diminue le forçage radiatif des nuages (i.e. diminue l’effet d’albédo refroidissant des nuages sur le climat). En effet, lorsque que l’on augmente la valeur de ce paramètre, la PDF de la vapeur d’eau totale devient plus large (Figure 4.1). Lorsque la valeur de  $\gamma_0$  est plus forte, la formation nuageuse devient plus facile pour de plus faibles valeurs d’humidité relative (Figure 4.3). Cela provoque des nuages précipitant plus facilement (avec une humidité relative moyenne de 97% pour le cas  $\gamma_0=0.005$  contre 92% pour  $\gamma_0=0.05$ ) et entraîne une fraction nuageuse moyenne plus faible. La formation de nuages par le schéma convectif est à prendre en compte pour les humidités relatives fortes dans le cas ”Control” (dans ces cas-là, il arrive que le maximum de la fraction nuageuse soit celle calculée par le schéma convectif) mais jamais pour le cas ” $\gamma_0=0.05$ ”.

Le changement des valeurs des paramètres ayant une influence sur l’eau condensée nuageuse ( $\tau$  et  $q_{crit}$ ) montre une anti-corrélation entre l’efficacité de précipitation et l’effet refroidissant des nuages du climat actuel. La diminution du rayon effectif des gouttes d’eau provoque également un effet refroidissant plus important (Figure 4.4a). D’autre part, plus l’eau condensée est importante, plus l’impact radiatif du nuage l’est également.

En cas de réchauffement climatique, les tests de sensibilité forment une relation linéaire entre leurs caractéristiques radiatives nuageuses présentes et leurs changements normalisés : Plus l’effet

refroidissant des nuages du climat présent est important (CRF SW), plus l'amplitude de la réponse des nuages est intense (Figure 4.4a). Pour les tests sur le paramètre  $\gamma$ , cette relation est directement liée à la fraction nuageuse. Pour les autres tests, cela révèle l'existence de relations entre les perturbations radiatives de l'atmosphère (émissivité liée au contenu en eau condensée pour un nuage donné) et les refroidissements radiatifs des nuages du climat présent et futur. Dans ces cas-là, l'amplitude de la sensibilité est-elle seulement due à un effet radiatif simple (plus d'eau liquide nuageuse, plus forte épaisseur optique du nuage et plus fort CRF SW) ou à un processus plus complexe liant l'eau condensée à la fraction nuageuse.

### Fraction nuageuse

Afin de faire le lien entre fraction nuageuse basse et forçage radiatif, un indice appelé LCI ("Low Cloudiness Index" pour indice de nébulosité basse) défini par :

$$LCI = \frac{\int_{P_0}^{P_{top}} CF(P) \frac{dP}{g}}{\int_{P_0}^{P_{top}} \frac{dP}{g}} \quad (4.2)$$

où  $P_0$  est la pression de surface et  $P_{top}$  est la pression du sommet de la couche limite (défini ici égale à 800 hPa),  $g$  est l'accélération normale de la pesanteur ( $9.81 \text{ m.s}^{-2}$ ) et  $CF$  est la fraction nuageuse à l'altitude  $P$ . Cette quantité est un indice qui représente les couches nuageuses basses sans considération de leur recouvrement vertical. Elle a été préférée à d'autres car elle permet une comparaison avec les sorties des modèles CMIP5 (absence d'un terme de fraction nuageuse basse dans le protocole CMIP5, par exemple). Par ailleurs, cette quantité est bien corrélée avec la fraction nuageuse basse calculée avec hypothèses de recouvrement. Comme pour les effets radiatifs des nuages, le terme LCI du climat présent est linéairement corrélée avec son changement normalisé après une augmentation de la SST de 2 K (Figure 4.4b). Cela suggère que l'amplitude de la rétroaction nuageuse ( $\Delta\text{CRF SW}$ ) est liée au premier ordre au changement de fraction nuageuse et donc à la fraction nuageuse présente, à la fois pour les tests de sensibilité influençant les nuages ( $\gamma$ ) mais également pour ceux influençant les propriétés optiques des nuages. Ce résultat est confirmé si on ajoute la relaxation en température et humidité au-dessus de 600 hPa (Figure 4.5), comme le suggère le protocole CGILS.

2 points majeurs peuvent être soulignés :

- (1) Quelque soit l'expérience de sensibilité, la rétroaction nuageuse est toujours positive dans notre modèle.
- (2) Les simulations uni-colonne montrent une robuste relation linéaire entre les propriétés nuageuses des nuages simulées dans le climat présent et celles répondant à un réchauffement climatique ( $R^2 = 0.97$  et  $R^2 = 0.92$  pour les relations CRF SW and LCI respectivement).

Pour examiner à quel point ces relations physiques sont robustes avec changements de conditions dynamiques, nous simulons maintenant les mêmes tests de sensibilité aux valeurs incertaines des paramétrisations en utilisant le modèle atmosphérique tridimensionnel.

### 4.2.3 Utilisation du modèle 3D

Une même série de tests de sensibilité est effectuée avec des GCMs atmosphériques en configurations AMIP (Gates, 1992) et aquaplanètes (avec le profil "QOBS" d'après Neale and Hoskins (2000)). Les simulations durent 4 ans (3 pour les aquaplanètes) et leurs résultats ont été moyennés

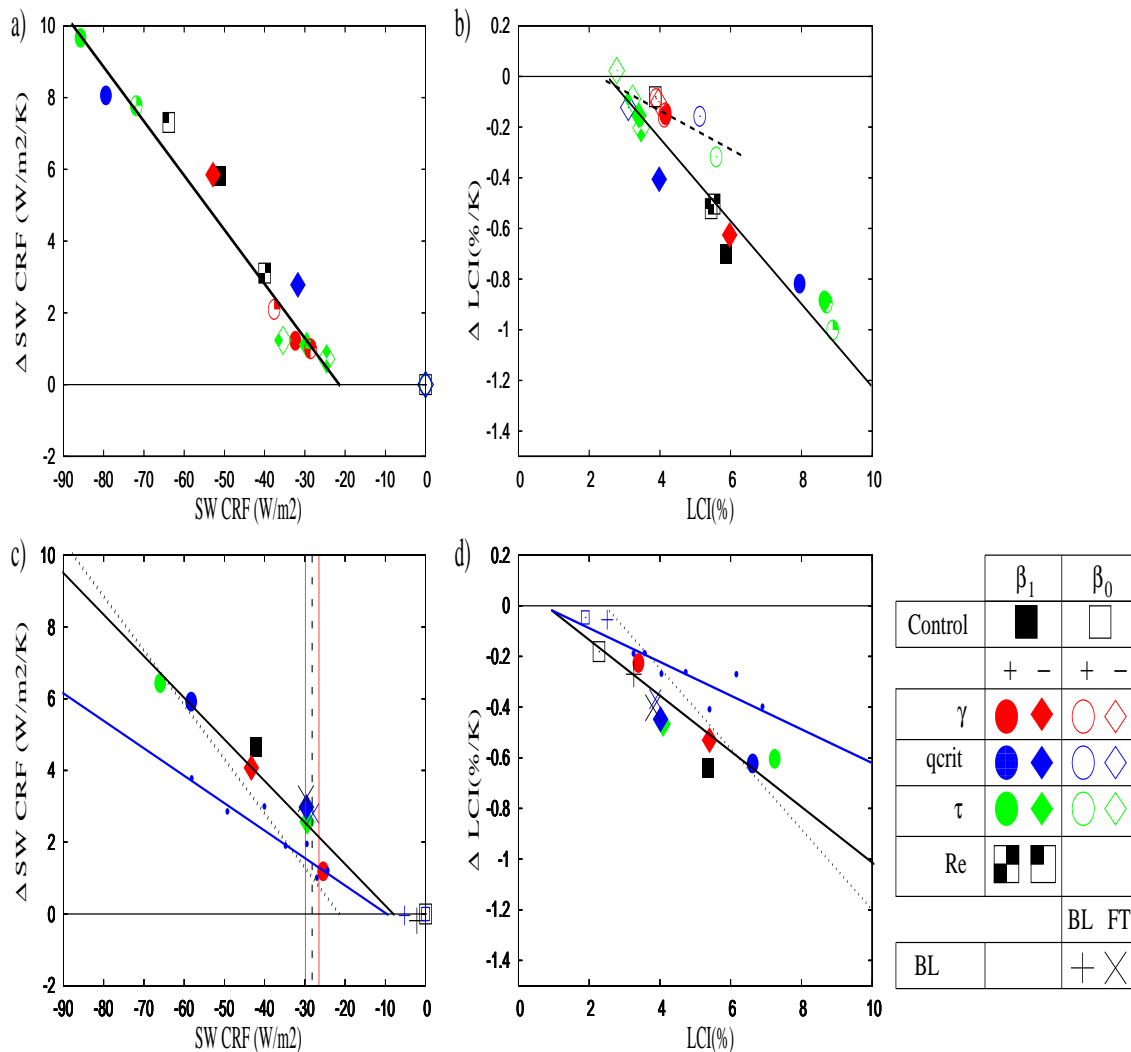


FIG. 4.4 – Relations entre changements futurs normalisés de 2 variables (SW CRF au sommet de l'atmosphère en  $\text{W}/\text{m}^2$  (gauche) et indice LCI pour Low Cloudiness Index en % (droite)) simulés par le modèle uni-colonne s6 CGILS (haut) et par les expériences atmosphériques AMIP (dans les régimes de faible subsidence et en ne considérant que les nuages bas non recouvert par d'autres types de nuages, en bas) lors d'une augmentation idéalisée de la SST (par 2K pour les SCMs, par 4K pour les AGCMs) en fonction de leurs amplitudes simulées lors du climat présent pour différentes valeurs des paramètres de tuning. Les symboles sont décrits dans le tableau en bas à droite avec leurs valeurs données dans le tableau 4.1. Les points simulés par le modèle 3D en configuration aquaplanète sont représentés par des petits points bleus. La régression linéaire des moindres carrés est représentée par une droite noire pleine pour les expériences  $\beta = 1$  (a et b) et reportée par la droite noire pointillée (en c et d). Les lignes pleines noires et bleues représentent les régressions aux moindres carrés simulées par les expériences AMIP et aquaplanètes respectivement (c et d). La valeur observée du CRF SW au niveau des régimes de faible subsidence (sans effets masquants des nuages hauts et moyens) basée sur les données CERES-EBAF est représentée par une droite verticale tiretée. Les droites rouges représentent l'estimation de l'intervalle de confiance (5 %-95 %) de la variabilité d'après le cycle saisonnier.



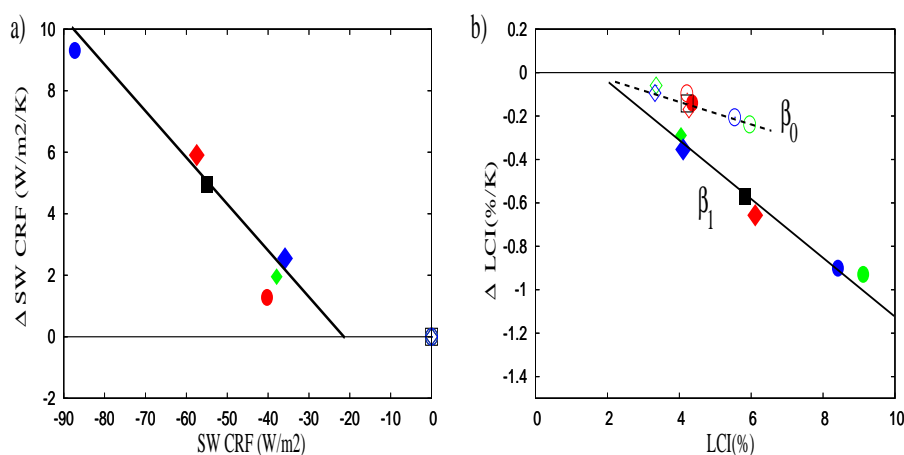


FIG. 4.5 – Idem que la figure 4.4a et b avec relaxation de la température et de l’humidité dans l’atmosphère libre (au-dessus de 600 hPa).

durant ce laps de temps moins 1 an de spin-up, suffisant pour obtenir une climatologie statistiquement robuste. Les simulations aquaplanètes sont pratiques car elles fournissent un cadre idéalisé de la climatologie et de la sensibilité des nuages bas tropicaux (Medeiros et al., 2008; Medeiros and Stevens, 2011). Une plus forte augmentation de la SST (+4K) par rapport aux simulations SCM (+2K) est prescrite dans les deux configurations pour renforcer la réponse des nuages lors du réchauffement climatique.

La figure 4.4 montre la relation entre le climat présent et futur pour le CRF SW (c) et le terme LCI (d) pour les points correspondant aux conditions s6 CGILS ( $w_{500} = 20 \pm 5$  hPa/jour et SST =  $298 \pm 1$  K dans le climat présent, et SST =  $302 \pm 1$  K dans le climat futur) et en ne considérant que les nuages bas non recouverts par d’autres types de nuages. Les deux relations montrent un mécanisme identique à celui décrit précédemment : une plus (moins) forte sensibilité quand l’effet d’albédo du climat actuel est plus (moins) fort. On retrouve une forte corrélation entre les propriétés nuageuses actuelles et leurs changements lors de l’augmentation de la SST ( $R^2 = 0.93/0.93$  pour le CRF SW et  $R^2 = 0.67/0.62$  pour le terme LCI utilisant les configurations AMIP/Aquaplanète respectivement).

Nous avons montré dans le chapitre précédent que la diminution du refroidissement des nuages bas lors d’un réchauffement de la surface est contrôlée par l’augmentation de l’apport de faible MSE provenant la troposphère libre dans la couche limite. Le terme BVA développé précédemment (Brient and Bony, 2012) définit l’advection verticale de couche limite entre 700 hPa et 900 hPa ; et son changement est bien corrélé au changement de fraction nuageuse basse lors de l’application d’une variété de différents forçages. Néanmoins comme on le voit sur la figure 4.4, pour un forçage donné, les différentes simulations ”tuning” simulent une variété de sensibilité. L’augmentation de la température de surface de la mer entraîne un changement donné du refroidissement radiatif de l’atmosphère ( $R_0$ ), de l’advection verticale de MSE intégrée verticalement (Figure 4.6) et de sa distribution verticale (Figure 4.7a) dans les simulations SCM et GCMs. Le changement de BVA, lié à la relation de Clausius-Clapeyron, est égale à  $-1.0 \pm 0.1 W/m^2$ .

Pour un forçage donnée, les changements de gradient de MSE et de  $R_0$  ne dépendent pas des paramètres de tuning. Un forçage donné implique une modification robuste de l’humidité relative dans l’atmosphère (Figure 4.7b), entraînant une sensibilité nuageuse dépendante de l’état actuel du climat : Plus l’effet refroidissant des nuages du climat présent est fort, plus la réponse radiative

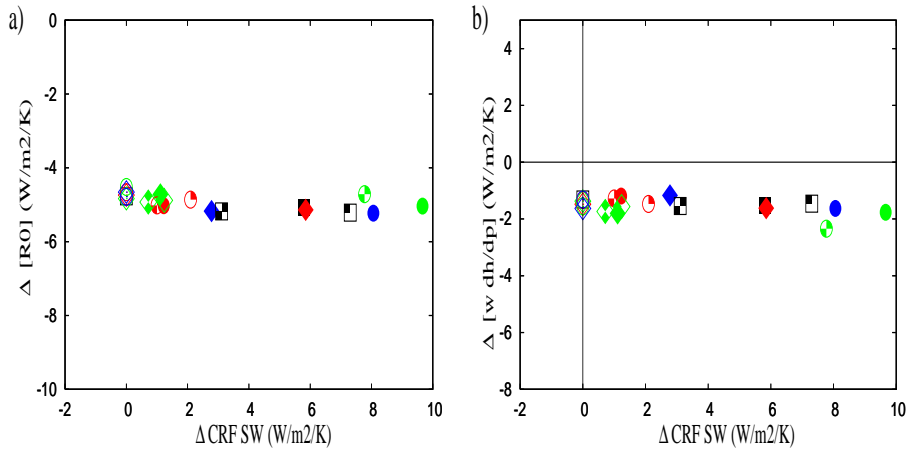


FIG. 4.6 – Relation entre le changement de CRF SW et le changement de refroidissement radiatif ciel clair (a) ou d'advection verticale de MSE (b) intégré totalement sur l'atmosphère, pour les simulations SCM simulant une gamme de différentes valeurs des paramètres de tuning (cf légende sur la figure 4.4).

des nuages à l'intensification du transport de faible MSE liée à la perturbation en SST est efficace, et donc plus la diminution des effets radiatifs des nuages bas est forte. Cela explique pourquoi le modèle IPSL prédit toujours une rétroaction **positive** des nuages bas tropicaux.

Afin d'expliquer cette robustesse, il est nécessaire de savoir quels processus contrôlent les effets radiatifs des nuages bas dans le climat actuel.

## 4.3 Interprétation

### 4.3.1 Rétroaction $\beta$

Les nuages bas refroidissent la couche limite par rayonnement infra-rouge (le nuage émet du rayonnement infrarouge dans toutes les directions de l'espace, diminue la température dans la couche et chauffe les couches périphériques, voir section 1.1.2). L'intensité de ce refroidissement radiatif LW dépend à la fois de la fraction nuageuse et de ses propriétés optiques. Au niveau de chaque altitude  $z$ , on sépare le refroidissement radiatif total ( $R(z)$ ) en une partie ciel-clair ( $R_0(z)$ ) et une partie forçage radiatif des nuages sur l'atmosphère ( $ACRF(z)$ ) tel que :

$$R(z) = R_0(z) + \beta ACRF(z) \quad (4.3)$$

Le terme ACRF (somme des composantes LW et SW) est défini comme la différence entre le CRF au sommet de l'atmosphère et à la surface, ou d'un point de vue équivalent comme l'intégrale verticale intégrée sur la troposphère de la perturbation radiative des nuages.

Le profil de chauffage radiatif de l'atmosphère de la simulation SCM Control et du modèle atmosphérique en configuration AMIP (Figure 4.8) montre que la composante nuageuse domine le refroidissement dans la couche limite, mais la partie rayonnement ciel-clair donne l'intensité du refroidissement radiatif total sur l'atmosphère entière. On note un réchauffement radiatif des nuages bas par effet de serre en dessous de 975 hPa. Un paramètre  $\beta$  est introduit dans l'équation standard du refroidissement radiatif (équation 4.3) afin de renforcer ou d'atténuer artificiellement l'influence radiative des nuages sur le refroidissement atmosphérique (par défaut  $\beta=1$ ). La comparaison de la simulation "Control" s6 CGILS ( $\beta=1$ ) avec la simulation sans effet radiatif des

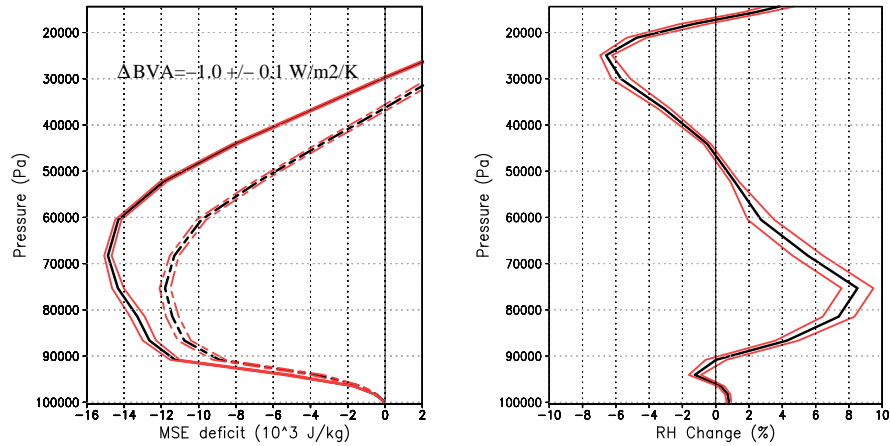


FIG. 4.7 – (a) Profil vertical moyen du déficit de MSE relatif à la surface et (b) changement de l’humidité relative (relativement à l’expérience Ctrl) provenant de la simulation AGCM en configuration AMIP dans les régimes des faible subsidence. Le profil moyen fournis par l’ensemble des expériences de sensibilité aux tuning (Tableau 4.1 et Figure 4.4c et d) dans le climat présent est tracé en lignes pointillées, et le cas de réchauffement climatique (+4K en SST) en lignes pleines. Les courbes rouges représentent la dispersion ( $\pm$  la déviation standard) d’après l’ensemble des tests de sensibilité.

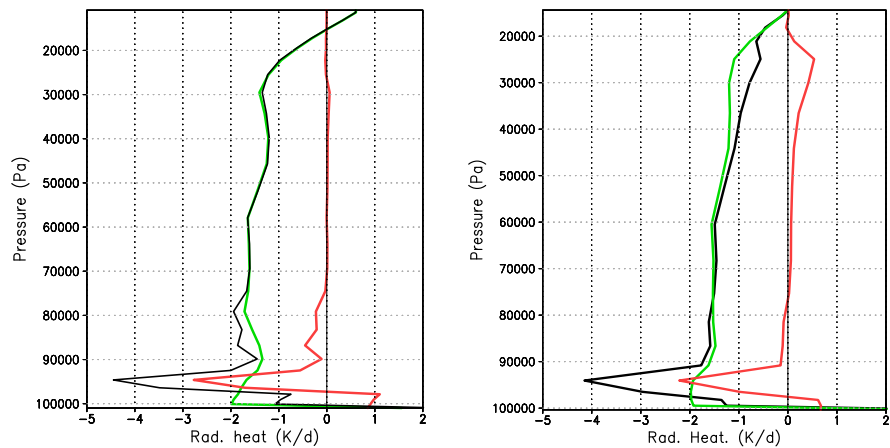


FIG. 4.8 – Profil vertical moyen du refroidissement radiatif total (noir) extrait des simulations control SCM s6 CGILS avec forçage stochastique sur  $\omega$  (gauche) et de la simulation AGCM en configuration AMIP dans les régimes de faible subsidence (droite) et décomposé en une partie nuageuse (rouge) et ciel-clair (vert) : référencés comme respectivement  $R_0(z)$  et  $ACRF(z)$  dans l’équation 4.3.

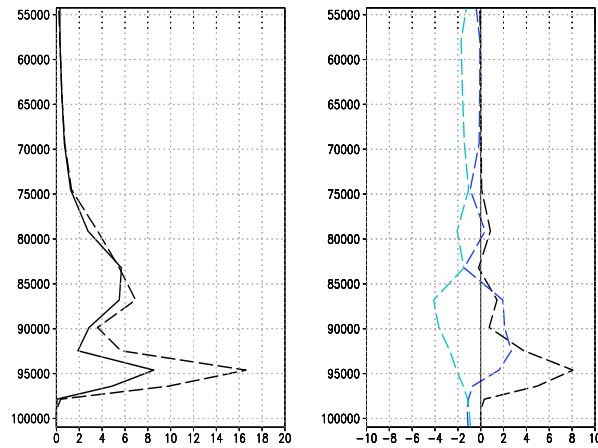


FIG. 4.9 – a) Profil vertical de la fraction nuageuse (en %) simulé par le cas control SCM s6 CGILS avec forçage stochastique sur  $\omega$  utilisant  $\beta=0$  (traits pleins) et  $\beta=1$  (tiretés). b) Changements des profils verticaux du changement de nuages (en %, noir), de température ( $\times 10$  en K, cyan) et d'humidité relative (en %, bleu) entre les expériences ( $\beta=1$ ) - ( $\beta=0$ ).

nuages ( $\beta=0$ ) montre que l'effet  $\beta$  a tendance à amplifier la fraction nuageuse (Figure 4.9). En effet, les effets radiatifs des nuages ont tendance à diminuer la température, à augmenter l'humidité relative de la maille et donc à augmenter la fraction nuageuse. Les nuages contribuent donc à leur propre maintenance dans le climat présent via cette rétroaction  $\beta$  positive (Figure 4.10).

### 4.3.2 Sensibilité à l'effet $\beta$

#### Dans le modèle 1D

Les expériences de sensibilité utilisant le modèle 1D sont répétées avec  $\beta=0$  (après appelés  $\beta_0$ ). Les expériences  $\beta_0$  montrent une diminution de la valeur de la nébulosité basse LCI dans le climat présent et également une plus faible sensibilité climatique (Figure 4.4b et Figure 4.5b ; par définition le forçage radiatif des nuages SW est nul). La variation relative en % de LCI (normalisé par le changement de température de surface) donne des valeurs<sup>1</sup> de  $-8.0 \pm 3.2 \cdot 10^{-2}$  et  $-2.6 \pm 1.8 \cdot 10^{-2} \text{ K}^{-1}$  respectivement pour les cas avec et sans effet  $\beta$ . Ces différentes pentes confirment que l'intensité de la rétroaction  $\beta$  influence à la fois les nuages du climat présent et leur sensibilité au réchauffement. Dans les cas avec relaxation, les pentes sont sensiblement les mêmes avec de plus faibles incertitudes (valeurs de  $-8.6 \pm 2.4 \cdot 10^{-2}$  et  $-3.1 \pm 0.8 \cdot 10^{-2} \text{ K}^{-1}$  respectivement pour les cas avec et sans effet  $\beta$ ).

La rétroaction  $\beta$  agit donc comme un amplificateur de la fraction nuageuse dans le climat présent en gardant la même hiérarchie des effets des paramètres de tuning lors d'un réchauffement climatique (une efficacité de précipitation plus faible donnera toujours une fraction nuageuse et une sensibilité plus fortes, par exemple). En effet, un impact radiatif des nuages accentué (via différentes fractions nuageuses ou propriétés optiques) augmente le refroidissement radiatif LW via l'effet  $\beta$ . Cela explique pourquoi l'on observe une augmentation de la fraction nuageuse lorsque que l'on modifie seulement les effets radiatifs des nuages bas (l'efficacité de précipitation ou la microphysique). Néanmoins, il est nécessaire de savoir si cette rétroaction agit localement ou

<sup>1</sup>L'unité  $\text{K}^{-1}$  doit être comprise comme le rapport du changement de nébulosité en %/K sur la nébulosité présente en %

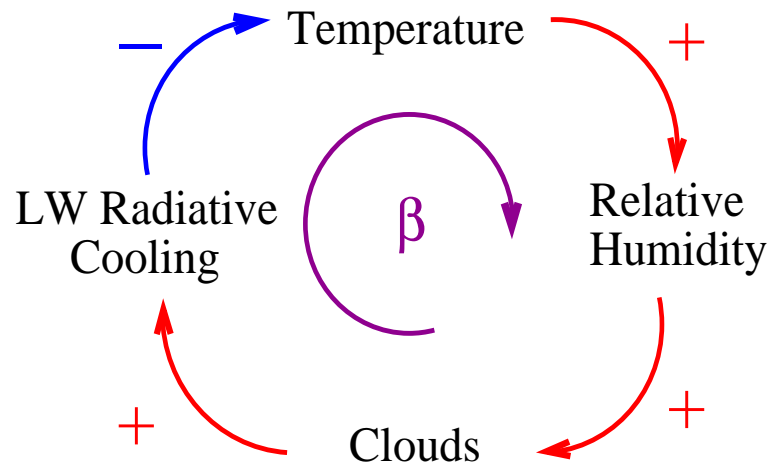


FIG. 4.10 – Rétraction positive d’auto-maintenance des nuages bas dans le modèle de l’IPSL-CM5A. Les nuages perdent de l’énergie à l’atmosphère par rayonnement infra-rouge, ce qui diminue la température de la maille, augmente l’humidité relative et la fraction nuageuse.

globalement.

### Dans le modèle 3D

L’absence d’effets radiatifs des nuages sur toute l’atmosphère dans les expériences atmosphériques 3D (configurations AMIP et aquaplanètes) montre également une diminution de la fraction nuageuse actuelle et de la sensibilité climatique lors d’un réchauffement (Figure 4.4d). Afin de découpler l’influence locale et globale de la rétroaction  $\beta$  sur les nuages, nous appliquons  $\beta_0$  au niveau de deux différentes zones : une dans l’atmosphère libre au-dessus du niveau 700 hPa et une dans la couche limite au-dessous du niveau 700 hPa (appelé FT et BL respectivement), en gardant  $\beta=1$  ailleurs.

La figure 4.11 montre la PDF pour les simulations AMIP dans ces 3 cas perturbés. On remarque que l’application de  $\beta=0$  homogénéise la circulation tropicale en diminuant le pic de faible subsidence et en augmentant la part des faibles ascendances. Les fortes subsidences sont plus nombreuses, et les fortes convections moins nombreuses. Au premier ordre, seule l’absence d’effets radiatifs des nuages dans l’atmosphère libre (courbe en bleu) influence ce changement de circulation. A l’inverse, l’application de  $\beta=0$  dans la couche limite augmente la fréquence des faibles subsidence et diminue l’occurrence des faibles ascendances.

Les effets radiatifs des nuages dans l’atmosphère libre chauffent l’environnement au niveau des zones convectives. Ce forçage radiatif augmente la stabilité de toute la région tropicale et diminue l’intensité de la circulation atmosphérique. L’impact radiatif des nuages de couche limite sur la circulation tropicale est plus faible, et modifie les transports horizontaux d’énergie.

La figure 4.11 montre que l’impact des nuages convectifs sur la dynamique tropicale est donc plus important que l’influence des nuages de couche limite. La figure 4.4d confirme que, dans les régimes faiblement subsidents, les cas  $\beta_1$  et  $\beta_0$  FT sont proches. A l’inverse, la simulation  $\beta_0$  BL simule des caractéristiques nuageuses similaires au cas  $\beta_0$ . La rétroaction nuageuse des zones de subsidence est au premier ordre contrôlée par des processus locaux (SST, flux de surface...) et au second ordre par des processus longue-distance (stabilité, transport...) et par la modification du poids statistique des régimes subsidents.

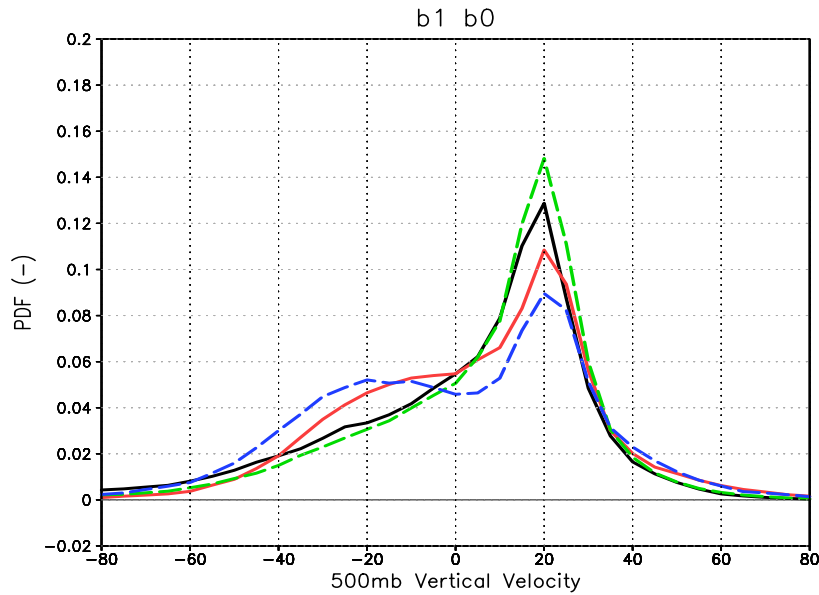


FIG. 4.11 – PDFs de la vitesse verticale à 500 hPa dans les tropiques ( $30^{\circ}\text{N}$ - $30^{\circ}\text{S}$ ) simulés par le modèle atmosphérique LMDZ en configuration AMIP pour différents effets radiatifs des nuages : cas  $\beta_1$  (noir) et cas  $\beta_0$  appliqués dans toute l’atmosphère (rouge), dans la couche limite (vert, en dessous de 700 hPa) et dans l’atmosphère libre (bleu, au dessus de 700 hPa).

#### 4.4 Contraintes observationnelles

Les résultats précédents montrent des corrélations entre l’état du climat présent et la sensibilité future pour l’effet radiatif SW des nuages au sommet de l’atmosphère (Figure 4.4c) ou pour la fraction nuageuse (Figure 4.4d). Nous pouvons imaginer un futur test observationnel contraignant la valeur du climat présent simulée par le modèle.

Afin d’identifier les conditions de faible subsidence typiques de la convection peu profonde simulée par le cas s6 CGILS, la même sélection de points utilisée par les modèles GCM atmosphériques est appliquée aux observations et ré-analyses : les moyennes mensuelles provenant des ré-analyses ERA-interim (Dee et al., 2011) caractérisent l’atmosphère en température, pression et vitesse verticale, les données CERES-EBAF<sup>2</sup> (Loeb et al., 2009) sont utilisés afin de quantifier le forçage radiatif des nuages au sommet de l’atmosphère et les données GOCCP (Chepfer et al., 2010) sont utilisées pour les profils verticaux de nuages. Nous sélectionnons les points des régimes de faibles subsidences océaniques ( $w_{500}=20\pm 5$  hPa/jour) et de température de surface de la mer de  $298\pm 1$  K extraits pour établir une climatologie robuste statistiquement des nuages de convection peu profonde (proche des conditions du cas s6 CGILS). On moyenne cette sélection sur 45 mois (de Juin 2006 à Février 2010).

Afin d’éviter l’effet masquant des nuages hauts et moyens et se focaliser sur le comportement des nuages bas, nous sélectionnons seulement les points avec moins de 5% de nuages hauts et moyens (étudiant 20% des points sélectionnés avant). Le seuil n’est pas très critique dans les observations. Dans les modèles atmosphériques utilisant la physique de l’IPSLCM5A, ce filtre est de 10% car les nuages hauts sont plus nombreux et un filtre trop sélectif est préjudiciable

<sup>2</sup>[http://ceres.larc.nasa.gov/documents/DQ\\_summaries/CERES\\_EBAF\\_Ed2.6\\_DQS.pdf](http://ceres.larc.nasa.gov/documents/DQ_summaries/CERES_EBAF_Ed2.6_DQS.pdf)

statistiquement. Ce problème de fort effet masquant des nuages hauts dans le modèle empêche également d'utiliser les données issues du simulateur CALIPSO. En effet, les nuages bas issus du simulateur sont peu nombreux même avec un filtre important sur les nuages hauts. Lors d'une augmentation de la température de surface, leur sensibilité est inverse par rapport à ce que simule le modèle (augmentation de la fraction nuageuse au lieu d'une diminution) car l'effet masquant des nuages hauts devient plus faible, et donc la fraction des nuages bas augmente artificiellement.

Finalement, cette sélection permet d'identifier les conditions Shallow Cumulus des régimes de faibles subsidences. On trouve une estimation de l'effet d'albédo refroidissant des nuages (CRF SW) égale  $-28.2 \pm 1.7 \text{ W/m}^2$  et une nébulosité basse (LCI) égale à  $11.7 \pm 0.6 \%$ , donnée par un écart de confiance à 95%. Cela montre que le modèle de l'IPSL CM5A utilisant une configuration AMIP donne un effet radiatif des nuages bas trop fort dans le climat présent ( $-42.2 \text{ W/m}^2$ , plus fort d'un facteur 1.6), ce qui d'après la relation de la figure 4.4c nous donne une rétroaction des nuages bas océaniques trop forte dans le modèle de l'IPSL. Une estimation de la fraction nuageuse calculée par le simulateur CALIPSO (Chepfer et al., 2008) serait plus réaliste pour une comparaison modèle/satellites. Celle-ci confirme la sous-estimation de la fraction nuageuse ( $2.6 \pm 0.3 \%$ , plus faible d'un facteur 4.5). Associé à la surestimation de l'épaisseur optique des nuages, nous retrouvons les résultats d'études précédentes (Konsta et al., 2012; Chepfer et al., 2008). L'écart aux observations est représenté sur la figure 4.4c pour le CRF SW, il ne peut être représenté pour le LCI car ce terme est différent de celui calculé par un satellite.

La relation entre le climat présent et futur déduite des tests de sensibilité aux paramètres incertains du modèle donne une possible estimation de la sensibilité des nuages bas de convection peu profonde attendue lors d'un réchauffement climatique (Figure 4.4c et 4.4d). Néanmoins, en raison du nombre important d'incertitudes telles que la valeur de la pente de la courbe, la sélection de points significatifs ou encore les possibles erreurs compensatoires non identifiées dans le climat réel, cette valeur de sensibilité serait dépendante d'un seul modèle. Afin de tester la robustesse d'une valeur, il est nécessaire d'analyser d'autres modèles en calculant principalement la régression linéaire, telle celle estimée par les figures 4.4c et 4.4d, car celle-ci donne au premier ordre l'amplitude de la sensibilité nuageuse. Néanmoins, seule une étude combinée entre approches PPE et multi-physiques permettrait de conserver une cohérence physique indispensable pour la détermination d'une contrainte observationnelle pertinente à la sensibilité des nuages bas océaniques.

## 4.5 Mécanismes robustes des rétroactions nuageuses du modèle IPSL-CM5A

Les résultats décrits précédemment ont révélé plusieurs résultats robustes de la rétroaction des nuages bas dans le modèle de l'IPSL CM5A :

- (1) Les tests de sensibilité aux valeurs des paramètres incertains affectant en priorité les nuages bas simulent toujours une rétroaction positive lors d'un même changement climatique à la fois dans les modèles uni-colonne et les modèles tri-dimensionnels atmosphériques (Figure 4.4). Cela suggère que cette rétroaction est contrôlée par des processus physiques robustes.
- (2) Les propriétés physiques des nuages bas (fraction et effets radiatifs) montre une forte corrélation entre leurs valeurs actuelles et leurs sensibilités futures pour une même perturbation radiative ( $\Delta\text{SST}$ ), mettant en évidence le fait que la rétroaction est à la fois contrôlée par le changement d'advection verticale de MSE (changement de l'intensité du terme BVA, Figure 4.6) et par la climatologie nuageuse du climat présent (ACRF actuel).

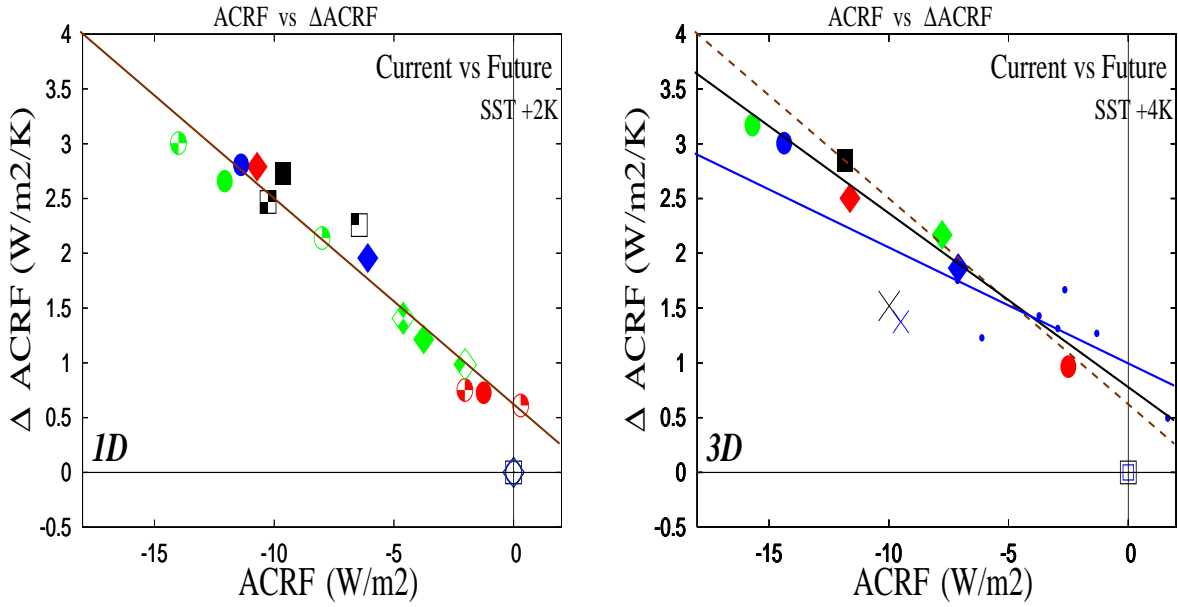


FIG. 4.12 – Relation entre le forçage radiatif des nuages intégrée sur l'atmosphère (ACRF) et son changement en cas de réchauffement de la surface de la mer, pour les simulations SCM (a) et AGCMs (b) simulant une gamme de différents valeurs de paramètres de tuning (cf légende sur la figure 4.4).

(3) Le fait que le BVA soit constant pour cette expérience multi-paramètres ( $-1.0 \pm 0.1 \text{ W/m}^2/\text{K}$  d'après les modèles atmosphériques) prouve la robustesse de la réponse des nuages bas du modèle IPSL-CM5A à la modification de la relation de Clausius-Clapeyron dans un climat futur plus chaud (voir chapitre 3 et Brient and Bony (2012)).

(4) L'intensité de la rétroaction positive est liée à la rétroaction  $\beta$  (Figure 4.10) qui lie l'humidité relative à l'impact radiatif des nuages.

Pour un réchauffement climatique donné, l'assèchement de la PBL engendre un changement nuageux dépendant de l'état actuel de l'atmosphère. Plus la nébulosité présente est importante (via l'amplitude de la rétroaction  $\beta$  influencée par les valeurs des paramètres de "tuning"), plus la diminution du refroidissement radiatif des nuages est forte lors d'un réchauffement. Cette diminution aide plus facilement à compenser la perte d'énergie par advection verticale subsidente de faible MSE dans la couche limite. Pour étudier cette relation, nous utilisons un bilan d'énergie statique humide tel celui utilisé dans la section 3.5.

D'après l'analyse énergétique présentée dans la section 3.5.1 et dans l'équation 3.4, le terme de forçage radiatif des nuages sur l'atmosphère est exprimé tel que :

$$[ACRF] = -[R_0] - (LH + SH) + \left[\omega \frac{\partial h}{\partial P}\right] + [\vec{V} \cdot \vec{\nabla} h] \quad (4.4)$$

et son changement en cas de perturbation (comme un réchauffement climatique) peut quant à lui être exprimé sous la forme :

$$\Delta[ACRF] = -\Delta[R_0] - \Delta(LH + SH) + \Delta\left[\omega \frac{\partial h}{\partial P}\right] + \Delta[\vec{V} \cdot \vec{\nabla} h] \quad (4.5)$$

La figure 4.12 montre une bonne corrélation entre les valeurs présentes du ACRF et leur sensibilité, car les termes ACRF et CRF SW sont très corrélés, et leurs sensibilités également.



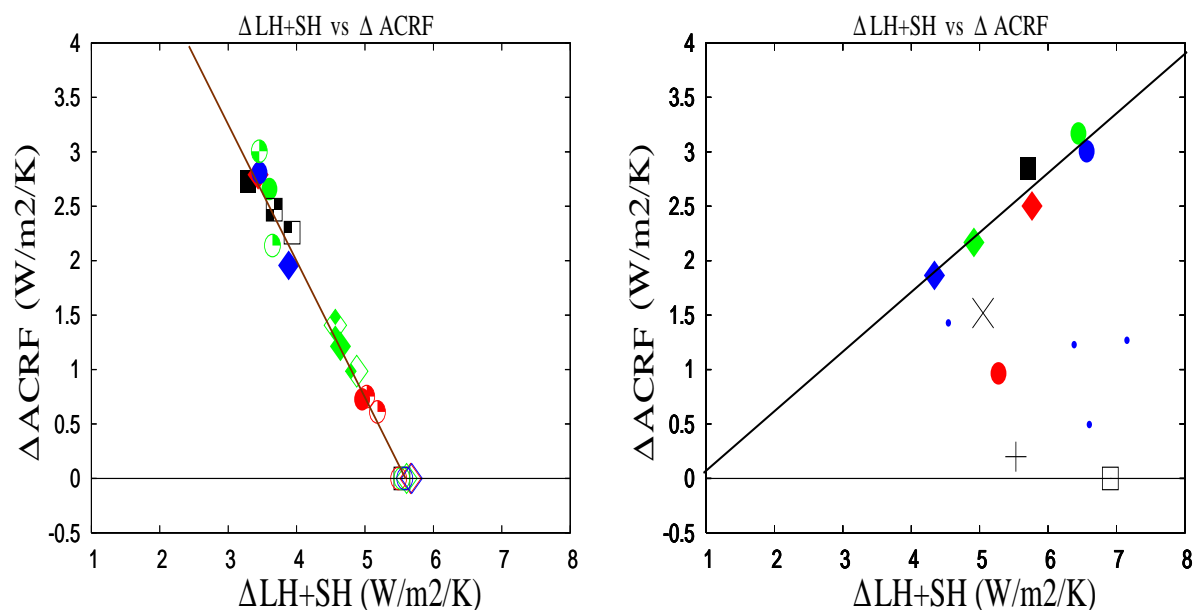


FIG. 4.13 – Relation entre changements de flux turbulents de surface et de forçage radiatif des nuages intégrée sur l'atmosphère (ACRF) en cas de réchauffement de la surface de la mer, pour les simulations SCM (a) et AGCMs (b) simulant une gamme de différents valeurs de paramètres de tuning (cf légende sur la figure 4.4).

La figure 4.6 montre que les termes  $[\omega \frac{\partial h}{\partial P}]$  et  $-[R_0]$  sont constants pour les différentes valeurs des paramètres de "tuning" dans le modèle uni-colonne. La méthodologie CGILS dit également que l'on considère le terme d'advection horizontale  $[\vec{V} \cdot \vec{\nabla} h]$  comme étant constant non nul. On définit un terme de contribution énergétique EC1 tel que :

$$EC1 = [\omega \frac{\partial h}{\partial P}] - [R_0] + [\vec{V} \cdot \vec{\nabla} h] \quad (4.6)$$

L'équation 4.5 se réécrit donc :

$$\Delta[ACRF] + \Delta(LH + SH) = \Delta EC1 \quad (4.7)$$

La figure 4.13 montre que, dans le modèle 1D, il y a une très forte relation entre les deux termes à gauche de l'équation 4.7, confirmant l'absence de variation du terme EC1. Les points transparents ( $\beta_0$ ) sur la figure 4.13 donne également une estimation maximale du changement des flux de surface. En effet, sans changement radiatif des nuages bas et à conditions dynamiques données, seuls les flux turbulents compensent la diminution de MSE dans la couche limite par advection verticale et par refroidissement radiatif. Cela suggère que l'amplitude de la diminution des effets radiatifs des nuages rend moins nécessaire l'apport d'énergie par les flux turbulents de surface.

Toutefois, les simulations tri-dimensionnelles se comportent différemment (Figure 4.13b). Il apparaît également une relation linéaire entre changements de flux et d'effets radiatifs des nuages bas (plus spécifiquement dans les configurations AMIP) mais de pente opposée à celle des simulations uni-colonne. Pourquoi a-t-on un effet antagoniste entre modèles 1D et 3D ?

La principale différence entre les modèles uni-colonne et tri-dimensionnels provient du couplage dynamique. L'équation 4.7 se réécrit de la façon suivante :

$$\Delta[ACRF] + \Delta(LH + SH) - \Delta([\vec{V} \cdot \vec{\nabla} h]) = \Delta EC2 \quad (4.8)$$

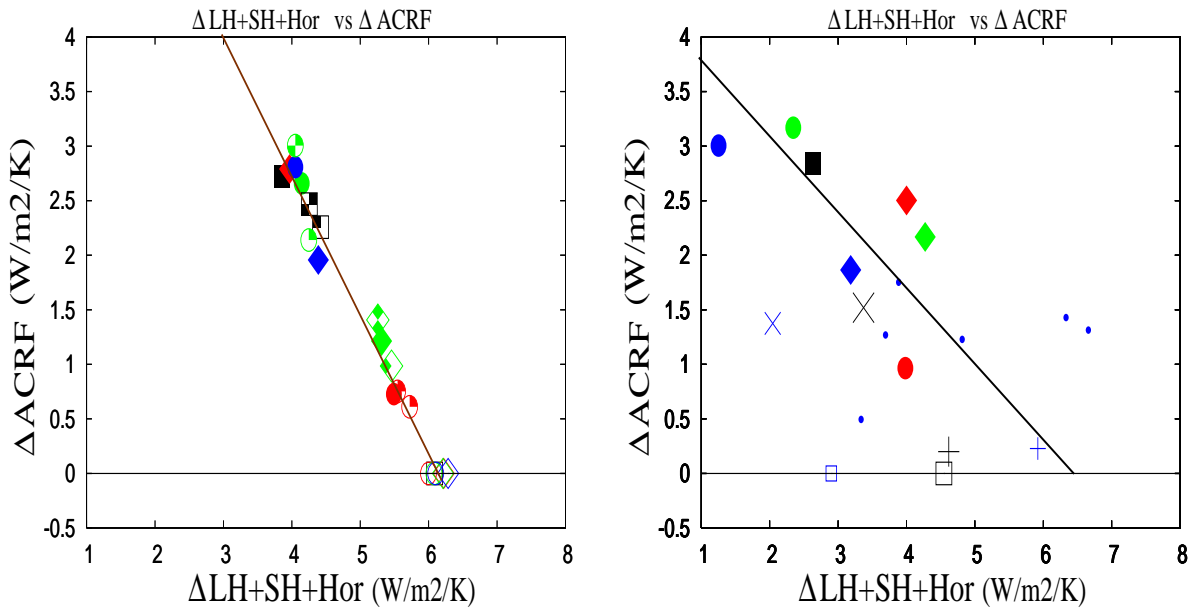


FIG. 4.14 – Relation entre changements de flux turbulents de surface plus un terme de résidu de l'équation de MSE (au premier ordre changements d'advection horizontale de MSE) et changements de forçage radiatif des nuages intégrée sur l'atmosphère (ACRF) en cas de réchauffement de la surface de la mer, pour les simulations SCM (a) et AGCMs (b) simulant une gamme de différents valeurs de paramètres de tuning (cf légende sur la figure 4.4).

où  $EC2 = EC1 - [\vec{V} \cdot \vec{\nabla} h]$  est défini comme la contribution énergétique thermodynamique (la dynamique est seulement représentée par la vitesse verticale dans notre sélection en régimes). La figure 4.14a ne montre pas de changements significatifs de la pente dans le cas des simulations SCM, avec un petit changement de l'ordonnée à l'origine consécutif au faible changement intégré de l'advection horizontale de MSE dans le cas du protocole CGILS. Dans le cas des simulations 3D, la pente change de signe si on ajoute le changement d'advection horizontale de MSE (Figure 4.13b et Figure 4.14b). On note néanmoins une assez forte dispersion des points car le terme ajouté aux changements de flux de surface correspond exactement au terme de résidu de l'équation du bilan de MSE. Au premier ordre, ce résidu représente les changements du transport horizontal de MSE.

La perturbation radiative d'un forçage donné (ici  $\Delta SST$ ) entraîne 3 effets : (1) Une augmentation de la perte de MSE par advection verticale et par refroidissement radiatif dans le PBL en cas de réchauffement climatique compensée par (2) une diminution robuste de l'effet refroidissant des nuages et par (3) une très forte modification de la perte d'énergie par transport horizontal de MSE. La difficulté d'interprétation de ce dernier résultat provient d'une triple modification de la circulation atmosphérique tropicale par les valeurs des paramètres de tuning à la fois dans les zones subsidentes, dans les zones convectives et dans les extra-tropiques. L'amplitude de l'effet  $\beta$  modifie les gradients horizontaux de température et d'humidité sur tout le globe. Comme les extratropiques possèdent la plus forte nébulosité basse, les variables thermodynamiques (humidité, température) sont affectées par les modifications de l'effet  $\beta$ . Ainsi, le changement de transport horizontal d'énergie entre les Tropiques et les extratropiques en cas de réchauffement l'est également.

Pour des conditions dynamiques réalistes, cela suggère que la modification nuageuse entraîne

une modification du transport horizontal de MSE. Les flux de surface sont une variable d'ajustement qui permet de conserver le bilan énergétique de l'atmosphère, après les modifications physiques (relation de Clausius-Clapeyron) et dynamiques (modification des gradients de MSE tropicaux) consécutifs à une perturbation sur l'atmosphère.

## 4.6 Conclusions

L'utilisation d'une hiérarchie de modèles a permis de tester l'influence d'un sous-ensemble de paramètres de tuning utilisés dans la physique du modèle IPSL-CM5A sur les caractéristiques des nuages de convection peu profonde. Les valeurs des paramètres influençant directement les nuages bas modifient le climat présent qui agit sur la sensibilité des nuages à un réchauffement de la surface de l'océan dans les SCM et AGCM (pour des configurations AMIP et aquaplanète). Ces expériences démontrent la robustesse de la rétroaction positive des nuages bas et du mécanisme décrit dans le chapitre précédent (Brient and Bony, 2012). La dispersion de la sensibilité des nuages bas est corrélée aux caractéristiques nuageuses du climat présent : un effet radiatif des nuages bas plus fort entraîne une plus forte sensibilité climatique.

Pour des conditions dynamiques fixées, le mécanisme robuste d'assèchement des couches au-dessus de la surface lors d'un réchauffement provoque une perte énergétique nuageuse d'autant plus importante que la fraction nuageuse du climat présent est importante. Au final, l'augmentation des flux de surface équilibre le bilan de MSE dans l'atmosphère. Nous obtenons une anti-corrélation entre le changement d'effets radiatifs des nuages et les flux de surface. Dans des conditions dynamiques réalistes, il est nécessaire de tenir compte de l'influence des nuages bas sur les gradients horizontaux de MSE au niveau de la couche limite, modifiant le transport au niveau des zones de subsidence. Il serait intéressant de caractériser le couplage entre changements thermodynamiques et dynamiques liés aux modifications nuageuses lors d'un réchauffement.

Cette étude suggère que les paramètres de tuning ont des effets importants sur leur sensibilité climatique en cas de réchauffement, à travers une modification de leurs propriétés nuageuses du climat présent. Ces paramètres ont été choisis pour influencer localement le type de nuage qui contribuent le plus à l'incertitude de la sensibilité climatique simulée par les modèles (Bony and Dufresne, 2005; Medeiros et al., 2008). D'autres paramètres peuvent également influencer la sensibilité des nuages par des effets à distance, qui peuvent jouer un rôle sur le profil vertical de MSE ou sur l'advection horizontale de MSE. L'étude SCM n'est pas en mesure de représenter ces effets et une approche 3D conduirait à une meilleure compréhension de l'influence de chaque paramètre de tuning sur la sensibilité nuageuse.

Même si d'autres études soulignent différents signes de rétroaction nuageuse, certaines caractéristiques fondamentales du comportement de la basse troposphère lors d'un réchauffement de la surface semble être robuste, en particulier l'approfondissement de la couche limite, en réponse à l'augmentation des flux de surface (Medeiros et al., 2005; Stevens, 2007), l'augmentation du refroidissement radiatif ciel-clair (Wyant et al., 2009), l'effet de Clausius-Clapeyron (Zhang and Bretherton, 2008; Brient and Bony, 2012) ou encore l'augmentation du transport d'air sec dans la couche sous-nuageuse (Rieck et al., 2012). Ainsi, le signe de la rétroaction nuageuse simulée par un modèle climatique pourrait être lié au rapport entre l'amplitude du transport verticale de faible MSE et l'intensité de l'humidification par convection peu profonde, qui entraînent des effets opposés sur l'humidité relative de la PBL et sur la réponse radiative des nuages. La représentation verticale des nuages de convection peu profonde dans le climat présent pourrait servir d'indice de la sensibilité climatique future car il est formé à

partir du couplage entre les différentes paramétrisations de couche limite (Watanabe et al., 2012).

Une valeur de la sensibilité nuageuse déduite des observations n'est pertinente que si le mécanisme de rétroaction positive des nuages décrit dans les deux chapitres précédents est comparé et évalué. Pour cela, il est nécessaire d'examiner la relation entre les nuages et le gradient vertical de MSE entre l'atmosphère libre et la surface dans le climat présent en utilisant les observations. Les modèles fournissent des expériences de sensibilité climatique à diverses perturbations radiatives dans le cadre du protocole CMIP5. Elles sont utiles pour examiner cette relation nuages-MSE entre le climatologie présente et la réponse future. Cette analyse combinée permet d'examiner si le gradient de MSE est discriminant des réponses des nuages bas de convection peu profonde prédites par les différents modèles climatiques.

# Résumé du mécanisme de rétroaction du modèle IPSL-CM5A

Nous allons dans cette section résumer les mécanismes plus ou moins robustes qui constituent la rétroaction des nuages bas lors d'une augmentation de la température de surface de l'océan simulée par le modèle IPSL-CM5A, d'après les deux chapitres précédents. Ce résumé est décrit de manière simplifiée sur la figure 4.15.

Lors d'un réchauffement idéalisé par une augmentation de la température de la surface de mer, la température de l'atmosphère augmente sur toute la troposphère (davantage en altitude qu'à la surface). Le réchauffement augmente l'humidité spécifique à saturation, d'après la relation de Clausius-Clapeyron, et en gardant au premier ordre l'humidité relative constante, cela augmente l'humidité spécifique de l'atmosphère. Cela entraîne deux effets : (1) L'humidification de l'atmosphère augmente l'épaisseur optique de l'atmosphère, l'effet de serre (rétroaction de la vapeur d'eau, Manabe and Wetherald (1967); Held and Soden (2000)) et le réchauffement augmente le refroidissement radiatif ciel-clair qui est perdu au sommet de l'atmosphère. Cette augmentation entraîne une intensification de la convection (peu profonde et profonde), résultat robuste d'après les modèles simples d'équilibre radiatif-convectif. (2) Comme l'humidité relative moyenne de l'atmosphère est inférieure à 100%, l'humidité spécifique à saturation augmente plus fortement que l'humidité spécifique sur toute l'atmosphère (et donc l'excès à la saturation augmente sur toute l'atmosphère). L'humidification de l'atmosphère est plus intense dans les basses couches de l'atmosphère (fortes températures), plutôt que dans la haute troposphère aux faibles températures (d'après la relation de Clausius-Clapeyron). Ce gradient de modification entraîne une augmentation plus importante du terme d'énergie statique humide ( $MSE = c_p T + g z + L q$ ) près de la surface, et donc une augmentation du gradient de MSE entre la surface et l'atmosphère libre (défini comme 700 hPa) et du terme BVA. Finalement, on note l'augmentation robuste du terme d'excès à la saturation ( $q_{sat} - q$ ); terme qui semble avoir un lien fort avec la fraction dans les observations et les LESs (Jam et al., 2012). Les phénomènes décrits précédemment peuvent être considérés comme robustes physiquement et sont supposés être présents dans tous les modèles climatiques. Cette partie est représentée dans le cadre *Robust Physical Mechanism* sur la figure 4.15.

L'intensification de la convection peu profonde et des flux de surface turbulents entraîne une augmentation de la hauteur de la couche limite, associé à une humidification des plus hautes couches de la couche limite et dans l'atmosphère libre par les cumulus de convection peu profonde. A l'inverse, l'épaississement est corrélé à l'augmentation du gradient vertical de MSE dans les régimes de faible subsidence entraînant une augmentation du transport du faible MSE provenant de l'atmosphère libre vers les basses couches de la couche limite par advection verticale. Les modifications d'humidité relative associés sont assez faibles par rapport à leur valeur actuelle, on peut toujours considérer l'humidité relative quasi-constante en cas

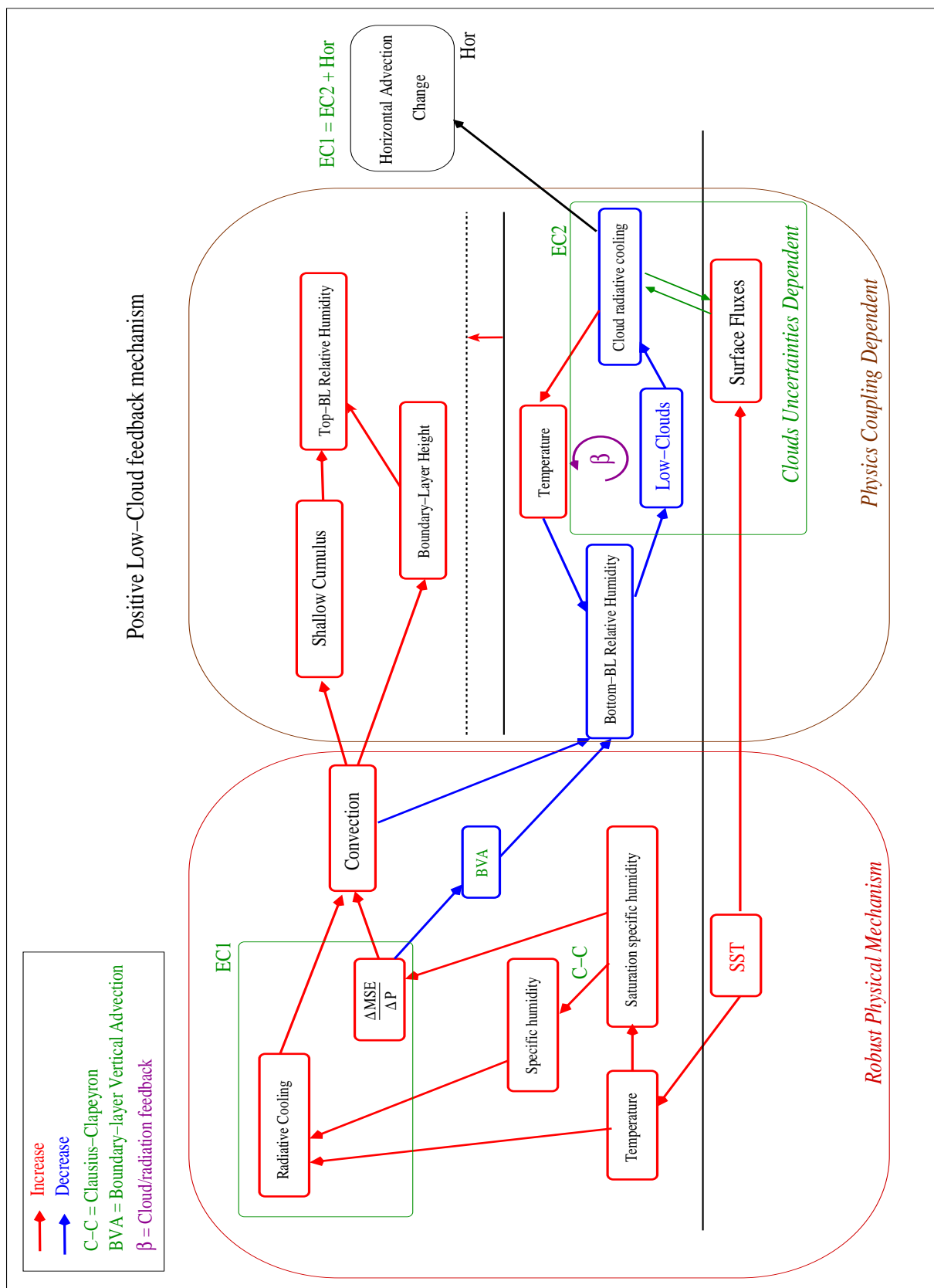


FIG. 4.15 – Résumé des mécanismes régissant la rétroaction nuageuse simulée par le modèle IPSL-CM5A (pour des conditions dynamiques de faible subsidence invariables)

de réchauffement climatique. Le changement vertical d'humidité relative est robuste pour le modèle IPSL-CM5A dans un cas de réchauffement climatique. Dans le cas d'une augmentation seule du CO<sub>2</sub>, on observe le phénomène inverse. Ce changement entraîne un changement de nébulosité dépendant du profil nuageux simulé dans le climat présent. La physique du modèle de l'IPSL-CM5A (particulièrement les couplages entre schémas de turbulence, de nuages et de convection) simule une forte nébulosité proche de la surface (vers 950 hPa) et très faible au-dessus de 900 hPa (radiativement peu actif). D'après la modification du profil d'humidité relative décrit précédemment et le profil nuageux simulé, la diminution des nuages bas vers 950 hPa contrôle la réponse radiative des nuages des zones de subsidence et prédit une rétroaction positive. La réponse des nuages bas simulée par différents modèles est donc dépendante de la réponse de la convection peu profonde en cas de réchauffement (couches asséchées et humidifiées) et de la représentation du profil vertical de nuages dans le climat présent. Ce mécanisme a été mis en évidence dans l'étude récente de Watanabe et al. (2012) qui montre que la modification de la physique utilisée dans le modèle MIROC entraîne différentes climatologies nuageuses dans le climat présent qui influencent la rétroaction nuageuse. Ces mécanismes dépendent de la physique du modèle, et plus particulièrement du couplage entre les différents schémas de paramétrisations utilisés. Ils sont représentés dans le cadre *Physics Coupling Dependent* sur la figure 4.15.

La paramétrisation d'un modèle physique influence donc fortement la climatologie nuageuse présente et future. Néanmoins, certains paramètres incertains de la physique influencent également la climatologie présente en modifiant la fraction nuageuse ou les effets radiatifs des nuages. Cette influence peut être explicitée, au moins en partie, via un mécanisme de rétroaction des nuages bas de couche limite appelé rétroaction  $\beta$  défini de la manière suivante : l'augmentation de l'effet radiatif des nuages diminue la température de l'environnement, augmente l'humidité relative et augmente ainsi la fraction nuageuse. Lors d'un réchauffement, l'assèchement de la PBL proche de la surface (robuste pour une perturbation donnée) est d'autant plus efficace que l'effet radiatif des nuages du climat présent est important (corrélation linéaire). Afin d'équilibrer le bilan énergétique de l'atmosphère, et sachant que les changements d'advection verticale de MSE et de refroidissement radiatif ciel-clair sont robustes, seuls les flux de surface peuvent compenser les différentes intensités du changement de refroidissement radiatif nuageux à *situations dynamiques données*. Nous trouvons ainsi une relation linéaire entre changement de ACRF et de flux de surface. Dans des *conditions dynamiques interactives*, les changements d'intensités du forçage radiatif des nuages influencent en premier lieu l'advection horizontale de MSE dans la couche limite et donc le transport d'énergie. Les flux de surface compensent ensuite afin d'équilibrer le bilan de MSE de l'atmosphère.

Afin de comprendre les interactions de mécanismes physiques liés aux nuages bas, il semble nécessaire d'effectuer une analyse plus détaillée du lien entre les changements thermodynamiques et dynamiques consécutifs aux changements de nuages tropicaux soumis à une perturbation. Ces mécanismes sont liés aux paramètres incertains de la représentation des nuages par la physique d'un modèle. Cette partie est représentée dans le cadre *Clouds Uncertainties Dependant* sur la figure 4.15 et fait partie intégrante du cadre *Physics Coupling Dependant* car les mécanismes décrits précédemment sont dépendant du couplage entre les différents schémas de paramétrisations utilisés. Nous basons ces résultats sur le modèle de l'IPSL-CM5A et il est nécessaire d'analyser différentes configurations physiques et d'autres modèles afin de les comparer les mécanismes physiques en jeu.





# Chapitre 5

## Analyse multi-modèles et tests observationnels

### 5.1 Description des modèles utilisés

Nous analysons dans cette partie une sous-partie des modèles qui ont participé au projet CMIP5 et dont les données sont sur l'Earth System Grid (ESG<sup>1</sup>). Une description succincte est listée dans le tableau 7.1 et une description plus détaillée des modèles utilisés est effectuée dans les sections suivantes. Il est à noter que cette description est regroupée par groupes de modélisation lorsque ceux-ci ont soumis plusieurs de leurs modèles à l'intercomparaison. Les groupes de modélisation fournissent jusqu'à 3 types de configurations différentes (couplés océan-atmosphère, atmosphériques et aquaplanètes) avec plusieurs physiques (IPSLCM5A et IPSLCM5B par exemple), dans des résolutions plus ou moins fines, et simulant de multiples expériences (historique, AMIP, RCP, 1pctCO2..., voir figure 2.7). Nous analysons les simulations qui sont, à ce jour, disponibles.

Les résolutions horizontales et verticales des simulations sont toutes différentes, mais la résolution verticale de la plupart des sorties tri-dimensionnelles (pression, température, humidités, vitesses...) est fixée à 17 niveaux verticaux grâce à une interpolation sur les mêmes niveaux d'altitude. Certaines variables sont disponibles à une autre résolution (nuages du modèle, données issues des simulateurs...)

Nous effectuons une description succincte des paramétrisations utiles à la représentation des nuages, ainsi que de leur effets radiatifs, pour chaque physique développée par chacun des groupes de modélisation (paramétrisation de la couche limite, des nuages, de la micro-physique, de la convection...). Nous analysons ensuite les principaux résultats climatologiques que nous comparons avec les observations et ré-analyses disponibles.

#### 5.1.1 Le groupe IPSL

##### Le modèle IPSL-CM5A

La physique du modèle IPSL-CM5A a été largement décrite dans les précédentes sections précédentes quant à sa physique en général (section 2.1.3) et ses nuages en particulier (section 4.2.1).

---

<sup>1</sup>voir <http://pcmdi3.llnl.gov/esgset/>

### Le modèle IPSL-CM5B

Le groupe de modélisation du LMD a développé récemment une nouvelle version du modèle qui inclut des paramétrisations physiques améliorées (Hourdin et al., 2012b). Cette nouvelle version inclut une représentation en flux de masse des rouleaux thermiques ("thermal plumes") décrite par Rio and Hourdin (2008). Cette représentation est associée à un schéma statistique de nuages en bi-gaussienne (Jam et al., 2012) qui augmente la fraction nuageuse au niveau de la couche limite des zones de subsidence par rapport à l'ancien schéma de nuages. Enfin, un couplage entre les schémas en flux de masse convectifs, les thermiques et les poches froides a permis de décaler de plusieurs heures le cycle diurne des précipitations au-dessus des continents tropicaux (Rio et al., 2009). Une analyse des améliorations produites par le nouveau modèle IPSL-CM5B par rapport à l'ancien modèle IPSL-CM5A est présentée dans l'article de Hourdin et al. (2012b). Le modèle a des résolutions horizontale et verticale identiques à celles de l'IPSL soit  $2.5^\circ \times 1.875^\circ$  en longitude/latitude avec 39 niveaux verticaux.

Les sorties de ce modèle n'étant pas encore totalement disponible, certains graphiques ne représenteront pas les valeurs simulées par ce modèle.

#### 5.1.2 Le groupe CNRM-CERFACS

Le groupe de modélisation climatique du CNRM-GAME (Centre National de Recherches Météorologiques - Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologiques) associé au laboratoire CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée) participe à l'intercomparaison avec le modèle CNRM-CM5. Ce modèle inclut la composante atmosphérique ARPEGE-Climat (v5.2), proche de la version utilisée lors du dernier rapport CMIP3/AR4, qui est un modèle spectral (T127). La résolution horizontale a augmenté passant à  $1.4^\circ \times 1.4^\circ$  en longitude/latitude avec 31 niveaux verticaux dont 6 niveaux en dessous de 850 hPa. Le pas de temps dynamique est de 30 min avec un appel du code radiatif tout les 3 heures. La principale nouveauté provient du nouveau schéma infra-rouge RRTM (Rapid Radiation Transfer Model), la partie shortwave reste la même (Fouquart and Bonnel, 1980). Une simple paramétrisation du forçage indirect des aérosols sulfatés d'après Quaas and Boucher (2005) est ajoutée : À contenu en eau liquide nuageuse donnée, l'augmentation de la concentration en aérosols diminue le rayon effectif des particules et donc augmente la réflectance nuageuse. Le schéma de convection profonde n'a pas changé depuis le modèle CNRM-CM3 et est activé par la convergence d'humidité ou par un profil vertical de température instable (Bougeault, 1985). Le schéma convectif ajuste le profil instable vers un profil nuageux, considéré comme étant une adiabatique humide. La fraction nuageuse, l'eau liquide nuageuse stratiforme et les coefficients verticaux turbulents sont calculés via Ricard and Royer (1993). La paramétrisation de la condensation sous-maille est décrite dans Bougeault (1981, 1982) et le schéma de précipitation sous-maille dans Smith (1990). Se référer à Voltaire et al. (2012) pour une description plus complète du modèle CNRM-CM5.

#### 5.1.3 Le groupe MOHC

Le modèle anglais appelé HadGEM2 du groupe de modélisation MOHC (Met Office Hadley Centre) est basé sur le précédent modèle HadGEM1 (Martin et al., 2006) avec certaines modifications (Martin et al., 2011), et est très différent de l'ancienne version HadCM3. La résolution horizontale du modèle est basée sur une grille Arakawa-C de  $1.875^\circ \times 1.25^\circ$  pour 38 niveaux verticaux. Le code radiatif est une version de Edwards and Slingo (1996) améliorée, les aérosols sont calculés et advectés via plusieurs schémas diagnostiques et le calcul de l'effet semi-direct des aérosols (l'effet sur la température atmosphérique et les nuages de l'absorption du rayonnement

par les aérosols) ainsi que les deux effets indirects des aérosols sont inclus. Le schéma de couche limite (Lock et al., 2000) est un schéma de turbulence de premier ordre utilisant des coefficients de diffusion ("K-profiles") pour les sources en surface et au sommet du nuage. Le schéma de convection est basé sur le schéma en flux de masse de Gregory and Rowntree (1990) couplé avec le schéma de couche limite et la convection des cumulus est diagnostiquée par le profil d'humidité. Les convections profonde et peu profonde sont calculées séparément avec une fermeture basée sur la CAPE et d'après Grant (2001) respectivement. Les critères de déclenchement ont été modifiés afin d'améliorer la formation et le temps de vie des nuages convectifs (Martin et al., 2011). Le schéma de nuage grande-échelle est celui de Smith (1990) utilisant une PDF triangulaire pour le calcul de la fraction nuageuse et de l'eau liquide dont la variance est diagnostiquée d'après la variabilité de l'humidité et de la température dans l'environnement. Enfin, le contenu en glace est diagnostiqué d'après un schéma microphysique (Wilson and Ballard, 1999).

#### 5.1.4 Le groupe MPI-M

Le modèle allemand du MPI (Max Planck Institute) utilise la composante atmosphérique ECHAM6, version quelque peu améliorée de la composante ECHAM5 (Roeckner and für Meteorologie, 2003). Le modèle exploite une composante dynamique spectrale de résolution horizontale T63 ( $1.86^\circ \times 1.875^\circ$  en latitude/longitude) avec 47 niveaux verticaux. Le schéma radiatif SW est celui de Fouquart and Bonnel (1980) et le schéma LW est basé sur le code RRTM (Mlawer et al., 1997). Les coefficients d'absorption des aérosols sont fournis d'après les calculs des équations de Mie. Le schéma de nuage est constitué d'équations pronostiques des différentes phases d'eau et d'un schéma statistique de nuages avec des équations pronostiques des moments de distribution (Tompkins, 2002). Deux schémas en flux de masse sont utilisés pour les cas de convection peu profonde (Tiedtke, 1989) et profonde (Nordeng, 1994), avec une modification du déclenchement de la convection afin d'augmenter les nuages de convection peu profonde. De plus, le couplage avec le schéma de nuages stratiformes se fait par dérainement d'eau et de glace. Enfin, le schéma de nuages convectifs se fait par le schéma de Sundqvist et al. (1989). La description de ce modèle n'étant pas encore publiée, se référer à Roeckner et al. (2006) pour plus d'informations.

#### 5.1.5 Le groupe CCCma

Le modèle canadien appelé CanESM2 pour sa composante couplée océan-atmosphère et CanAM4 pour sa composante atmosphérique est un modèle spectral utilisant une troncature triangulaire T63 sur une grille horizontale linéaire  $128 \times 64$  (soit environ  $2.81^\circ$ ) et avec une résolution verticale de 35 niveaux verticaux (von Salzen et al., 2012). Les principales modifications de la physique atmosphérique par rapport à l'ancien modèle CanAM3 sont les suivantes (Arora et al., 2011) : (1) Un nouveau schéma de transfert radiatif (Li and Barker, 2005), (2) une nouvelle considération des effets directs et indirects des aérosols via un schéma pronostique d'aérosols (Ma et al., 2010), (3) un schéma pronostique de premier ordre sur la microphysique des nuages (Khairoutdinov and Kogan, 2000) et enfin (4) un nouveau schéma de convection peu profonde (von Salzen et al., 2005). Ce dernier, plus particulièrement, affecte les caractéristiques nuageuses des zones de faible subsidence et potentiellement la sensibilité du modèle.

#### 5.1.6 Le groupe NCC

Le modèle norvégien océan-atmosphère appelé NorESM est un nouveau modèle de l'inter-comparaison CMIP5. La composante atmosphérique est appelée CAM4-Oslo (Kirkevåg et al, in prep) et est une version modifiée de CAM4 avec de nouveaux schémas d'aérosols et d'interaction

aérosols-nuages (Kirkevåg et al., 2008). Il est à noter que le critère en humidité relative pour la formation des nuages bas est réduit à 90% et que le rayon critique des gouttelettes pour débiter l'auto-conversion a été augmenté à  $14\mu\text{m}$  par rapport au modèle CAM4. Les modèles de surface terrestre et de glace de mer sont également ceux du NCAR (CLM4 et CSIM/CICE4), le modèle océanique est celui du MICOM.

La résolution horizontale de ce modèle est de  $96 \times 144$  en latitude/longitude (soit  $1.9^\circ \times 1.9^\circ$ ) sur 26 niveaux verticaux.

### 5.1.7 Le groupe MIROC

Développé à partir du modèle MIROC3.2 utilisé dans l'intercomparaison CMIP3, le modèle japonais MIROC5 développe de nouvelles composantes océanique, atmosphérique et de surface (Watanabe et al., 2010). Sa résolution est définie d'après une grille spectrale T85 (soit  $1.4^\circ$  de latitude/longitude) avec une résolution verticale de 40 niveaux. Le schéma radiatif est une version mise à jour du schéma k-distribution utilisé dans la version précédente (Sekiguchi and Nakajima, 2008). Le schéma de convection des cumulus a été développé par Chikira and Sugiyama (2010) et décrit un modèle de plumes thermiques où l'entraînement latéral dépend de l'environnement. Plusieurs types de nuages sont définis en fonction de la hauteur de la base des nuages. La convection profonde est supprimée lorsque que l'environnement de l'atmosphère libre est sec. Le schéma de condensation large-échelle est un schéma pronostique pour la formation des nuages (Watanabe et al., 2009) qui simule tout types de nuages en calculant les moments (variances et skewness) de la représentation sous-maille. Le schéma microphysique associé (Wilson and Ballard, 1999) traite tous les processus de précipitation (nucléation, sublimation, mélange de glace...). Le schéma de turbulence est basé sur un schéma de Mellor-Yamada de niveaux de fermeture 2.5. Les différents types d'aérosols sont représentés de manière détaillée et les effets directs et indirects sont calculés par un schéma pronostique déterminant le rayon des gouttes et la concentration en cristaux de glace.

## 5.2 Description des observations et ré-analyses utilisées

Afin de représenter la climatologie des Tropiques, nous utilisons les données mensuelles des ré-analyses ERA-Interim (Dee et al., 2011) caractérisant l'atmosphère en température, en pression, en humidité relative et en vitesses verticale et horizontale. Ces données permettent de décomposer les régimes de circulation par la vitesse verticale à 500 hPa. Ces données sont interpolées sur une grille  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$  en longitude/latitude avec 37 niveaux verticaux. Une interpolation horizontale de chaque modèle sur une grille identique n'est donc pas effectuée. Une interpolation sur les niveaux verticaux CMOR (17 niveaux prédéfinis) serait nécessaire afin de comparer les variables tri-dimensionnelles fournies par les modèles aux observations. Les ré-analyses ERA-interim fournissent des données mensuelles entre Janvier 1979 et Février 2011 inclus (soit 266 mois).

Parallèlement, pour le calcul des flux de surface, l'utilisation conjointe des données ERA-Interim et des données OAflux (Yu et al., 2008) permettent de comparer les valeurs des flux de surface latent et turbulent afin d'évaluer les estimations de cette variable dans les ré-analyses. Les données OAFlux ont une résolution  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  en longitude/latitude et fournissent les champs de flux sensible, latent et les températures de surface de la mer. Les données fournies recouvrent la période de Janvier 1989 à Décembre 2009 inclus<sup>2</sup>.

<sup>2</sup>Les données sont disponibles à l'adresse <http://oaf Flux.who i .edu/data.html>

Les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère peuvent être obtenus de plusieurs façons différentes et ont été améliorés depuis les premières observations des années 80. Le jeu de données le plus récent, appelé CERES-EBAF (Cloud's and the Earth's Radiant Energy System - Energy Balanced And Filled), est basé sur les observations CERES *Terra* combinées à un algorithme ajustant les flux au TOA en tenant compte de la capacité d'absorption du système Terre-atmosphère (Loeb et al., 2009). Il possède à une résolution horizontale de  $1.0^\circ \times 1.0^\circ$  en longitude/latitude (interpolé ensuite sur la grille ERA-Interim pour une meilleure comparaison). Ces données couvrent la période récente de Mars 2000 à Février 2010 inclus (soit 120 mois). D'autres jeux de données fournissent de plus grandes échelles temporelles utiles dans le cas d'études inter-annuelles, décennales ou de tendances. Les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère sont constitués des flux totaux et ciel-clair à la fois SW et LW, donnant les CRF SW et LW.

Un autre jeu de données appelé FLASH TISA<sup>3</sup> est utilisé afin de comparer les climatologies des flux radiatifs obtenus (Stackhouse et al., 2006). De plus, ces données fournissent les flux radiatifs totaux et ciel-clair (SW et LW) en surface ce qui permet, en soustrayant par les flux au TOA, d'obtenir les flux radiatifs intégrés sur l'atmosphère (ACRF<sup>4</sup>). Ces variables sont interpolées sur la grille ERA-Interim  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$  et couvrent la période Janvier 2008 à Décembre 2009 (soit 24 mois).

Les données GOCCP (Chepfer et al., 2010) sont utilisées pour obtenir les profils verticaux de nuages d'après le lidar CALIOP présent sur le satellite CALIPSO. Le jeu de données est interpolé sur la grille ERA-Interim. On moyenne cette sélection sur 45 mois (de Juin 2006 à Février 2010). L'ensemble des données utilisés dans cette étude est contraint par l'utilisation d'une fraction vertical des nuages, nous utilisons donc cette période de temps de 3 ans et demi comme moyenne climatologique imposée aux ré-analyses et aux flux radiatifs décrits précédemment.

L'utilisation conjointe de ces données de ré-analyses et d'observations satellites est grossièrement appelée "observations" dans les sections suivantes.

## 5.3 Climatologie des nuages des modèles CMIP5

L'analyse du climat présent se fait principalement à partir des expériences AMIP, expériences simulées à partir des modèles atmosphériques forcés par les températures de surface de la mer observées. Cela permet de se focaliser sur l'analyse de la représentation nuageuse simulée par la paramétrisation physique de chaque modèle, sans l'incertitude du couplage entre l'atmosphère et l'océan. Cela permet également de comparer les variabilités nuageuses entre modèles dans un même contexte climatique.

### 5.3.1 Atlas tropicaux

La figure 5.1 montre le CRF SW moyen pour les différents modèles analysés, ainsi qu'une moyenne climatologique fournis par les observations. On remarque un groupe de 5 modèles (IPSL-CM5A, HadGEM-A, CanAM4, MPI et IPSL-CM5B) qui simule au premier ordre de bonnes caractéristiques du refroidissement radiatif des nuages. On remarque néanmoins certains biais dans ces modèles : Les modèles sont trop peu réfléchissants au niveau des zones convectives (warm-pool et ITCZ) sauf pour les modèles CanAM4 et IPSL-CM5B. Dans les zones subsidentes, on remarque un manque d'effet refroidissant des nuages de type stratus (au niveau de la côte

<sup>3</sup>informations à l'adresse <http://flashflux.larc.nasa.gov/common/php/FLASHFluxReferences.php>

<sup>4</sup>Calculs réalisés par Romain Roehrig

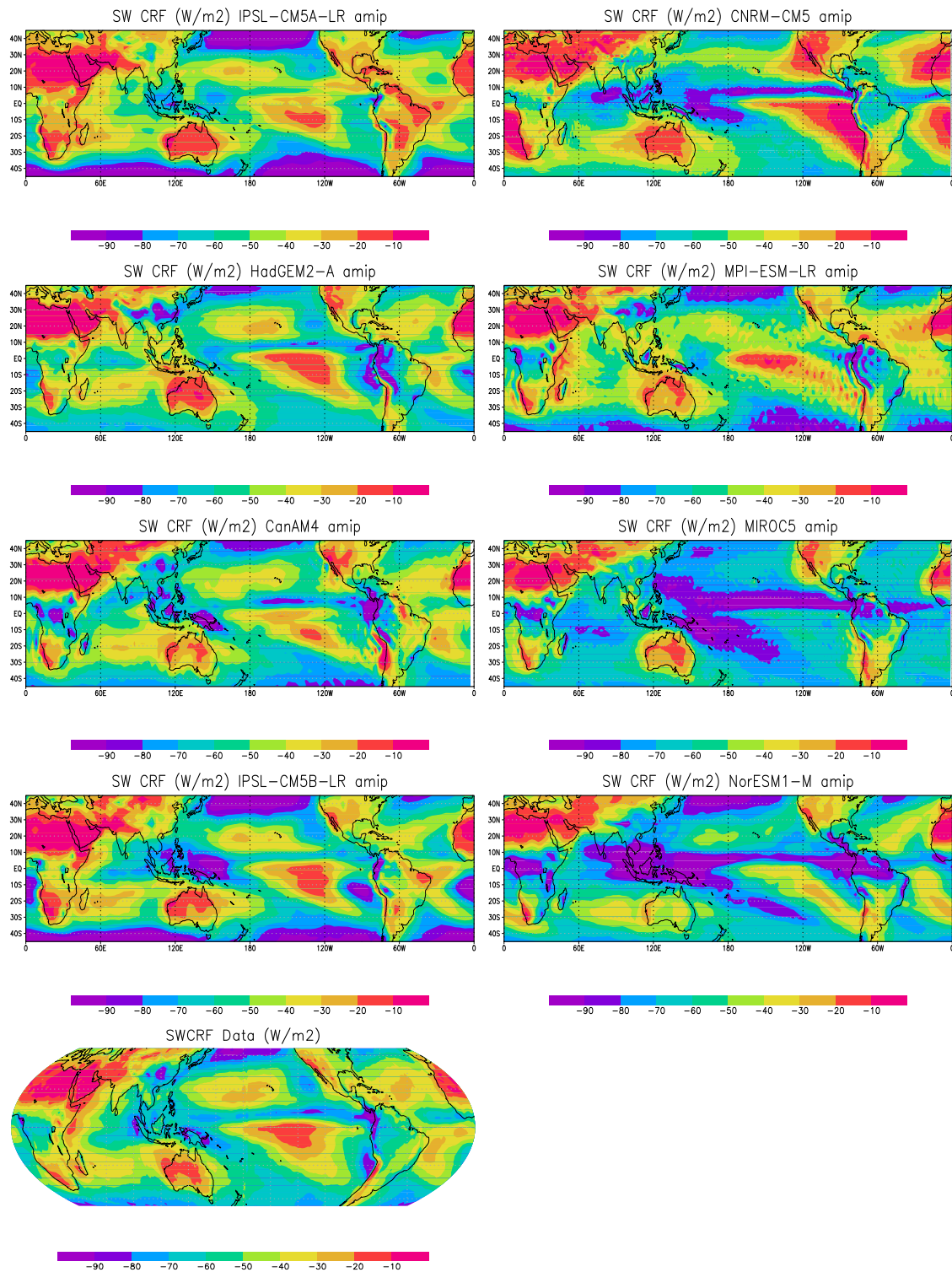


FIG. 5.1 – Représentation du CRF SW moyen (moyenne de 5 ans) simulé par différents modèles CMIP5 et observé depuis l'espace par CERES-EBAF moyenné entre le 01/06/06 et le 31/12/10 (en bas à gauche).

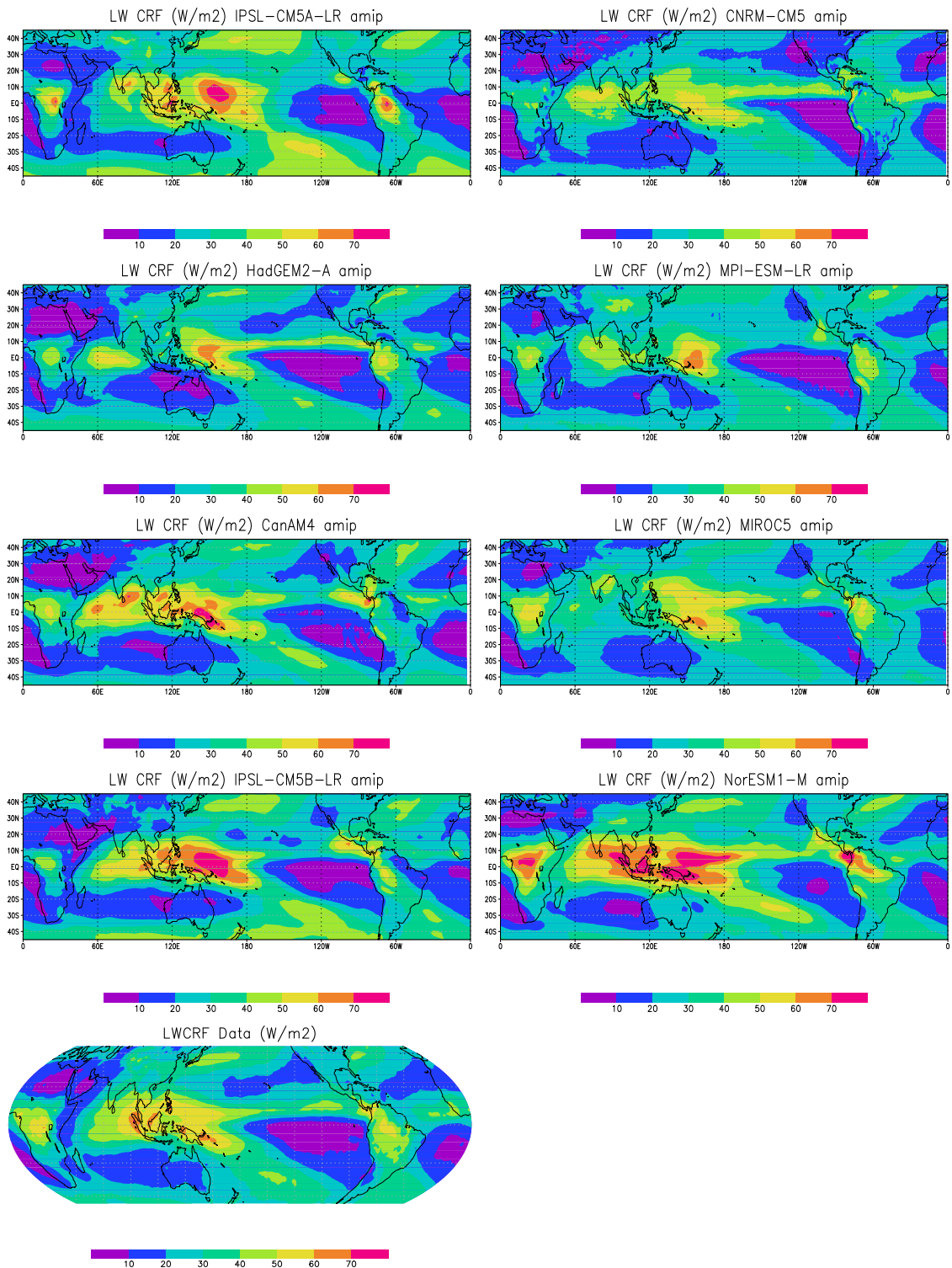


FIG. 5.2 – Identique à la figure 5.1 mais pour le CRF LW

chilienne). Dans les zones faiblement subsidentes (milieu des océans), on retrouve globalement de bons effets radiatifs mais décalés spatialement. Les modèles MIROC5 et NorESM1 sont trop réfléchissants sur la totalité des océans tropicaux. Même si les zones sont bien délimitées entre convectives et subsidentes, on remarque également un important manque d'effets refroidissants des nuages au niveau des régions de stratus dans ces deux modèles. Le modèle CNRM-CM5 simule un bon effet radiatif SW dans les zones convectives, mais très mauvais dans les zones subsidentes. On remarque une diminution du CRF SW de plus en plus importante avec le rapprochement des côtes orientales des océans. En réalité, lorsque l'on s'éloigne de ces côtes, l'augmentation de la température de surface de ces zones de transition entraîne un découplage des nuages bas de couche limite, passant de nuages de type Stratus à Shallow Cumulus, diminuant l'effet refroidissant. Cela suggère un manque important de nuages de type StratoCumulus simulés par ce modèle.

La dispersion de la répartition spatiale du CRF LW entre modèles est moins importante (Figure 5.2). On remarque un forçage radiatif trop fort au niveau de la warm-pool dans les modèles NorESM1 et IPSL-CM5B et des subtropiques (IPSL-CM5A). Au premier ordre, les effets radiatifs des nuages hauts sont bien représentés.

La nébulosité basse est calculée d'après le terme LCI défini par  $\frac{\int_{P_0}^{P_{top}} CF(P) \frac{dP}{g}}{\int_{P_0}^{P_{top}} \frac{dP}{g}}$  avec  $CF$  le profil nuageux calculé pour chaque modèle et  $P_0$  et  $P_{top}$  les pressions en surface et à 800 hPa. Ce terme permet de quantifier les nuages bas avec la même définition d'après les sorties CMOR des modèles CMIP5, et il permet également de se comparer aux observations lorsque la fraction  $CF$  est remplacée la fraction nuageuse  $CF_{cal}$  fournie par les modèles après utilisation du simulateur CALIPSO (terme appelé ensuite  $LCI_{cal}$ ). Il à noter que le calcul de ces deux termes se fait sur deux différents niveaux verticaux : ceux du modèle pour LCI variant pour chaque point géographique en fonction de la pression de surface et ceux du simulateur fixé sur 40 niveaux verticaux. Ce dernier oblige le terme  $LCI_{cal}$  à été calculé au maximum sur les 4 niveaux de pression en dessous de 800 hPa. Pour chaque modèle, le calcul du terme LCI se fait sur un nombre différent de couches verticales.

La distribution géographique du terme LCI montre que les modèles ont généralement une nébulosité plus importante au niveau des bords est des océans (zone de stratocumulus) par rapport au milieu des bassins (Figure 5.3). Seul le modèle CNRM-CM5 simule moins de nuages dans les zones fortement subsidentes. Cela suggère un déficit de StratoCumulus et de Stratus dans ce modèle, en accord avec les flux radiatifs SW au sommet de l'atmosphère (Figure 5.1). On remarque également une différence inter-modèles dans les zones convectives où certains modèles produisent soit une forte nébulosité sous les nuages de convection profonde (CNRM-CM5, HadGEM-a, MIROC, NorESM1), soit aucune (IPSL-CM5A, MPI, IPSL-CM5B). Le modèle NorESM1 possède la plus importante nébulosité basse et le modèle IPSL-CM5A la plus faible (proche du modèle MPI). Afin de faire une comparaison avec les observations, il est nécessaire d'utiliser la variable  $LCI_{cal}$  (Figure 5.4). On confirme le manque de nuages bas dans le modèle IPSL-CM5A, à la fois dû à une nébulosité basse trop faible et à un effet des nuages hauts trop radiativement actif provoquant un fort effet masquant. La représentation spatiale des nuages du modèle MPI est assez réaliste par rapport aux observations, alors que ce modèle simule une nébulosité basse LCI proche de celle du modèle IPSL-CM5A (Figure 5.3). Une diminution de l'effet radiatif des nuages hauts de ce modèle pourrait améliorer la nébulosité basse. Le modèle CNRM confirme le manque de nuages en général et plus particulièrement de type stratocumulus et stratus en comparaison aux observations. Le modèle HadGEM-A simule trop peu de nuages bas au milieu des océans mais a une bonne représentation des nuages des zones de subsidence grande-échelle, alors que le modèle MIROC5 en simule trop sur tout les Tro-



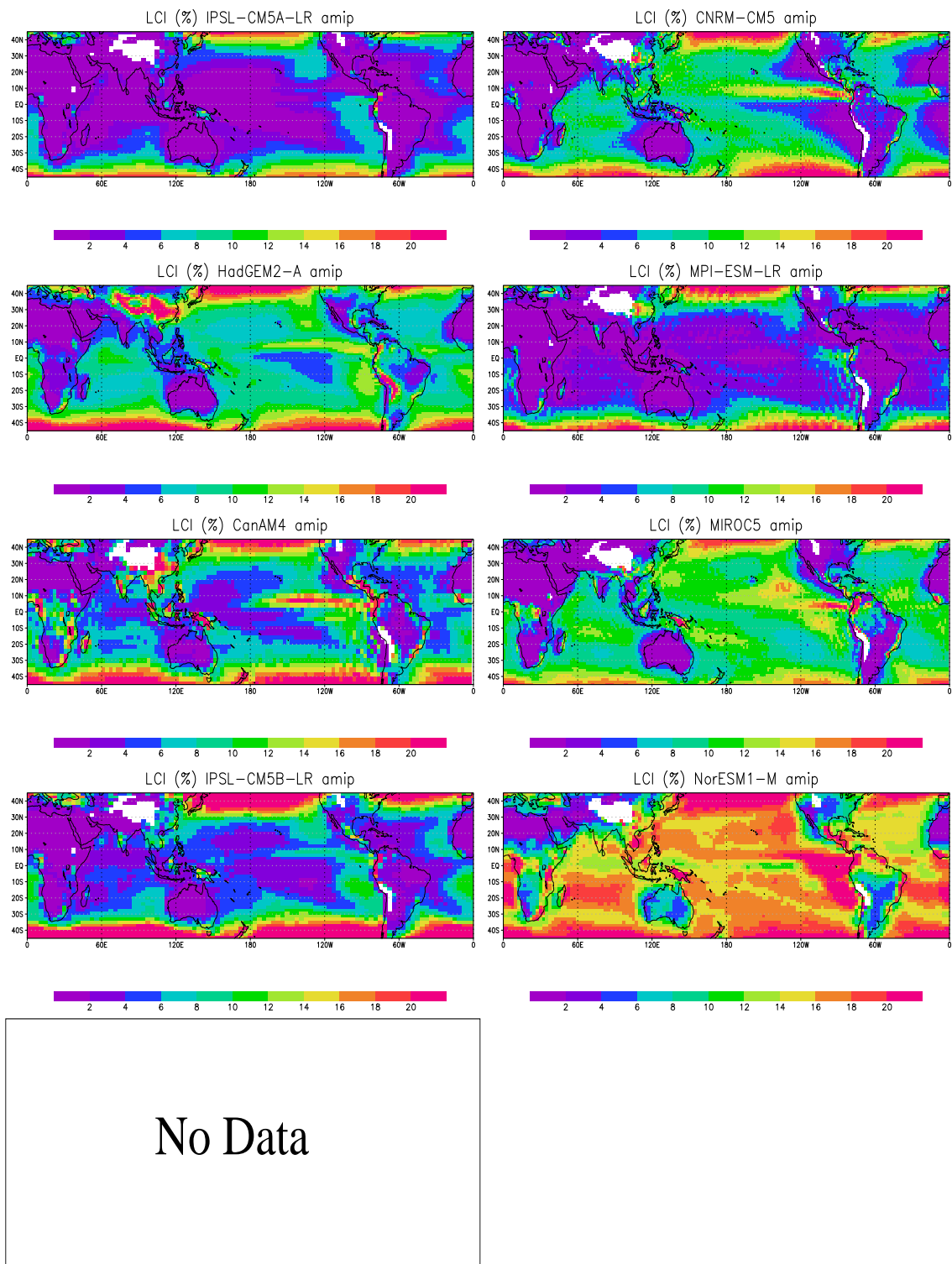


FIG. 5.3 – Identique à la figure 5.1 mais pour le terme LCI. Le cadre "No Data" est placé où les sorties ne sont pas comparables.

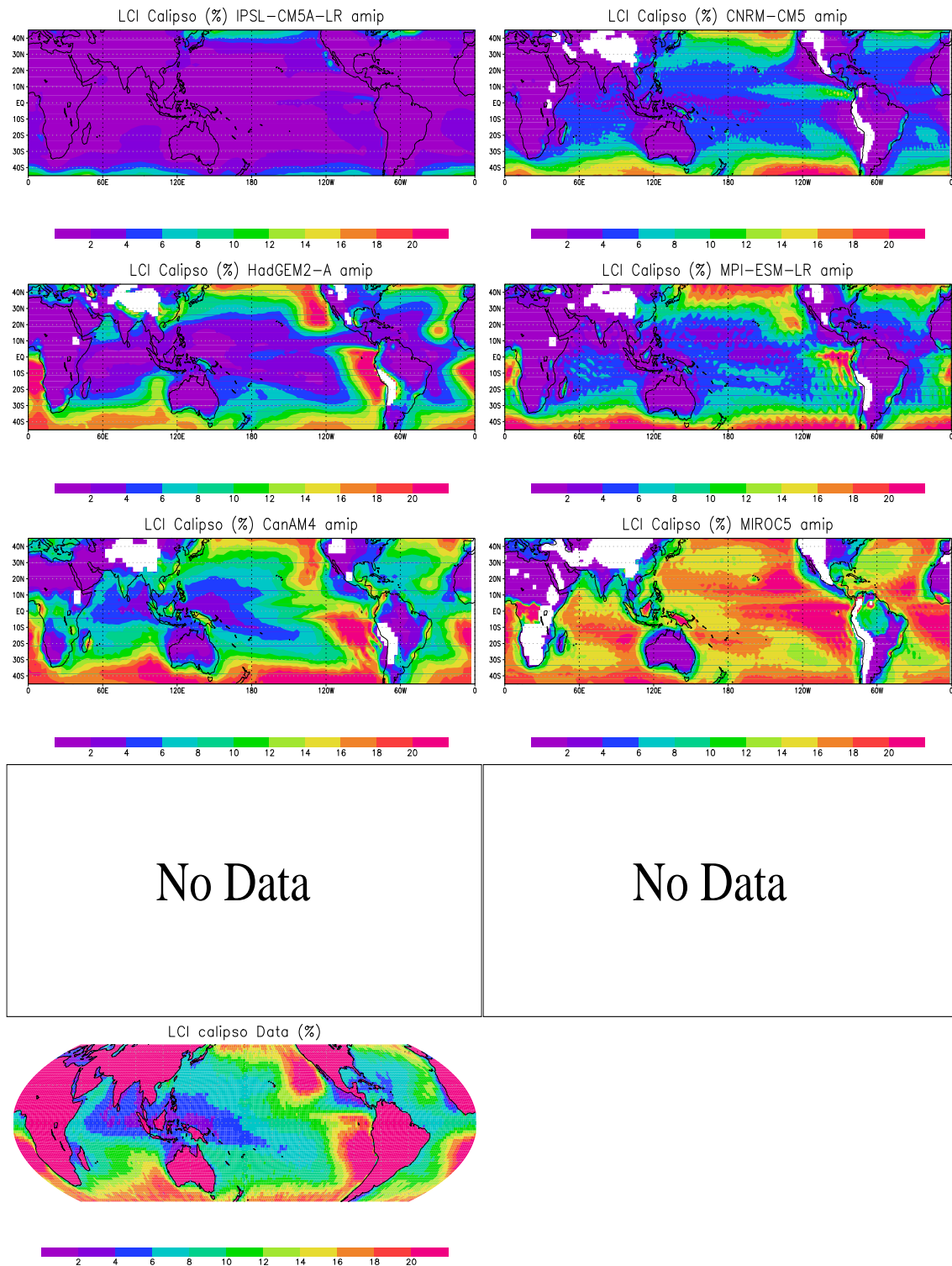


FIG. 5.4 – Identique à la figure 5.1 mais pour le terme  $LCI_{cal}$ . Le cadre "No Data" est placé où les sorties ne sont pas encore disponibles.

piques. Le modèle CanAM4 est très bien corrélé avec les observations dans toute la zone tropicale.

### 5.3.2 Régimes de circulation

Afin de s'intéresser à la région tropicale sans se soucier de la répartition géographique des nuages, nous décomposons la circulation tropicale en régimes de vitesse verticale à 500 hPa ( $\omega$ ). La distribution en probabilité de présence (Figure 5.5a) montre que les modèles reproduisent bien au premier ordre la circulation tropicale, avec un maximum vers 20 hPa/jour. Le modèle du CNRM simule deux fois moins de cas de faible subsidence, et plus de régimes de faible ascendance, et de forte subsidence. Ceci suggère une intensité de la circulation tropicale différente des autres modèles. On remarque une trop forte présence des faibles ascendances pour le modèle IPSLCM5A.

La figure 5.5b montre le CRF SW des modèles climatiques. En comparaison aux observations, on observe de nombreuses différences. Dans les régimes ascendants ( $-80 < \omega < -20$  hPa/jour), plus l'ascendance est importante, plus le forçage SW est important car on a d'autant plus de nuages de convection profonde que l'ascendance de grande échelle est forte. Les modèles simulent une diversité importante de forçages radiatifs dans ces zones, allant de  $-120 \text{ W/m}^2$  (NorESM1) à  $-60 \text{ W/m}^2$  (MPI). Le modèle CCCma semble reproduire au mieux les observations. Néanmoins, dans ces zones l'impact du forçage LW joue également un rôle fondamental que nous décrivons ensuite. Dans les zones faiblement subsidentes, la diversité est moins importante. A partir de 0 hPa/jour, l'augmentation de la subsidence entraîne une intensification du refroidissement radiatif SW des nuages (environ  $10 \text{ W/m}^2$ ) d'après les observations. Cette transition est mal représentée par les modèles climatiques où le forçage radiatif diminue avec la subsidence : Cela suggère un manque de stratus et de leur effet radiatif dans les modèles CMIP5. Même si les modèles s'accordent globalement sur le CRF SW de ces zones ( $\approx -30 \text{ W/m}^2$ ), on remarque deux modèles radiativement trop faible (CNRM) et trop fort (MIROC5), en accord avec la figure 5.1.

Enfin, la figure 5.5c montre la distribution du CRF LW. On remarque une diminution linéaire dans les zones convectives (de  $-80$  à  $+20$  hPa/jour), bien reproduite par les modèles avec différentes pentes et avec une dispersion importante mais moindre que pour le forçage radiatif SW. Dans les zones subsidentes, l'impact LW représente le forçage radiatif combinée des nuages hauts et bas d'une valeur attendue d'environ  $12 \text{ W/m}^2$ . Le modèle IPSL-CM5A simule des nuages hauts radiativement trop actifs, cela suggère une épaisseur optique trop importante de ces nuages qui provoquerait un effet masquant des nuages hauts et moyens trop fort lors de l'utilisation d'un simulateur. Cet effet n'apparaît pas dans la nouvelle version IPSL-CM5B. Le modèle CNRM-CM5 simule des nuages hauts radiativement trop faibles.

La figure 5.6 montre la répartition en régimes de circulation des termes LCI (gauche) et LCIcal (droite). Les modèles simulent différentes répartitions du terme LCI avec en général moins de nébulosité dans les régimes de subsidence (hormis IPSL-CM5A). On remarque l'augmentation des nuages bas de la nouvelle version du modèle IPSL (CM5B par rapport à CM5A) quelque soit le régime. D'après les observations, la nébulosité basse diminue avec l'ascendance (de 14 à 5%) due à l'effet masquant des nuages hauts (Figure 5.6 à droite). Les modèles reproduisent bien l'évolution de la nébulosité avec la subsidence, particulièrement pour le modèle CCCma et avec des nébulosités trop faibles pour les autres modèles. A l'inverse, on remarque une diminution de la nébulosité avec la subsidence pour le modèle CNRM. Enfin, le modèle MIROC5 simule une trop forte nébulosité basse. On confirme le manque de Stratus des régimes fortement subsident pour tous les modèles.

Il est important de tenir compte de l'effet masquant des nuages hauts pour comprendre

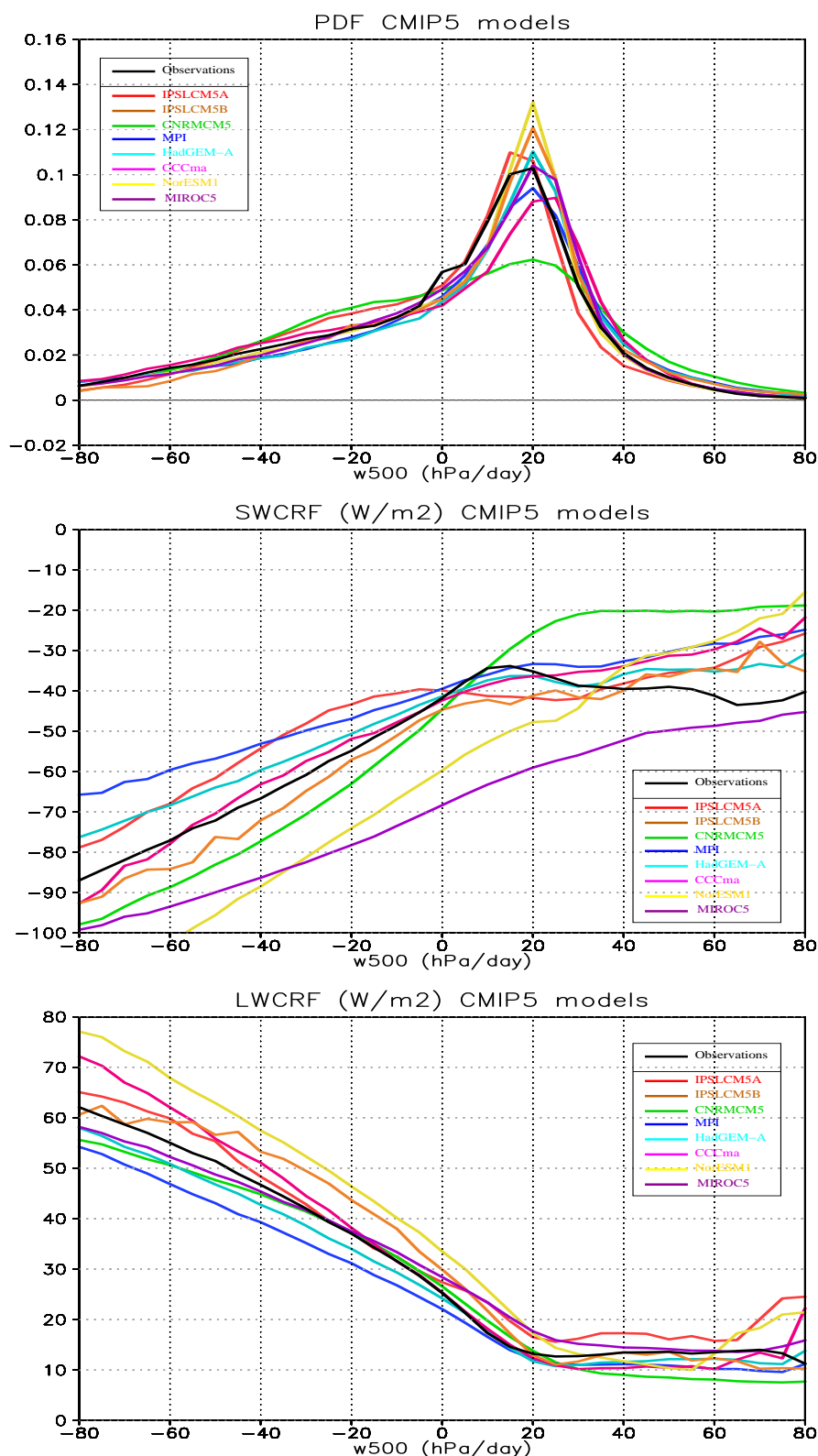


FIG. 5.5 – Représentation de la fonction de distribution en probabilité (PDF,a), des forçages radiatifs des nuages SW (b) et LW (c) des régimes tropicaux décomposés en bin (5 hPa/jour) de vitesse verticale à 500 hPa pour les modèles CMIP5 analysés en configuration AMIP et pour les observations d’après les ré-analyses ERA-Interim.

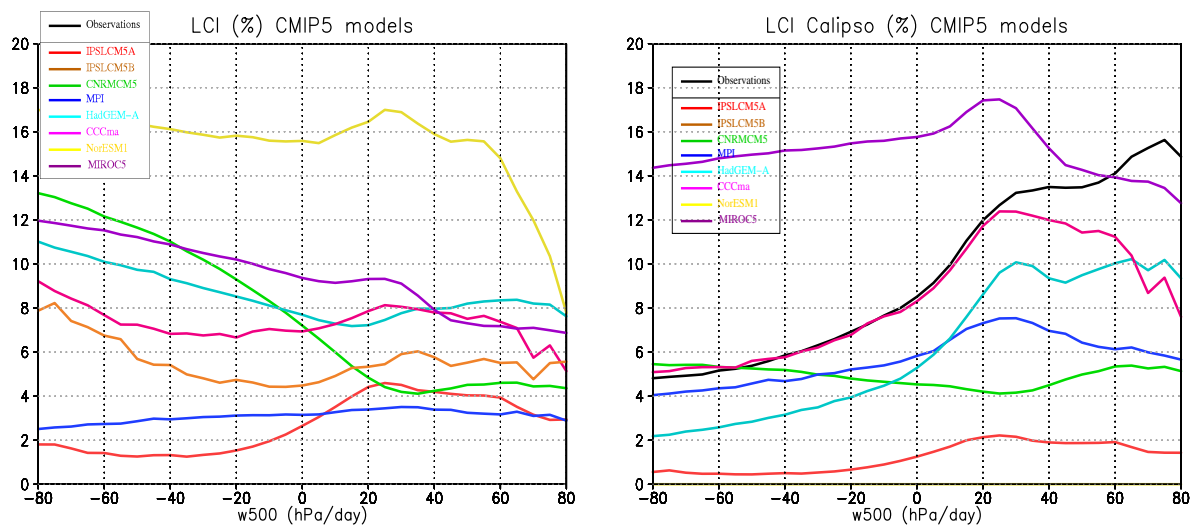


FIG. 5.6 – Représentation du terme LCI (a) et  $LCI_{cal}$  (calculé d’après le profil nuageux fourni par le simulateur CALIPSO) (b) des régimes tropicaux décomposés en bin (5 hPa/jour) de vitesse verticale à 500 hPa pour les modèles CMIP5 analysés en configuration AMIP et pour les observations d’après les ré-analyses ERA-Interim.

les processus physiques de l’évolution des nuages bas. Cet effet agit dans les zones convectives dans tous les modèles, mais on remarque ce même effet dans les zones subsidentes pour certains modèles (IPSL-CM5A). On note également une augmentation de la nébulosité dans les zones de subsidence dans 4 modèles (CCCma, MOHC, MPI et MIROC5) lorsque l’on utilise le simulateur : Cette particularité n’a pas encore d’explication robuste, un possible lien avec les calculs soit de l’interpolation soit du recouvrement nuageux entre les niveaux fixés du simulateurs (40) et les niveaux particuliers à chaque modèle (et particulièrement les nombre de niveaux dans la couche limite) pourrait être mis en évidence. A titre d’exemple, le modèle MPI possède 47 niveaux verticaux dont 7 en dessous de 800 hPa en moyenne sur les océans. La grille verticale fournit en moyenne seulement 4 couches en dessous de 800 hPa. Le calcul de la nébulosité basse par les deux termes LCI et  $LCI_{cal}$  pourrait donc être influencé par ces nombres différents de niveaux utilisés.

Dans tous les modèles, le poids statistique des régimes de subsidence est très fort dans les Tropiques (Figure 5.5a). Pour cette raison, nous évaluons les caractéristiques nuageuses de ces régimes et de leur réponse lors d’un réchauffement climatique. La figure 5.7 montre les profils de nuages et d’humidité relative simulés par les modèles dans les régimes faiblement subsidents. Il est à noter que l’interpolation des niveaux verticaux spécifiques à chaque modèle climatique sur les niveaux CMOR (17 niveaux fixés) peuvent dégrader les profils ; ainsi ces profils ne reflètent pas nécessairement tous les détails de la représentation nuageuse par la paramétrisation physique d’un modèle. Nous remarquons que la plupart des modèles simule un maximum de nébulosité vers 925 hPa de 4 à 11% en moyenne. Ces modèles présentent une diminution de leur fraction nuageuse avec l’altitude, corrélée avec la diminution de l’humidité relative. Le modèle NorESM1 possède aussi un maximum proche de la surface mais avec une fraction nuageuse nettement plus importante (19% à son maximum). Enfin, le modèle MIROC5 simule une fraction nuageuse plus haute avec un maximum de 18% vers 850 hPa, proche des résultats obtenus dans les régimes subsidents

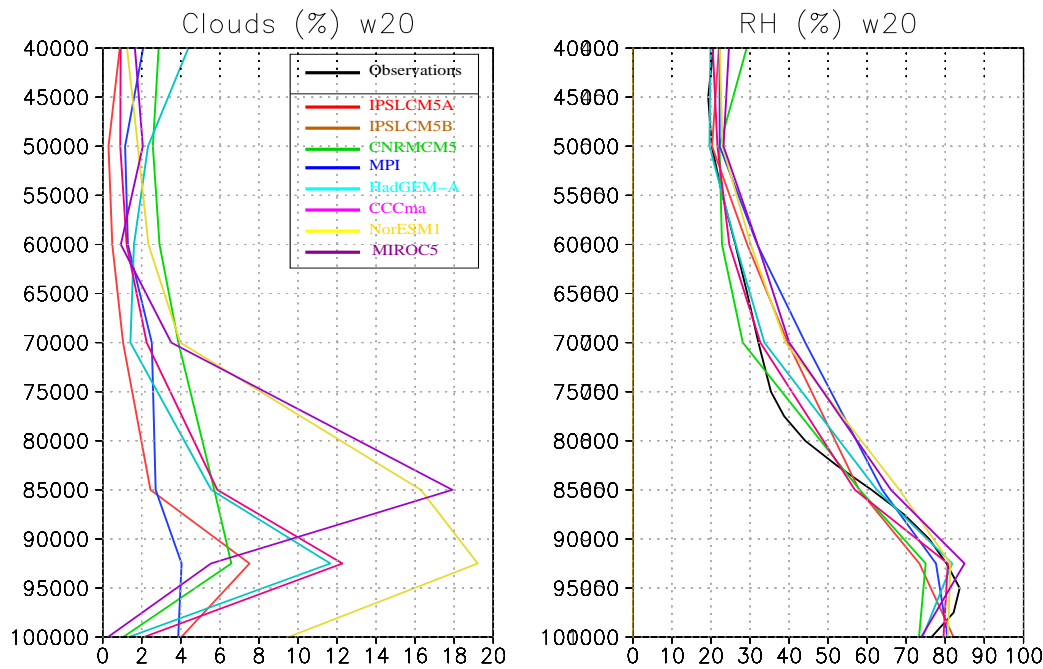


FIG. 5.7 – Profils nuageux interpolés sur les niveaux CMOR (gauche) et profils d’humidité relative (droite) de la basse troposphère pour les modèles CMIP5 dans les zones de faible subsidence ( $\omega=20\pm 5$  hPa/jour).

par le modèle de super-paramétrisation SP-CAM (Wyant et al., 2009). Malgré les différences de nébulosité, on remarque une reproduction identique du profil vertical d’humidité relative par les modèles avec néanmoins une dispersion notable (de 10 à 20%). Cette caractéristique provient du forçage de la dynamique tropicale grande-échelle par les températures de surface fixées qui contraint au premier ordre l’humidité dans la zone tropicale (Sherwood and Meyer, 2006). On observe un biais humide systématique par rapport aux observations dans l’atmosphère libre (à 800 hPa).

Les deux principales caractéristiques des nuages bas sont leurs fractions et leurs effets radiatifs, il est nécessaire d’analyser conjointement ces deux paramètres afin d’étudier le comportement des nuages. La figure 5.8a montre le forçage radiatif SW des nuages en fonction de la nébulosité basse  $LCI$  et  $LCI_{cal}$ . Chaque point représente un mois moyenné sur 5 ans (3 ans et demi pour les observations) pour un total de 12 points pour chacun des modèles et observations. On suppose que les nuages hauts n’ont qu’un faible impact sur le forçage radiatif SW. Afin d’identifier seulement les nuages bas, il serait nécessaire de sélectionner seulement les points des modèles où les fractions nuageuses hautes et moyennes sont faibles (i.e. inférieur à un seuil). Néanmoins, ce filtrage ajoute de l’incertitude car l’efficacité du seuil utilisé pourrait être très différemment d’un modèle à l’autre (par exemple, le modèle IPSL-CM5A simule beaucoup trop de nuages hauts).

Dans les modèles où le maximum est placé vers 925 hPa, le  $LCI$  est directement corrélé avec le CRF SW. On remarque 4 "groupes" de modèles : les deux premiers (IPSL-CM5A, MPI, IPSL-CM5B / CCCma, MOHC) ont une très forte corrélation, une même valeur de pente et se différencient par l’épaisseur optique différente pour une nébulosité donnée ; le troisième (NorESM1) a une bonne corrélation, une nébulosité et un effet radiatif plus forts ; et le dernier (MIROC5, CNRM) ne semble pas avoir de corrélation significative, le terme  $LCI$  n’explique pas

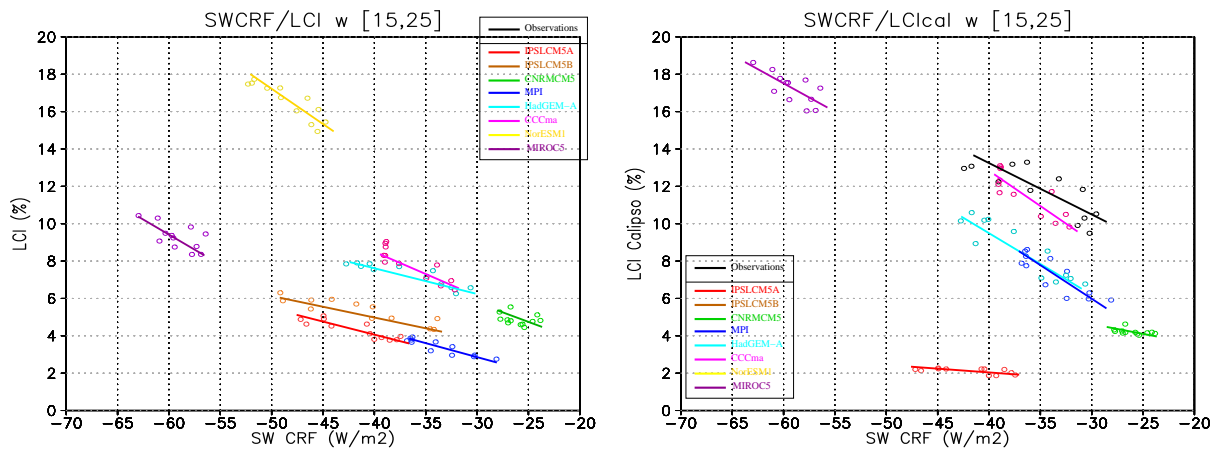


FIG. 5.8 – Variabilité saisonnière entre le forçage radiatif des nuages SW et les termes de LCI (gauche) et LCIcal (droite). Chaque point vide correspond à un mois moyenné pendant 5 ans des simulations AMIP dans les régimes faiblement subsidents ( $\omega=20\pm 5$  hPa/jour). Les droites correspondent aux régressions linéaires moyennes de la variabilité saisonnière.

la variabilité du forçage radiatif SW des nuages. La nouvelle version IPSL-CM5B simule plus de nuages bas avec approximativement le même forçage radiatif moyen. Via l'indice  $LCI_{cal}$ , les observations fournissent une bonne relation entre les deux termes caractérisant les nuages (Figure 5.8b). Le modèle CCCma, et dans une plus faible mesure les modèles HadGEM et MPI (trop faible nébulosité), simulent des relations réalistes. Les modèles IPSL et CNRM présente de corrélations significatives, avec des pentes nettement trop faibles. Le modèle MIROC5 ne possède pas de corrélations significatives.

## 5.4 Les rétroactions nuageuses des modèles CMIP5

### 5.4.1 Vue d'ensemble des réponses radiatives nuageuses

De nombreuses études ont utilisé les résultats du projet CMIP3 afin d'identifier les mécanismes contrôlant la dispersion de la sensibilité climatique et de la réponse des nuages associée (Bony and Dufresne, 2005; Webb et al., 2006; Williams et al., 2006; Williams and Tselioudis, 2007). La nouvelle version de ce projet appelée CMIP5 permet d'étudier si les améliorations des modèles modifient la dispersion de la sensibilité climatique et d'identifier si la dispersion de la réponse de nuages provient des mêmes catégories de nuages.

Le changement de CRF est représenté sur la figure 5.9 moyenné sur le globe et sur les Tropiques. On remarque des sensibilités nuageuses globales allant de  $3.3 \text{ W/m}^2$  à  $-1.1 \text{ W/m}^2$  pour  $+4 \text{ K}$  (soit  $+0.83$  à  $-0.28 \text{ W/m}^2/\text{K}$  pour la sensibilité normalisée par le changement de température), avec des fortes dispersions dans les deux domaines de longueurs d'onde. La dispersion inter-modèles est environ la même que celle simulée par les modèles CMIP3 :  $+0.53$  à  $-0.2 \text{ W/m}^2/\text{K}$  d'après Ringer et al. (2006). Dans les Tropiques, on remarque un signe positif permanent de la rétroaction des nuages dans le domaine SW, qui domine l'intensité du changement global pour certains modèles (IPSL-CM5A et HadGEM-A). Dans les autres modèles, le changement tropical LW donne l'intensité du changement global (positive pour le CanAM4, négatif pour le modèle MIROC5). Alors que dans les modèles CMIP3 la dispersion de

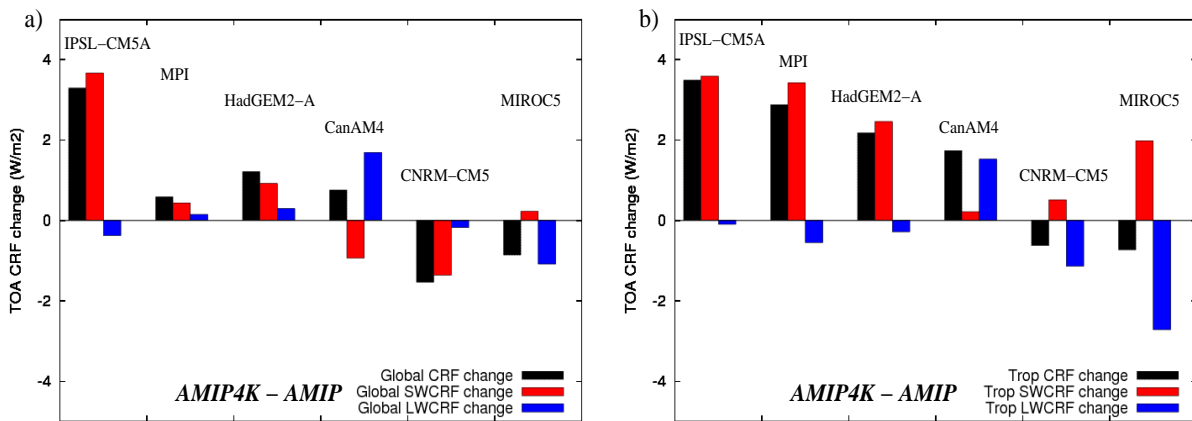


FIG. 5.9 – Changement global (a) et tropical (b) du CRF total, SW et LW pour 6 modèles atmosphériques CMIP5 en configuration AMIP après augmentation de la SST de 4K. Les modèles sont classés du plus fort au plus faible changement **tropical** de CRF total.

la réponse radiative LW des nuages est faible (Bony and Dufresne, 2005), les différentes réponses des modèles CMIP5 étudiés fournissent une dispersion aussi forte que la dispersion SW. On peut regrouper les modèles en deux catégories : ceux où la réponse SW domine la sensibilité climatique tropicale (IPSL, MPI et HadGEM-A) et ceux où la réponse LW la domine (CanAM4, CNRM et MIROC5). La réponse radiative des moyennes latitudes est différente de la réponse tropicale dans la plupart des modèles (hormis le modèle IPSL-CM5A), mais les deux groupes restent marqués (sauf pour le CNRM où la réponse SW domine sur le globe).

La répartition spatiale des changements tropicaux de CRF SW et LW est représentée sur la figure 5.10. Les 3 modèles présentant une forte rétroaction positive dans le domaine shortwave (IPSL, MPI et HadGEM) simulent une diminution de l'effet refroidissant des nuages ( $\Delta\text{CRFSW} > 0$ ) sur tout les Tropiques, hors zones de convection profonde où les nuages refroidissent d'avantage dans une climat plus chaud. Le faible changement du CRF SW simulé par le modèle CanAM4 est dû à une compensation entre une augmentation de l'effet refroidissant des nuages de convection profonde et une diminution par les nuages des zones subsidentes. Le modèle CNRM-CM5 simule de faibles changements sur toute la zone tropicale.

Les 3 modèles (IPSL, MPI et HadGEM) simulent également de faibles changements dans le domaine LW. La figure 5.10 montre une augmentation de l'effet de serre nuageux dans les zones convectives et au niveau du Pacific central. Le modèle CanAM4 simule une même représentation du changement de CRF LW que les modèles MPI et HadGEM mais avec une amplitude plus forte au niveau de la zone de "warm pool". L'augmentation du CRF dans cette zone domine la réponse tropicale des nuages de ce modèle (Figure 5.9). Le modèle CNRM simule une diminution faible de l'effet réchauffant des nuages sur toute la zone tropicale, donnant un  $\Delta\text{CRFLW}$  faiblement négatif.

Afin de s'affranchir des conditions géographiques, une analyse en régimes dynamiques définis par les vitesses verticales moyennes à 500 hPa est effectuée.



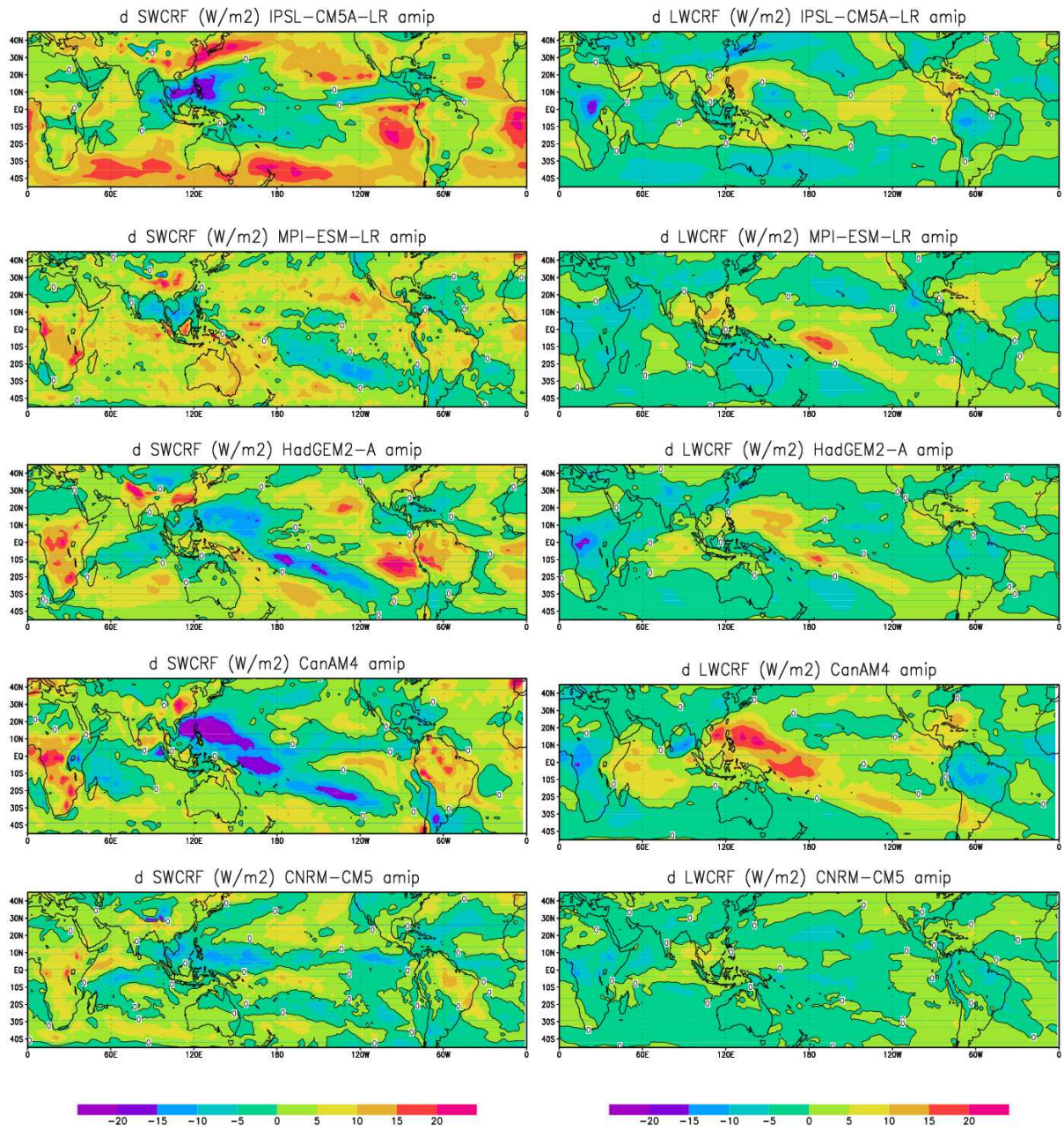


FIG. 5.10 – Changement du CRF SW (gauche) et LW (droite) pour 5 modèles en configurations AMIP après une augmentation de la SST de 4K.

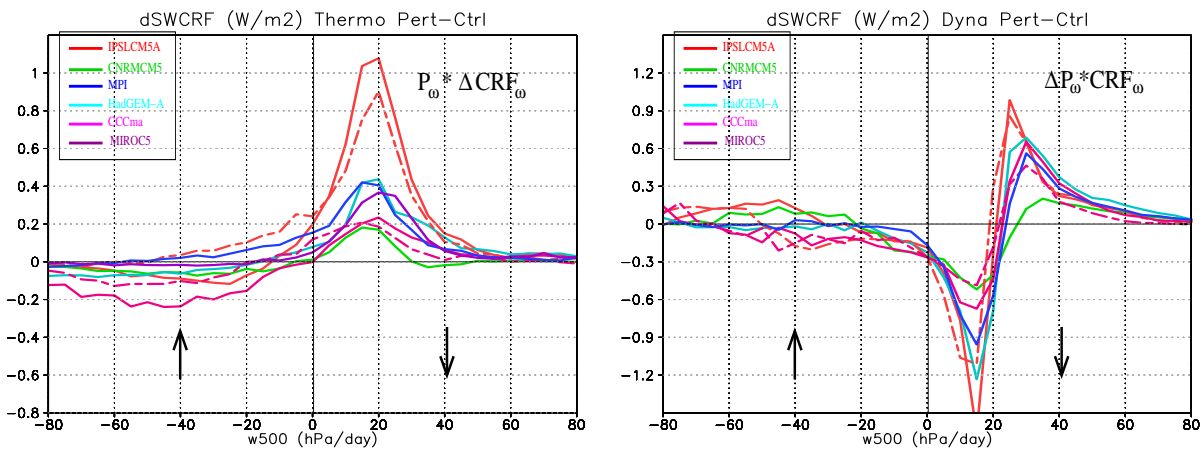


FIG. 5.11 – Décomposition du changement CRF SW en parties thermodynamique (gauche) et dynamique (droite) pour certains modèles CMIP5 en configuration AMIP (traits pleins) et couplés en expériences 1pctCO2 (traits pointillés). Le changement climatique est défini par le cas SST+4K (AMIP) ou après doublement de CO<sub>2</sub> (OAGCMs) comparé aux simulations Control.

AMIP models	Rapport WS sur Thermo (%)	Rapport WS sur Total (%)
IPSL-CM5A-LR	97	88
CNRM-CM5	82	38
MPI-ESM-LR	95	64
HadGEM2-A	88	41
CanAM4	50	23

TAB. 5.1 – Contribution thermodynamique du changement de CRFSW des zones de faible subsidence (WS définis comme l'intervalle compris entre 0 et 30 hPa/jour) par rapport au changement thermodynamique total et par rapport au changement total de CRF SW (thermodynamique + dynamique) pour les modèles en configuration AMIP

### 5.4.2 Analyse en régimes dynamiques

Le changement du forçage radiatif des nuages tropicaux soumis à une perturbation est décomposé en parties thermodynamique et dynamique (Bony et al., 2004), et la première composante contrôle au premier ordre la réponse radiative des Tropiques (Bony et al., 2004; Medeiros et al., 2008), principalement au niveau des zones subsidentes due à la forte occurrence de ces régimes (Bony and Dufresne, 2005). Néanmoins, il est nécessaire de s'assurer que dans tous les modèles, cette composante domine la réponse.

La figure 5.11 montre la décomposition de certains des modèles analysés précédemment, et également deux modèles couplés utilisant l'expérience 1pctCO2 (le réchauffement est défini comme le doublement de CO<sub>2</sub> et le début de la simulation, la différence de température peut donc être différente d'un modèle à l'autre). Les modèles simulent des changements dynamiques identiques (décalage du maximum du pic de PDF vers les zones ascendantes, diminution des extrêmes) qui se compensent entre eux. Le changement thermodynamique est différent entre les modèles avec néanmoins une diminution robuste de l'effet d'albédo des nuages dans un climat plus chaud au niveau des zones de faible subsidence. L'intensité de cette diminution est plus importante pour le modèle de l'IPSL-CM5A, et moins importante pour le modèle du CNRM-CM5.

Le tableau 5.1 montre la contribution du changement thermodynamique des zones subsidentes (de 0 à 30 hPa/jour) par rapport au changement thermodynamique sur l'ensemble des régimes tropicaux et par rapport au changement de CRF total (dynamique et thermodynamique) pour les modèles AMIP. On voit que pour la plupart des modèles la contribution du changement de CRF SW des zones subsidentes contribue au premier ordre au changement thermodynamique (à plus de 85%). Seul le modèle CanAM4 simule une contribution égale entre changements thermodynamiques dans ces zones et ailleurs (principalement dans les faibles ascendances). Le tableau 5.1 montre également que, seulement dans deux modèles (IPSL et MPI), la contribution thermodynamique des faibles subsidences domine le changement tropical de CRF SW (plus de 60%). Ce sont d'ailleurs les deux modèles ayant les plus fortes sensibilités tropicales (Figure 5.9). Les modèles CNRM, HadGEM et CanAM4 possèdent une contribution significative du changement dynamique sur le changement total (au moins 50%). Ceci confirme que l'on peut s'intéresser au premier ordre à l'étude du comportement thermodynamique des nuages des zones de faibles subsidence, sans oublier au second ordre les interactions dynamiques possibles.

La comparaison entre réponses des modèles couplés et atmosphériques montre que l'effet de la SST est le principal contributeur de la diminution des nuages dans les modèles IPSL-CM5A et CCCma au niveau des zones de subsidence (Figure 5.11). A l'inverse, dans les zones ascendantes, le réchauffement augmente l'effet refroidissant des nuages et l'augmentation du CO<sub>2</sub> le diminue. La faible réponse radiative des nuages dans le domaine SW simulée par le modèle CanAM4 (Figure 5.9b) est due aux réponses compensées dans ces deux zones.

### 5.4.3 Utilisation du bilan en MSE

La décomposition des 5 composantes du bilan de MSE est représentée sur la figure 5.12 pour certains modèles CMIP5 et pour les ré-analyses et observations. Les deux termes les plus importants (flux de surface et refroidissement radiatif ciel-clair) sont quasiment indépendants du régime de circulation et se compensent à quelques W/m<sup>2</sup> près. On remarque néanmoins une petite augmentation des flux de surface pour les régimes plus fortement subsidents, associé à un refroidissement radiatif plus faible. L'advection verticale moyenne de MSE ( $-\omega \frac{\partial MSE}{\partial P}$ ) augmente des zones ascendantes aux zones subsidentes en changeant de signe entre ces deux zones. Le gradient devient plus fort dans les régimes fortement subsidents (après 30 hPa/jour). Le forçage radiatif nuageux, défini par le terme ACRF, est positif dans les zones ascendantes (croissant avec l'intensité de la convection) et est faiblement négatif dans les zones de subsidence. Le terme d'advection horizontale de MSE est toujours négatif et sa valeur absolue augmente avec la subsidence. Cela caractérise le transport d'énergie depuis les zones subsidentes vers les régions convectives et les extratropiques. On remarque que la plupart des modèles représente bien au premier ordre l'intensité des différents termes de bilan de MSE par rapport aux observations mais les petites différences d'ACRF reflètent les importantes différences des caractéristiques nuageuses simulées par les modèles. Le modèle CNRM simule une advection verticale moyenne trop faible dans les zones fortement subsidentes. Les modèles simulent en général un trop faible effet radiatif des nuages des zones de subsidence, qui provient d'un effet réchauffant trop intense des nuages hauts (IPSL-CM5A) et/ou d'un effet refroidissant des nuages bas trop faible (CNRM-CM5).

Lors d'un réchauffement climatique (figure 5.12), les cinq modèles étudiés dans la section précédente simulent tous une augmentation du refroidissement radiatif ciel-clair et des flux de surface d'un même ordre de grandeur quelque soit le régime de circulation (le changement de refroidissement radiatif est plus important lorsque les régimes sont plus subsidents dans le modèle du CNRM). Le gradient d'advection verticale convectif-subside devient plus marqué

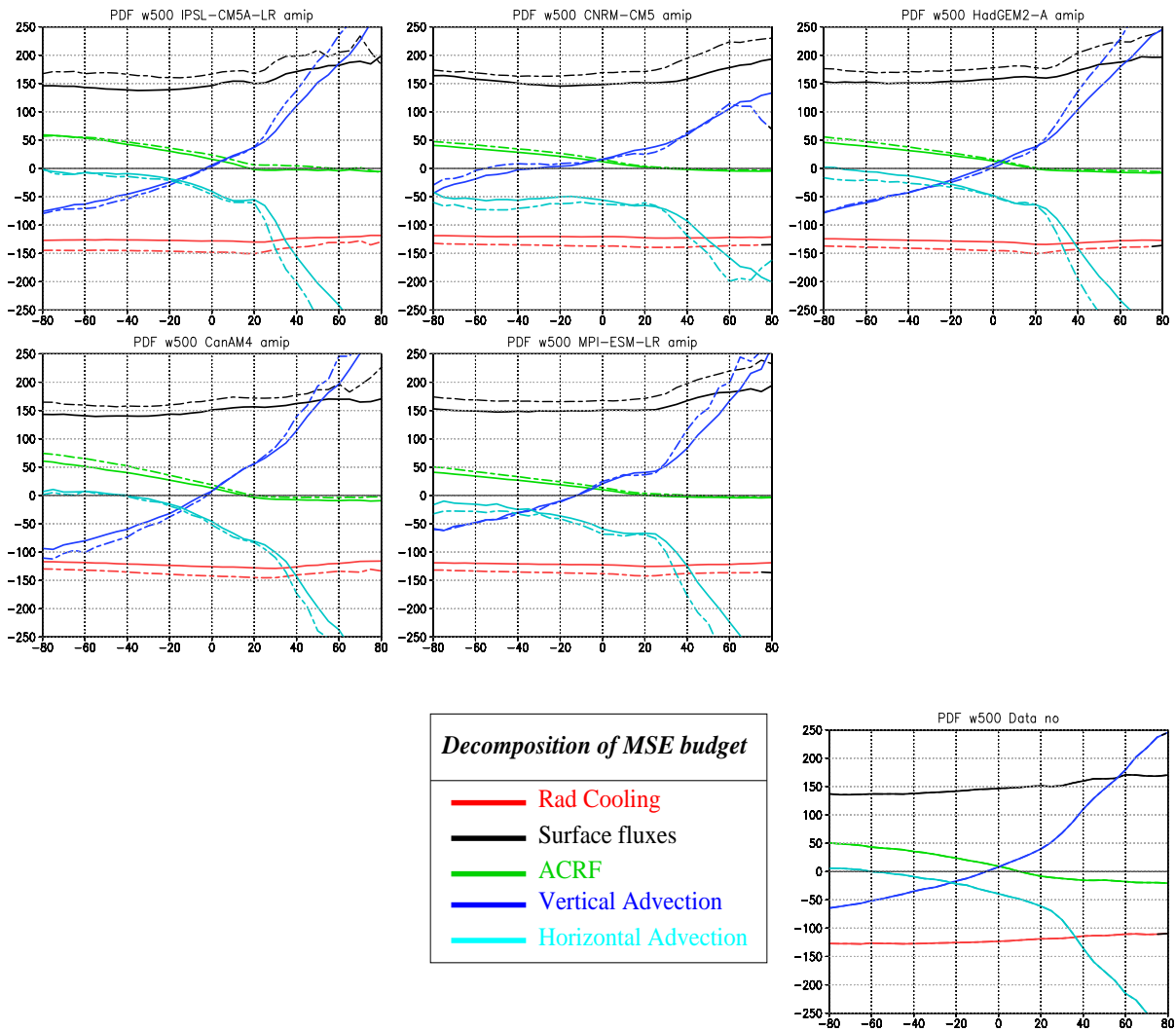


FIG. 5.12 – Décomposition du bilan de MSE en fonction des régimes de circulation en  $\omega_{500}$  pour certains modèles CMIP5 (IPSL-CM5A-LR, CNRM-CM5 et HadGEM2-A (haut); CanAM4 et MPI (milieu) en configuration AMIP) et pour les observations (en bas). Le terme d'advection horizontale est défini comme le terme résidu du bilan de MSE. Les courbes pleines et pointillées correspondent au climat présent et futur (SST +4K) respectivement.

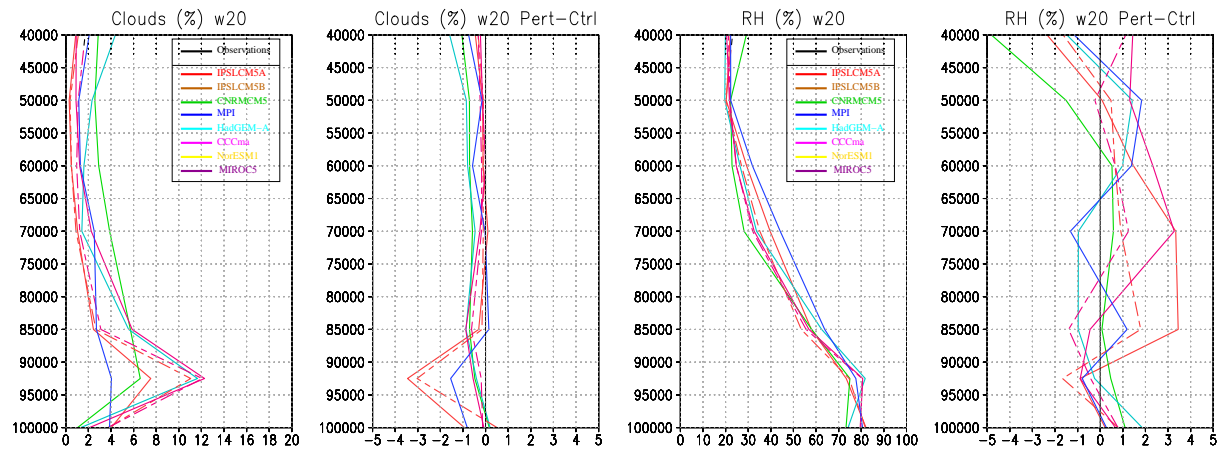


FIG. 5.13 – Profil nuageux (gauche) et humidité relative (droite) dans les zones de faible subsidence ( $\omega=20\pm 5$  hPa/jour) et leur changement +4K-Ctrl ( $2\times\text{CO}_2$ -Ctrl) pour certains modèles CMIP5 en configuration AMIP (couplée expérience 1pctCO2).

pour tous les modèles (hors CNRM). Cette augmentation est liée à l'intensification du gradient vertical de MSE qui intensifie de manière absolue le transport vertical, il serait intéressant de savoir quels sont les mécanismes physiques expliquant la différence de changement du modèle CNRM-CM5 par rapport aux autres modèles. Enfin, le réchauffement des nuages convectifs augmente faiblement et le forçage des nuages des zones de subsidence devient moins négatif dans tous les modèles (synonyme de rétroaction positive).

La figure 5.11 montre l'intérêt d'étudier les zones de faible subsidence pour comprendre la dispersion de réponses nuageuses à une augmentation de la température. La figure 5.12 montre néanmoins de faibles changements d'advection verticale, alors que ceux-ci semblent particulièrement important pour l'explication du comportement des nuages bas d'après les chapitres 3 et 4, au moins pour le modèle IPSL-CM5A. De quelle manière les modèles simulent-ils une modification des nuages bas au niveau de ces régimes ?

#### 5.4.4 Réponse des nuages des zones de faible subsidence

Le changement du profil nuageux de ces régimes (Figure 5.13) confirme que la diminution de l'effet d'albédo est associée à une diminution de la nébulosité dans la couche limite. Le profil de modification nuageuse est pourtant différent entre les modèles. Les modèles IPSL-CM5A et MPI simulent seulement une diminution située au niveau du maximum de nébulosité du climat présent (vers 925 hPa), corrélée avec le changement d'humidité relative. Les 3 autres modèles ont une diminution de nébulosité sur toute la troposphère, corrélée avec la modification de l'humidité relative (HadGEM-A et CCCma) ou quasi anti-corrélée avec celle-ci (CNRM-CM5). Le changement du profil normalisé de MSE est robuste (Figure 5.14) avec une augmentation du gradient de MSE entre la surface et l'atmosphère (max à 850 hPa pour les modèles IPSL et CanAM4 ou à 700 hPa pour les modèles MOHC, CNRM et MPI). Cette augmentation augmente en intensité "absolue" et en hauteur le minimum du déficit de MSE. De plus, on note une intensification de l'advection verticale de MSE intégrée dans la couche limite, exceptée pour le modèle IPSL (peut être lié à la diminution de l'humidité relative simulée par ce modèle).

Dans un climat plus chaud, la relation de Clausius-Clapeyron impose une augmentation plus

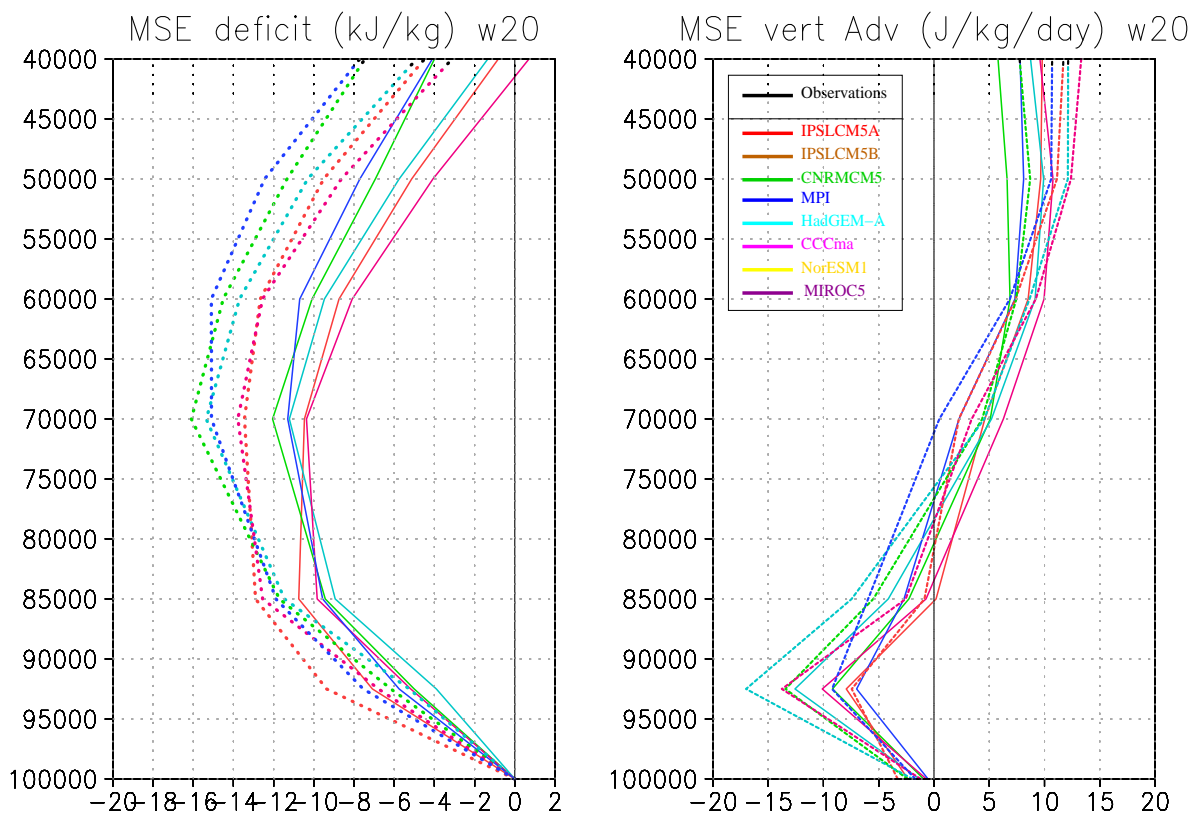


FIG. 5.14 – Profil d'énergie statique humide (gauche) et d'advection verticale de MSE (droite) dans les zones de faible subsidence ( $\omega=20\pm 5$  hPa/jour) dans le cas présent (traits pleins) et futur à SST+4K (traits pointillés) pour certains modèles CMIP5 en configuration AMIP.

importante de la valeur du MSE en surface qu'en altitude, qui entraîne une augmentation du gradient de MSE entre la surface et le haut de la couche limite. Ce phénomène est donc robuste entre les différents modèles étudiés (Figure 5.14) et entraîne une intensification de l'advection verticale de MSE et donc du transport de faible MSE provenant de la troposphère vers la couche limite (Figure 5.12). La dispersion de réponses nuageuses simulées par les modèles (Figure 5.13) montre que d'autres paramètres du bilan de MSE, et d'autres mécanismes associés, pourrait agir sur le changement nuageux.

Afin de comprendre l'influence d'un changement de gradient de MSE sur la fraction nuageuse, il est nécessaire d'étudier les processus physiques des modèles lorsqu'ils sont soumis à différentes perturbations radiatives ( $\Delta\text{SST}$ ,  $\Delta\text{CO}_2$ ...). Une étude récente a montré une relation empirique entre l'intensité du gradient de MSE sur la fraction nuageuse dans les zones de subsidence (Kubar et al., 2011), mais principalement via les modifications saisonnières des zones de transition, accompagnées de modifications dynamiques fortes. Dans la section suivante, nous allons étudier la variabilité saisonnière tropicale, pour des conditions dynamiques données, afin de trouver des corrélations physiques entre les changements actuels et futurs en vue d'une possible discrimination des rétroactions nuageuses.

## 5.5 Réponses radiatives des nuages entre climat présent et perturbé

### 5.5.1 Variabilité saisonnière

La recherche d'un lien entre la réponse des nuages à un réchauffement climatique et une donnée observable est un objectif qui permettrait de contraindre et d'évaluer la dispersion des rétroactions nuageuses. Une étude récente a remarqué un lien entre la variabilité saisonnière de l'albédo des surfaces enneigées simulée par les modèles et la modification de cet albédo lors d'un réchauffement climatique global (Hall and Qu, 2006). Cela a permis de poser une contrainte observable et d'évaluer quels modèles étaient susceptibles d'être les plus pertinents. Les mécanismes physiques étant bien compris à la fois pour la variabilité présente et le changement futur, la contrainte est justifiée. Pour les nuages, les mécanismes sont plus complexes et potentiellement différents entre variabilité présente et modification future (changement de dynamique, de stabilité, de microphysique, impact du  $\text{CO}_2$ , réactions lentes et rapides...). Il est donc nécessaire d'évaluer avec précaution et cohérence les mécanismes des climats présents et futurs.

Le mécanisme de rétroaction décrit dans cette thèse révèle le rôle important du changement du gradient de MSE (à conditions dynamiques données car peu modifiées dans le cadre d'un réchauffement climatique) sur la nébulosité basse de couche limite via l'advection verticale. La première condition à respecter pour une comparaison présent/futur est de retirer les modifications dynamiques inhérentes à la variabilité actuelle. Pour cela, nous nous intéressons à la variabilité saisonnière au niveau des régimes de faible subsidence sur toute la région tropicale océanique. Cela permet d'éviter les fortes modifications dynamiques. En effet, au niveau d'une zone géographique donnée, le changement de nuages est au premier ordre influencé par les changements de dynamiques (proportionnels à l'amplitude des variations), très importants pour la variabilité saisonnière et pour des variabilités basse fréquence (inter-annuelle, décennale...). Les régimes de faible subsidence sont également utiles pour des comparaisons inter-modèles car ce sont les régimes les plus présents dans tous les modèles (Figure 5.5a). Au second ordre, il est nécessaire de prendre en compte la potentielle modification du profil de vitesse verticale (altitude du pic de maximum de vitesse, un ou deux pics...).

Le cycle saisonnier moyen est quantifié comme la moyenne de chaque mois pendant 5 ans pour les modèles atmosphériques CMIP5 et pendant 3,5 ans pour les observations, donnant ainsi 12 points représentant le cycle saisonnier moyen. Cette étude s'intéresse au cas de faibles subsidences ( $w_{500}$  entre 15 et 25 hPa/jour), les points sélectionnés pour chaque modèle n'auront donc ni les mêmes moyennes et ni les mêmes variabilités de leur température de surface de mer car la dynamique tropicale est différente d'un modèle à l'autre. Néanmoins, il est intéressant de comparer comment chaque modèle simule ce régime dynamique (et sa variabilité) car il représente le maximum d'occurrence des régimes dynamiques, et donc il est le plus enclin à contrôler la sensibilité climatique de chaque modèle.

Afin d'examiner un lien simple entre l'advection verticale de MSE et la fraction nuageuse basse dans la variabilité présente, nous définissons cette advection par l'intensité du gradient de MSE entre 700 et 1000 hPa. Ceci est justifié de la façon suivante : (1) Ce terme est le plus modifié par la relation de Clausius-Clapeyron lors de l'application d'une perturbation (2) A régimes dynamiques donnés (i.e. à  $\omega_{500}$  fixé), la modification de la vitesse verticale est faible (3) Ce terme a montré une corrélation avec la fraction nuageuse basse dans les observations (Kubar et al., 2011).

Dans ces régimes subsidents, la relation saisonnière moyenne entre le terme LCI et le gradient de MSE entre 700 et 1000 hPa montre une anti-corrélation entre ces deux termes pour la plupart des modèles : Plus le gradient de MSE est négatif, plus la nébulosité basse est faible (Figure 5.15). La pente moyenne de la corrélation fournie par ces modèles est comprise entre -1% et -0.5% par kJ/kg d'augmentation de la pente de MSE (plus forte pour NorESM1, plus faible pente pour MPI). Le modèle CNRM-CM5 étant le seul à simuler une corrélation faiblement inversée, une étude plus détaillée permettrait de comprendre pourquoi ce modèle simule une variabilité différente des autres modèles.

Afin de comparer aux observations, l'utilisation de la variable  $LCI_{cal}$  montre également le fort lien entre la nébulosité basse et le gradient de MSE dans des conditions dynamiques quasi-fixées (Figure 5.15), avec une pente d'environ -1.1% par kJ/kg d'augmentation du gradient de MSE, d'après les observations. Ceci montre l'intérêt du gradient de MSE entre l'atmosphère libre et la surface afin de comprendre la variabilité des nuages bas. Cette corrélation est en accord certaines études observationnels liant la nébulosité à d'autres termes de stabilité de l'atmosphère ; de manière plus détaillée que le terme de LTS (Klein and Hartmann, 1993) et se rapprochant plus du terme de EIS (Wood and Bretherton, 2006) où la notion d'humidité est ajoutée via le gradient de température potentielle. Le modèle CCCma est proche des observations à la fois au niveau des valeurs moyennes de nébulosité, de gradient de MSE et de pente (les modèles HadGEM2-A et MPI sont proches des observations, avec respectivement une pente plus forte et une nébulosité trop faible). Le modèle MIROC5 simule une pente réaliste mais avec une trop forte nébulosité. La pente du terme  $LCI_{cal}$  simulée par le modèle IPSL-CM5A est différente de la pente LCI à cause de l'effet masquant des nuages hauts qui cache la variabilité des nuages bas. Le modèle CNRM-CM5 simule une pente un peu plus faible entre forçage radiatif des nuages bas et  $LCI_{cal}$  par rapport au terme LCI.

La figure 5.8 montre que, pour la plupart des modèles (excepté MIROC5 et CNRM), les valeurs des termes de LCI ou  $LCI_{cal}$  sont corrélées à l'effet refroidissant des nuages au sommet de l'atmosphère. Il existe une bonne corrélation entre l'augmentation du gradient de MSE et la diminution du forçage radiatif des nuages (Figure 5.15 en bas à gauche) pour les observations et les modèles simulant un maximum de nébulosité vers 925 hPa (Figure 5.7), hormis le modèle CNRM-CM5. D'après les observations, la pente est égale à une diminution des effets radiatifs des nuages de  $3 \text{ W/m}^2$  par kJ/kg d'augmentation du gradient de MSE, avec néanmoins une



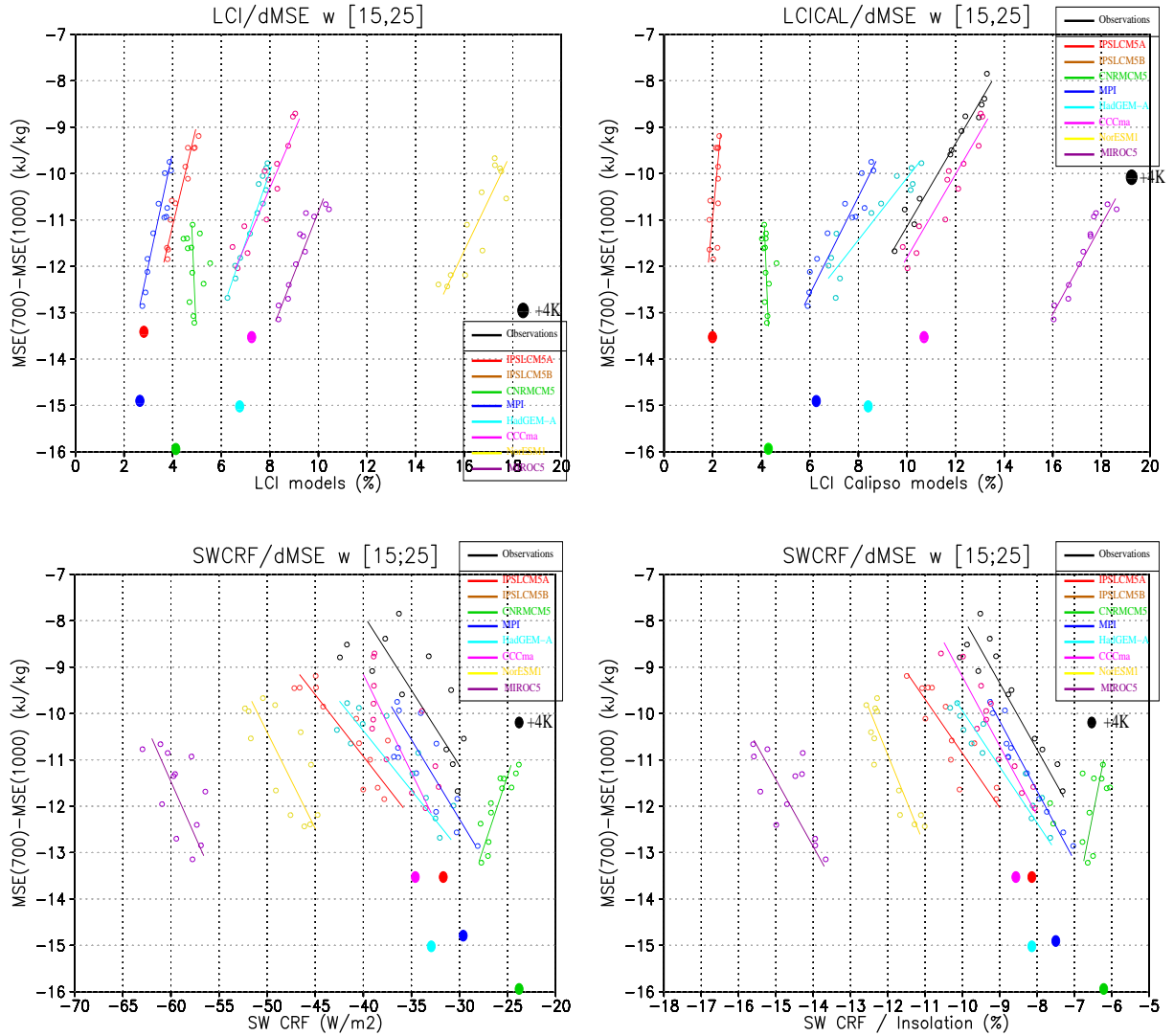


FIG. 5.15 – Valeurs absolues des termes de nébulosité basse (en haut, LCI à gauche et  $LCI_{cal}$  à droite en %) et du forçage radiatif SW au sommet de l’atmosphère (en bas, forçage moyen en  $W/m^2$  à gauche et forçage normalisé par l’insolation en %) en fonction du gradient de MSE entre 700 hPa et 1000 hPa. Chaque point vide correspond à un mois moyenné pendant 5 ans des simulations AMIP et des observations dans les régimes faiblement subsidents ( $\omega=20\pm 5$  hPa/jour). Les droites correspondent aux régressions linéaires moyennes de la variabilité saisonnière. Les points colorés représentent la moyenne de la sélection des points faiblement subsidents pour les simulations atmosphériques avec réchauffement de +4K de la SST (seuls quelques modèles sont disponibles).

importante dispersion du cycle saisonnier. Afin de réduire cette dispersion, chaque moyenne du forçage radiatif est divisée par la moyenne de l'insolation au sommet de l'atmosphère pour chaque point du cycle (variant de 355 à 425 W/m<sup>2</sup> pour les observations et variant différemment suivant les modèles). La figure 5.15 en bas à droite montre que l'utilisation de cette variable (exprimé en % de forçage radiatif SW par forçage solaire incident) réduit la dispersion des relations linéaires pour les observations et pour certains modèles (NorESM1<sup>5</sup>, MPI, HadGEM-A, CCCma). Les corrélations "gradient de MSE vs forçage des nuages" sont nettement mieux marquées.

Cette partie montre que la modification actuelle des caractéristiques nuageuses à un changement de MSE (contrôlé au premier ordre par le changement de SST) est en général bien représenté par les modèles, malgré des différences d'états moyens des propriétés nuageuses simulées par les modèles par rapport aux observations. Pour tous les modèles, la moyenne de gradient de MSE est faiblement plus forte (de manière absolue) que les ré-analyses. Peut-on utiliser cette variabilité actuelle pour contraindre le réchauffement futur ?

### 5.5.2 Modifications radiatives présentes et futures

Lors d'un réchauffement climatique, tous les modèles simulent une augmentation de l'advection verticale de MSE dans la couche limite (plus importante pour les modèles CNRM-CM5 et HadGEM-A), associée à une augmentation du gradient de MSE normalisé entre 700 hPa et la surface (Figure 5.14. Ce gradient domine le changement d'advection car les conditions dynamiques sont fixées au premier ordre ( $\omega=20\pm 5$  hPa/jour). Les points colorés sur la figure 5.15 montre l'état moyen de l'atmosphère lors d'une augmentation idéalisée de la SST de 4K. On observe bien une intensification du gradient de MSE dans tous les modèles. Si les processus de stabilité atmosphérique régissant le changement saisonnier sont les mêmes que ceux actifs lors d'un réchauffement climatique, les points "+4K" devrait se trouver sur le prolongement des droites simulées par chacun des modèles. On remarque que cela se produit exclusivement pour le modèle IPSL-CM5A, les autres modèles ayant des forçages radiatifs plus faibles que ceux attendus. Afin d'analyser plus en détail ces différences, nous quantifions les pentes de ces courbes.

La figure 5.16 montre à la fois les pentes des courbes de la figure 5.15 et le changement climatique moyen après augmentation de la température de surface ou augmentation de la concentration de CO<sub>2</sub>, pour les simulations atmosphériques AMIP et aquaplanètes et pour certaines simulations couplés en expérience 1pctCO2. Les points saisonniers sont calculés comme la différence entre 25% des points les plus chauds et 25% des points les plus froids. La figure confirme les pentes saisonnières négatives simulées par la plupart des modèles et par les observations : Une anomalie négative du gradient vertical de MSE diminue l'effet refroidissant des nuages bas des zones de subsidence (anomalie positive). Lors de cette variabilité saisonnière, on remarque une différence inter-modèles du changement de forçage radiatif (de 1.2 à 2.4 %) pour un même changement de gradient vertical de MSE d'environ -2.6 kJ/kg, identique car contrôlé par le changement de SST. Les différences inter-modèles des variabilités saisonnières de  $\Delta$ CRF ne dépendent pas des différences de  $\Delta$ MSE. La droite pointillée de la figure 5.16 montre le changement moyen attendu du forçage radiatif des nuages pour une modification du gradient d'énergie, lors d'une variabilité saisonnière.

Lorsque la SST est augmentée de 4K, on remarque une augmentation du gradient vertical de MSE (-4.2 à -3.3 kJ/kg) accompagnée d'une diminution de l'effet refroidissant des nuages des

<sup>5</sup>On remarque pour le modèle NorESM1 que la variabilité du CRF SW provient seulement de la forme du cycle saisonnier solaire (Figure 5.15 en bas à gauche)

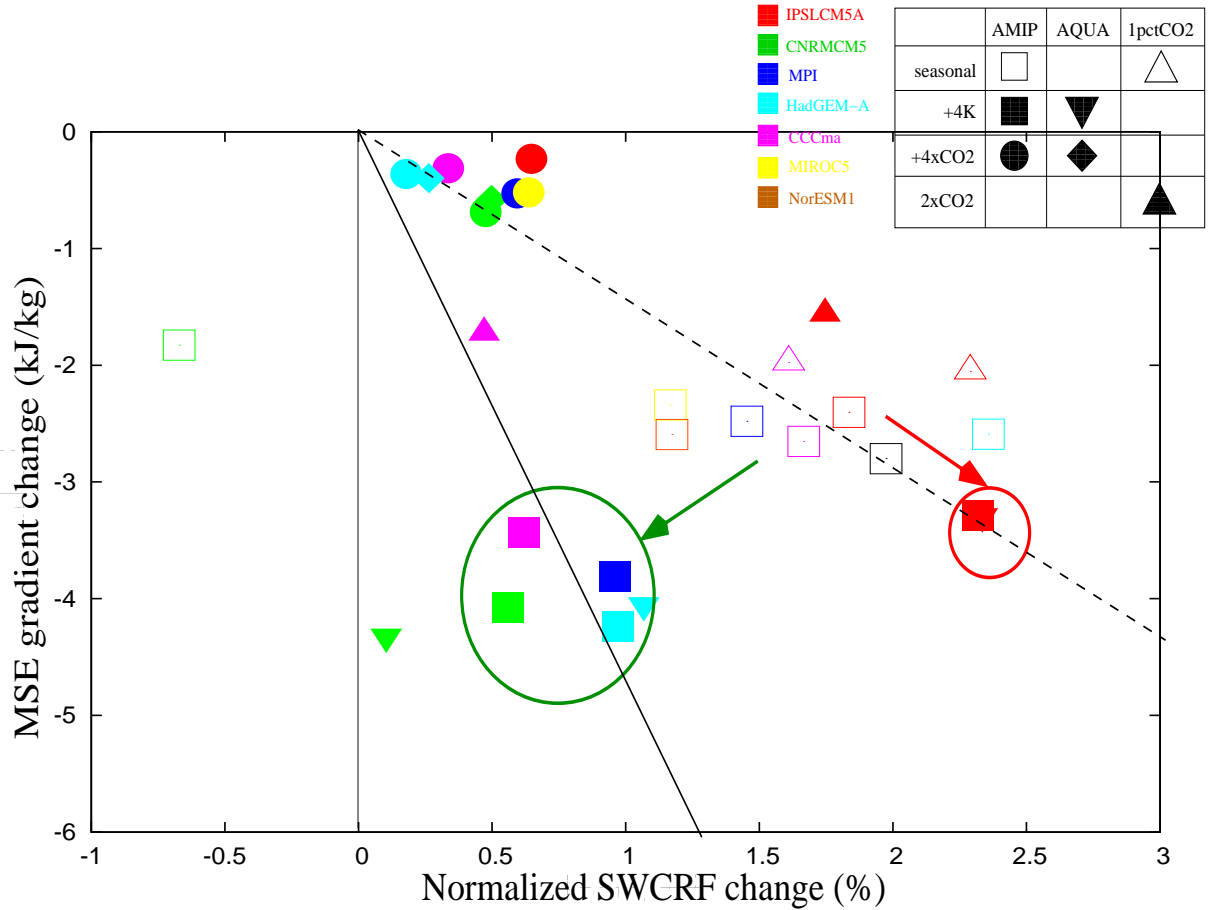


FIG. 5.16 – Changements du forçage radiatif SW des nuages normalisé par l’insolation en fonction des changements de gradient vertical de MSE entre 700 et 1000 hPa dans les zones de faible subsidence. Ils sont représentés pour la variabilité saisonnière (définie comme la différence entre 25% des points les plus chauds et 25% des points les plus froids) en symboles vides et pour la différence moyenne 4K-Ctrl (carré pleins) et 4xCO2-Ctrl (rond pleins) des simulations en configuration AMIP. Les simulations aquaplanètes sont représentées en triangle inversé et en losange pour les simulations 4K-Ctrl et 4xCO2-Ctrl respectivement. Les simulations couplés 1pctCO2 sont représentées en triangles vides pour la variabilité saisonnière et pleins pour le réchauffement climatique (défini comme la différence entre le doublement de CO<sub>2</sub> et le début de la simulation). Le carré vide noir représente les observations. Les pentes des droites fournissent le changement de forçage radiatif des nuages par changement du gradient vertical de MSE pour la variabilité saisonnière (pointillée) et pour un réchauffement climatique d’après 4 modèles (pleine).

zones de subsidence. Le modèle IPSL-CM5A simule un changement radiatif plus important que les autres modèles pour un même changement de gradient de MSE. La modification du forçage radiatif du modèle IPSL est corrélée avec le changement simulé lors de sa variabilité saisonnière et de celle simulée par les observations (droite pointillée). Les mécanismes en jeu dans le modèle de l'IPSL sont similaires entre le cas de réchauffement et le changement saisonnier (cercle rouge). À l'inverse, les 4 autres modèles représentés sur la figure 5.16 simulent des changements de forçages radiatifs de même amplitude, inférieurs à ceux attendus d'après la variabilité présente (cercle vert).

Les simulations aquaplanètes et les simulations couplés en expériences +1%CO<sub>2</sub> renforcent cette analyse en montrant que la réponse à une augmentation de la SST est différente entre le modèle IPSL et les modèles HadGEM et CCCma (les triangles inversés rouges et bleus sont respectivement dans les deux cercles, les triangles rouges et violet sont respectivement sur les deux courbes pointillés et pleines).

Lors du quadruplement de la concentration de CO<sub>2</sub>, on remarque une faible augmentation du gradient vertical de MSE (liée à l'augmentation de la stabilité atmosphérique en température) associée à une diminution du CRF SW normalisé, pour tous les modèles en configurations AMIP et aquaplanètes (Figure 5.16). Les variations semblent être plus en accord avec la variabilité saisonnière (droite pointillée) qu'avec la variabilité moyenne dû au réchauffement (droite pleine).

Les modèles CanAM4, MPI et HadGEM4 simulent une réponse radiative identique à un changement climatique, différente de l'intensité de leurs changements saisonniers. Ceci suggère que dans ces modèles l'équilibre du bilan de MSE des zones de subsidence pourrait être lié à différents mécanismes entre leurs modifications présentes et futures. Dans le modèle IPSL-CM5A, l'équilibre se fait au premier ordre par la modification de l'advection verticale.

On en conclut que la variabilité saisonnière des nuages au changement de gradient de MSE *n'est pas discriminante* de la réponse des nuages à un réchauffement climatique si on fait l'hypothèse que tout autre paramètre du bilan de MSE *agit de la même manière* sur les nuages en changements saisonnier et climatique. Afin de comprendre les variabilités nuageuses, une analyse plus détaillée de l'influence de chaque composante du bilan énergétique de MSE sur le comportement des nuages dans chaque modèle est nécessaire.

## 5.6 Conclusion

Dans le cadre de l'intercomparaison CMIP5, de nombreux groupes de modélisation ont réalisé des simulations atmosphériques du climat présent et futur plus ou moins idéalisées. Ces simulations utilisent différentes configurations plus ou moins simplifiées d'un même modèle, cela permet de hiérarchiser les processus responsables de la réponse nuageuse à un réchauffement climatique. L'étude des simulations AMIP disponibles ont montré la grande diversité de la représentation des caractéristiques nuageuses simulées par les modèles dans les régimes tropicaux de faible subsidence atmosphérique (Figure 5.1 et Figure 5.6). Les biais se voient dans la représentation spatiale des nuages bas avec des compensations d'erreurs entre fractions nuageuses trop faible (IPSL-CM5A, MPI, HadGEM-A) ou trop forte (MIROC5) et forçages radiatifs SW trop faible (CNRM-CM5, MPI) ou trop fort (MIROC5, NorESM1, IPSL-CM5A). Le modèle atmosphérique CanAM4 semble être le plus réaliste à la fois dans la représentation spatiale des forçages radiatifs tropicaux et de la nébulosité basse. La nouvelle version du modèle IPSL simule une plus importante fraction nuageuse et une meilleure répartition spatiale du forçage radiatif SW. La distribution verticale des nuages des zones de subsidence est également différente entre les modèles avec néanmoins une similitude du maximum à 925 hPa dans la plupart des modèles. Ces différents profils sont le

résultat de l'interaction entre les schémas de convection peu profonde, de nuage et de turbulence, unique à chaque modèle. Pour un modèle donnée, une étude récente (Watanabe et al., 2012) a montré que la modification de la forme du profil nuageux simulée lorsque que l'on change les paramétrisations physiques est discriminante de la sensibilité climatique du modèle. Ainsi, la forme des différents profils simulés par les modèles CMIP5 (Figure 5.7) pourrait être discriminante de la dispersion des réponses nuageuses à un réchauffement.

Soumis à un même réchauffement climatique idéalisé, les modèles simulent une diversité de réponses radiatives nuageuses. Lorsque l'on décompose le changement de CRF en parties SW et LW, on remarque une robustesse de la **rétroaction positive des nuages bas tropicaux** dans le domaine SW. Cela signifie une diminution de l'effet refroidissant des nuages des zones de subsidence plus importante que l'augmentation de cet effet dans les zones convectives. On regroupe les modèles en deux catégories (Figure 5.9) : ceux dont la sensibilité tropicale est dominée par le changement SW (IPSLA, MPI, HadGEM) et ceux où le changement LW domine (CanAM4, CNRM, MIROC5).

Lors d'une variabilité saisonnière, la fraction nuageuse basse et le forçage radiatif associé sont anti-corrélés à l'intensité du gradient vertical de MSE à la fois dans les observations et dans les modèles où le maximum de nébulosité est à 925 hPa (hors CNRM-CM5). La quantification de la pente de cette relation (+0.67 % de CRFSW normalisée par kJ/kg d'augmentation du gradient de MSE) permettrait d'anticiper le changement de nébulosité en cas de réchauffement, si les mécanismes physiques agissant sur les nuages étaient identiques. La réponse future suit la variation saisonnière pour le modèle IPSL-CM5A et est inférieure à ce qu'on attend dans les autres modèles (i.e. suivent une pente plus faible). Ces modèles prédissent une même amplitude de la rétroaction nuageuse pour un changement de gradient vertical de MSE (+0.19 % de CRFSW normalisée par kJ/kg de  $\Delta$ MSE). L'intensification de l'import de faible MSE dans la couche limite influence le robuste signe **positif** des rétroactions nuageuses basses simulées par les modèles. Excepté le modèle IPSL-CM5A, la variabilité saisonnière n'est pas discriminante de la réponse des nuages à un changement climatique. Il est nécessaire d'effectuer une analyse détaillée des différents termes du bilan de MSE pouvant influencer le changement radiatif nuageux.

Cette étude tente de révéler certains mécanisme discriminant afin de contraindre et d'évaluer la réponse des nuages bas à une réchauffement. Nous avons montré que l'affaiblissement de l'effet radiatif des nuages est lié à l'intensification de l'advection verticale de MSE dans les modèles où le maximum de nébulosité est sous 900 hPa. D'après nos hypothèses de conditions dynamiques fixés, la variabilité saisonnière ne suffit pas comme test observationnel de la rétroaction nuageuse à un réchauffement. D'autres mécanismes présents lors d'un changement saisonnier et absent lors d'un changement futur pourraient expliquer cette différence (circulation, flux de surface...). En plus de la vitesse verticale, il serait intéressant d'étudier les comportement nuageux à conditions d'advections horizontales données. Enfin, l'utilisation de la variabilité inter-annuelle pourrait être un lien plus fort entre présent et futur.

En considérant que la représentation verticale des profils nuageux de convection peu profonde est corrélée à la sensibilité d'un modèle, il serait utile dans un avenir proche de séparer les différentes physiques représentant les mêmes caractéristiques nuageuses (engageant peut-être les mêmes paramétrisations physiques de convection peu profonde, de nuages ou de turbulence...) en plusieurs groupes simulant les mêmes réponses nuageuses à un réchauffement climatique.

La hiérarchie proposée par l'intercomparaison CMIP5 est le cadre idéal pour révéler les processus les plus pertinents à la réponse des nuages et de comparer les différents mécanismes de rétroaction impliqués dans chaque modèle. La continuité de cette étude utilisera plus de modèles climatiques, avec plusieurs configurations, soumis à des perturbations radiatives diverses. Cela

permettra au final d'évaluer et de valider un test observationnel de la sensibilité des nuages bas de convection peu profonde basé sur le bilan de MSE.

# Chapitre 6

## Conclusions et perspectives

### 6.1 Conclusions

L'enjeu principal de cette thèse était d'étudier les mécanismes physiques impliqués dans la rétroaction de nuages bas océaniques tropicaux lors d'un réchauffement climatique. Via une hiérarchie de configurations du même modèle (en utilisant la même physique), nous avons montré que l'analyse de la rétroaction nuageuse tropicale du modèle IPSL-CM5A est réduite à la compréhension du comportement nuageux des zones de faible subsidence lors d'un réchauffement de la surface des océans. Le modèle uni-dimensionnel a permis de reproduire les caractéristiques principales des nuages bas du climat présent et futur grâce à l'utilisation de forçages idéalisés de ces zones subsidentes et à l'ajout d'un forçage stochastique de bruit blanc sur la vitesse verticale. L'étude de la réponse radiative des nuages s'est faite grâce à de nombreux tests de sensibilité aux forçages et aux valeurs incertaines de la paramétrisation physique du modèle (paramètres utilisés dans les schémas influençant les caractéristiques des nuages bas). Cela a permis d'extraire certains mécanismes gouvernant la diminution de l'effet radiatif des nuages lors de l'augmentation de la température de surface.

La rétroaction positive du modèle IPSL-CM5A est résumée en 3 points principaux : (1) L'augmentation de la température de surface perturbe à la fois le profil vertical de température et le profil d'humidité spécifique (via l'augmentation moyenne de l'humidité à saturation) ; le premier simulant un gradient plus faible et le dernier un gradient plus fort via la relation de Clausius-Clapeyron. La somme de ces deux perturbations entraîne une augmentation du gradient vertical de MSE entre la surface et l'atmosphère libre, résultat robuste simulé dans les modèles, associée à une intensification de l'advection verticale de faible MSE dans la couche limite au niveau des zones subsidentes. Néanmoins, celle-ci agit sur les nuages de manière différente d'un modèle à l'autre. (2) L'augmentation du gradient de MSE sans modification notable de la vitesse verticale est accompagnée d'une augmentation de la hauteur de la couche limite et d'une intensification de la convection peu profonde qui assèche la couche limite proche de la surface et humidifie le haut de cette même couche limite. Ce mécanisme fait diminuer l'effet radiatif des nuages bas proche de la surface, car devenu "moins nécessaire" pour équilibrer le bilan de MSE, et entraîne une rétroaction positive des nuages sur le système climatique. L'effet de  $\text{CO}_2$  est inverse et de moindre effet, diminuant le gradient vertical de MSE et augmentant en conséquence les nuages bas tropicaux. La réponse des nuages est liée à la physique d'un modèle, car elle résulte de l'effet couplé entre paramétrisations de la couche limite, des nuages et de la turbulence. (3) Le signe de la rétroaction nuageuse du modèle IPSL-CM5A est contrôlé par le mécanisme décrit précédemment mais son intensité dépend des paramètres incertains des paramétrisations

physiques affectant les nuages bas. La modification des caractéristiques physiques nuageuses (fraction et épaisseur optique) révèle une corrélation linéaire entre le forçage radiatif des nuages du climat présent et leur sensibilité climatique. Une rétroaction entre le refroidissement radiatif du nuage, l'humidité relative et la fraction nuageuse (appelée rétroaction  $\beta$ ) modifie le climat présent, influence le bilan énergétique de la PBL et contrôle l'amplitude de la réponse des nuages bas à un réchauffement. Cette étude a permis d'explicitier un mécanisme quantifiant l'influence des paramètres incertains du modèle sur l'intensité de la sensibilité climatique qu'il simule.

Cette thèse a explicité 3 mécanismes physiques d'influences différentes : (1) robuste, (2) dépendant du couplage entre les différents schémas de paramétrisation d'un modèle et (3) dépendant des valeurs incertaines des paramètres de tuning utilisés pour la représentation nuageuse. L'analyse des modèles CMIP5 a montré que les caractéristiques radiatives des nuages bas océaniques des zones de faible subsidence sont très différentes d'un modèle à l'autre tant dans le climat présent qu'en réponse au changement climatique, de même que la sensibilité climatique des modèles CMIP5. L'analyse de la réponse des nuages à une augmentation de la température de surface montre une corrélation entre gradient de MSE et effet radiatif des nuages bas simulée par les modèles, pour des conditions dynamiques définies. Lors d'une variabilité saisonnière, la plupart des modèles reproduisent une corrélation entre ces deux variables en accord avec les observations. Les mécanismes en jeu lors d'un réchauffement semblent être les mêmes dans le cadre de cette variabilité actuelle pour le modèle IPSL-CM5A. Les autres modèles suggèrent une plus faible réponse radiative des nuages par rapport à celle attendue d'après le changement saisonnier, mais néanmoins toujours positive. On peut en conclure que la variabilité saisonnière n'est pas discriminante de la sensibilité des nuages bas à un réchauffement climatique si on suppose que les mécanismes physiques jouant un rôle sur les nuages sont identiques. D'autres variables influençant le bilan de MSE pourrait jouer un rôle différent entre la réponse radiative saisonnière et future des nuages dans ces modèles, particulièrement les modification d'advections horizontales d'énergie.

## 6.2 Perspectives

### 6.2.1 Limites de l'étude

Cette étude se concentre exclusivement sur la réponse des nuages bas de zones de faible subsidence, principalement par l'utilisation d'un modèle uni-dimensionnel. L'utilisation des forçages idéalisés CGILS donne des résultats comparables à ceux simulés par la version GCM mais ne représente pas les forçages dynamiques du modèle tri-dimensionnel. Le lien entre les modèles 3D et 1D n'est donc pas complet car imposer les forçages provenant d'une aquaplanète n'a pas permis de reproduire convenablement les caractéristiques nuageuses attendues (voir annexe 7.2). Il serait nécessaire de comprendre quelles sont les conditions aux limites à extraire en terme d'advections horizontales d'humidité et de température afin de reproduire le profil nuageux 3D et sa réponse lors d'un réchauffement.

L'utilisation d'un forçage stochastique sur la vitesse verticale a aidé à la compréhension des mécanismes physiques contrôlant les nuages bas. Néanmoins, le calcul de cette variation a besoin d'être évalué. Cette étude utilise une variabilité aléatoire de la vitesse verticale sans mémoire physique cohérente de la valeur au pas de temps précédent, mais l'on sait que la vitesse verticale évolue de manière continue et non discontinue. Le forçage stochastique créé par le groupe CGILS et appelé forçage "Transient" est quant à lui plus linéaire et plus réaliste car extrait des ré-analyses ECMWF, mais seulement représentatif d'un point géographique pour le



mois de Juillet. En utilisant ce forçage, on reproduit au premier ordre les résultats obtenus avec le forçage stochastique. Il serait important d'analyser la sensibilité du profil nuageux à cette stochasticité, ainsi que la sensibilité de la réponse des nuages à la possible modification du profil de variance lors d'un réchauffement climatique (liée à une modification de la circulation tropicale).

Les tests de sensibilité aux valeurs incertaines des paramétrisations physiques ont permis de révéler la robustesse du mécanisme d'intensification de l'apport de faible MSE dans la couche limite et le rôle de la rétroaction  $\beta$  sur l'amplitude de la sensibilité nuageuse du modèle IPSL-CM5A. La compensation énergétique se fait de manière totalement différente entre les modèles uni-colonne et les modèles tri-dimensionnels. Dans le premier cas, seul le changement d'intensité des flux turbulents de surface compense la perturbation radiative provoquée par la réponse des nuages bas, alors que dans le second cas, la perturbation influence les gradients horizontaux et les flux compensent de manière opposée. Les modifications radiatives nuageuses jouent donc un rôle sur les transports d'énergie tropicale, au moins au niveau des zones de faible subsidence. Le modèle 1D ne peut pas évaluer cette influence. Pour cela, il est nécessaire d'utiliser des modèles tri-dimensionnels afin de quantifier le couplage entre perturbations nuageuses et modifications dynamiques via les transports au niveau de la couche limite. De plus, une décomposition du rôle radiatif des nuages bas sur le transport soit vers les zones convectives soit vers les extratropiques serait à effectuer.

Les paramètres incertains modifiés lors des tests de sensibilité ont été choisis car ils influencent les nuages de couche limite. Dans le modèle, il existe de nombreux paramètres influençant d'autres processus paramétrisés du système climatique tels que les nuages hauts, la convection profonde, la glace... Ces paramètres peuvent également influencer les nuages bas et leur sensibilité résultante via des processus à distance qu'il serait intéressant d'étudier (modification de la stabilité via le profil vertical de température des zones convectives, modification des transports horizontaux, formation d'une double ou simple ITCZ...). Hormis les paramètres de couche limite, la modification d'autres paramètres influençant les nuages hauts stratiformes par exemple pourront influencer directement sur la climatologie présente et la sensibilité climatique (Hourdin et al., 2012b).

L'étude des modèles CMIP5 a révélé la robustesse du signe positif de la rétroaction radiative des nuages bas tropicaux, dominant la diminution du forçage radiatif SW. Néanmoins, il apparaît que seule une moitié des modèles simule une sensibilité climatique tropicale dominée par la réponse SW des nuages, alors que la réponse LW domine dans l'autre moitié. A la différence des modèles CMIP3 où la réponse SW domine la dispersion (Bony and Dufresne, 2005), il apparaît nécessaire d'étudier la réponse radiative LW dans la dispersion des réponses des nuages à un réchauffement climatique dans les modèles CMIP5. L'analyse de simulations CMIP5 avec un effet radiatif nul des nuages dans la couche limite et/ou dans l'atmosphère libre (expériences  $\beta_0$ ) s'avèrerait utile à la compréhension des différents mécanismes de rétroaction, principalement via l'étude des processus équilibrant le bilan de MSE.

### 6.2.2 Perspectives à court terme

Le modèle uni-dimensionnel utilisant la physique atmosphérique du modèle IPSL-CM5A simule des caractéristiques physiques nuageuses présentes et futures proches de la version 3D. Le groupe de modélisation du LMD a développé récemment une nouvelle paramétrisation physique qui a pour but de reproduire de manière plus réaliste les nuages bas de couche limite. Il sera intéressant dans un premier temps de reproduire les résultats de la hiérarchie de configurations avec cette nouvelle version de la physique atmosphérique, principalement la capacité à reproduire

avec le modèle uni-colonne le profil nuageux 3D. Cet outil permettrait d'analyser et d'évaluer les différents processus nuageux impliqués dans ce nouveau couplage de paramétrisations physiques.

Ce travail complètera également l'intercomparaison CGILS dont le modèle IPSL-CM5A fait déjà partie. Ce projet réunit plusieurs modèles participant au protocole CMIP5 et aide à comprendre le comportement des nuages des zones de faible subsidence, ainsi que la dispersion de leur réponse à un réchauffement climatique. Il correspond à un potentiel complément de l'étude des modèles CMIP5 proposant des expériences avec une hiérarchie de différentes configurations (couplées, atmosphériques et aquaplanètes). De plus, il serait utile d'étudier plus en détail le comportement des nuages des zones plus subsidentes (stratus et stratocumulus) qui agissent de manière importante sur le bilan radiatif terrestre et qui sont souvent mal représentés dans les modèles climatiques (Figure 5.5b et Figure 5.6b).

Un article en préparation pour le journal *Bulletin of the American Meteorological Society* écrit par M. Zhang décrira le protocole expérimental CGILS et les résultats des modèles uni-colonne dont certains résultats préliminaires sont présentés dans l'annexe 7.2. Cette analyse est combinée avec l'étude d'intercomparaison des LESs, dont le but est de reproduire les mêmes caractéristiques nuageuses et la même sensibilité afin d'obtenir un résultat robuste et de contraindre les modèles uni-colonnes. Deux papiers concernant les LESs sont en préparation : le premier sur les résultats des 3 cas du protocole CGILS (Blossey et. al, en prep) et le second sur l'impact de différents tests de sensibilité aux forçages et aux CO<sub>2</sub> (Bretherton et. al, en prep). Pour les LES, les simulations du cas s6 (faible subsidence) sont les moins représentatifs du climat réel avec une nébulosité trop faible par rapport aux observations (annexe 7.2). L'ajout d'un forçage stochastique sur la vitesse verticale dans les simulations LES pourrait améliorer ces résultats. Pour cela, un protocole expérimental détaillé devrait être développé afin qu'il soit applicable dans les différents modèles de fines résolutions. Il est nécessaire de tenir compte de certaines particularités : Le temps de calcul de ces simulations serait plus long (passant de 10 jours à plus de 30 jours, avec un temps de spin-up incertain), une relaxation trop forte pourrait inhiber l'apparition de la convection profonde, l'incertitude de l'action du forçage stochastique sur la nébulosité nécessiterait de nombreux essais... Il serait intéressant de vérifier si les caractéristiques nuageuses deviennent plus cohérentes par rapport aux observations.

L'utilisation d'une sélection de forçages dynamiques provenant de l'aquaplanète et appliquée au modèle uni-colonne a révélé la difficulté à reproduire les caractéristiques nuageuses attendues d'après la version 3D (annexe 7.3). Cette analyse préliminaire pourrait être poursuivie en sélectionnant de manière plus fine les forçages grande échelle des zones de subsidence. Plusieurs idées pourront être testées : utiliser la configuration AMIP, quantifier l'apport d'énergie en advection horizontale d'humidité nécessaire afin de reproduire le profil nuageux, représenter géographiquement l'origine des points constituant la sélection...

Le mécanisme de rétroaction positive des nuages est lié à la modification de l'advection verticale d'air de faible MSE provenant de l'atmosphère libre vers la couche limite. Ce mécanisme agit sur la perte d'énergie par refroidissement radiatif des nuages bas afin d'équilibrer le bilan de MSE de la couche limite, mais il ne décrit pas de processus physiques. De nombreuses études utilisant des modèles de fines résolutions ont montré des liens robustes entre la fraction nuageuse basse et l'entraînement au sommet de la couche limite (définis par le terme  $\kappa$  d'après Lock (2009) par exemple). Il serait intéressant de faire le lien entre ces études, en appliquant d'un côté un bilan en MSE dans les simulations LES et de l'autre en analysant les termes d'entraînement dans les modèles de climat (en faisant le lien avec un terme tel que BVA). Dans les deux cas, l'hypothèse est que la fraction nuageuse est influencée par la pénétration d'air troposphérique à

travers l'inversion de température et d'humidité au sommet de la couche limite, liant également le développement vertical du nuage.

L'amplitude de la rétroaction  $\beta$  joue un rôle sur les nuages ainsi que sur la dynamique tropicale. La suppression de ce mécanisme dans le modèle IPSL-CM5A entraîne une augmentation de l'intensité de la circulation tropicale si on l'applique dans l'atmosphère libre, comme on peut le voir sur la figure 4.11. Il serait intéressant de quantifier le rôle relatif dû à la perturbation en elle-même et à l'amplification provoquée par les changements radiatifs des nuages convectifs et stratiformes. L'analyse de la relation entre changements de gradients horizontaux de MSE et changements des effets radiatifs des nuages après une perturbation est à approfondir, particulièrement le changement d'exportation d'énergie tropicale vers les extratropiques. Une étude en préparation (Bony et. al) quantifie la réponse rapide des nuages à un quadruplement de  $\text{CO}_2$  (modification dynamique) et la réponse lente par augmentation de la température de surface dans une hiérarchie de configurations de modèles avec et sans effets radiatifs des nuages dans l'atmosphère libre et dans la couche limite.

L'amplitude de la rétroaction  $\beta$  pourrait influencer des événements climatologiques tels que l'oscillation El Nino. Des études récentes (Lloyd et al., 2009; Lloyd et al., 2011) ont montré l'influence des forçages radiatifs nuageux sur la dispersion de l'intensité de ce phénomène simulé par les modèles climatiques. Cela souligne le rôle prédominant de l'atmosphère en tant que mécanisme influençant cette variabilité. La représentation des nuages des zones de subsidence par les modèles agirait sur la bonne représentation de ce phénomène. L'utilisation de simulations  $\beta_0$  permettrait d'étudier l'influence des nuages bas sur l'intensité de ce phénomène dynamique et convectif, et d'accroître nos connaissances sur ces phénomènes. Le modèle CNRM-CM5 qui ne représente ni les nuages bas ni leur effet radiatif dans les zones de subsidence (Bords Est de l'Océan Pacifique) représenterait un modèle  $\beta_0$  dans la couche limite, et pourrait être un témoin par rapport aux autres modèles. Le projet EUCLIPSE propose aux groupes de modélisation d'effectuer des simulations atmosphériques utilisant la physique CMIP5 sans effets radiatifs des nuages (dans l'atmosphère et/ou dans la couche limite)

De plus, nous avons remarqué l'impact de l'effet radiatif des nuages bas sur la circulation atmosphérique, via les modifications de transports horizontaux. Dans les modèles 3D, une idée serait de confirmer la relation linéaire entre le ACRF de la couche limite et les flux turbulents du modèle uni-colonne pour des conditions dynamique données en vitesse verticale et en advection horizontale de MSE.

L'analyse des modèles CMIP5 est encore préliminaire car tous les groupes de modélisation n'ont pas encore fourni la totalité des simulations attendues (spécifiquement les simulations de réchauffement climatique et les variables de sortie des simulateurs). Un travail d'analyse comparative entre la variabilité présente (saisonnière à décennale) et la réponse des nuages au réchauffement est à poursuivre afin de tester les mécanismes de rétroaction décrit dans cette thèse. Pour cela, l'utilisation du bilan énergétique en MSE est utile car il identifie les mécanismes qui influenceraient le plus la réponse des nuages lors d'une variabilité actuelle ou lors d'un réchauffement futur (rôle relatif des flux de surface, des advections verticales et horizontales...).

Une étude combinée de différentes perturbations (augmentation de la SST, augmentation rapide/lente de la concentration de  $\text{CO}_2$ ) permettrait d'analyser le comportement des nuages bas à une perturbation quelconque de la stabilité de l'atmosphère. Le but est de séparer les modèles en quelques groupes (idéalement 2 ou 3) qui réagissent de manière identique à ces perturbations radiatives. Il serait alors possible de discriminer les paramétrisations physiques qui impliquent une forte ou une faible sensibilité climatique (par exemple, à travers l'influence du couplage des

paramétrisations physiques sur le profil nuageux de couche limite simulé, avec maximum vers 950 hPa ou vers 850 hPa).

Enfin, l'utilisation des données satellites dans cette thèse se fait sur une courte période (2006-2011) du fait de l'utilisation des données récentes CALIPSO. Afin d'évaluer les valeurs utilisées, il semble important de confronter plusieurs jeux de données (ré-analyses, forçages radiatifs au TOA...) et également d'utiliser des jeux de données sur de plus longues périodes (depuis 1979 pour les ré-analyses par exemple, ISCCP...) permettant une évaluation des modifications nuageuses sur différentes échelles de temps.

### 6.2.3 Perspectives à long terme

Cette thèse a utilisé une méthodologie utilisant une hiérarchie de modèles qui a fait apparaître un mécanisme de rétroaction robuste pour un modèle de climat. Les premiers résultats semblent montrer une corrélation entre le gradient de MSE de la basse troposphère et la fraction nuageuse basse dans la variabilité présente. Une analyse plus détaillée des modifications énergétiques influençant les propriétés radiatives des nuages permettrait d'analyser et de comprendre la faible rétroaction nuageuse positive des modèles étudiés dans cette thèse, d'après la variabilité saisonnière. Cela permettra de comprendre plus en détail les mécanismes contrôlant la diminution des nuages bas océaniques et autorisera à réfléchir à un possible test observationnel de la rétroaction nuageuse testant la fiabilité des rétroactions simulées par les modèles climatiques. Il semble néanmoins très important de souligner la difficulté d'interprétation de ce lien entre présent et futur. En effet, de solides interprétations physiques sont nécessaires afin de prouver que l'on peut quantifier la rétroaction future via un mécanisme actuel (Hall and Qu, 2006). Cela permettrait la création d'indices de performance d'un modèle qui seront pertinents seulement si notre compréhension du système climatique l'est également (Parker and Hall, submitted).

De nouvelles observations satellitaires renforceraient l'étude du comportement des nuages bas tropicaux. L'augmentation de l'échantillonnage temporel dans la zone tropicale permettrait une meilleure compréhension du développement et de l'auto-maintenance des systèmes de convection peu profonde océanique (on voit son importance à travers la forte variance de la vitesse verticale dans les zones de faible subsidence). Des missions telles que Megha-Tropiques améliorent cet échantillonnage ; associées aux informations indispensables obtenus par un Lidar, cela permettrait d'évaluer les caractéristiques nuageuses de ces régimes. De plus, afin de confronter les données du Lidar Calipso d'autres missions avec capteurs actifs seraient utiles, de la même manière que les nombreux satellites avec capteurs passifs permettent des comparaisons entre jeux de données (ex : plusieurs jeux concernant les flux radiatifs au TOA sont disponibles de nos jours). Par exemple, le satellite EarthCare dont le lancement est prévu en 2013 comportera un lidar et un radar permettant également d'obtenir des informations tri-dimensionnelles des caractéristiques nuageuses.

A long terme, l'augmentation du nombre de données issues à la fois des modèles de plus en plus complexes et des données satellitaires de plus en plus diversifiées augmenteront les informations disponibles sur le système climatique. Cela doit également renforcer la nécessité de se baser sur des modèles simples et conceptuels afin de comprendre et d'évaluer les processus physiques complexes du système climatique.

# Chapitre 7

## Annexes

### 7.1 Acronymes

→ Acronymes

Acronymes	Signification
ACRF	Atmospheric Cloud Radiative Forcing <i>forçage radiatif des nuages sur l'atmosphère</i>
BVA	Boudary-Layer Vertical Advection of MSE <i>advection verticale de MSE de couche limite</i>
CRE	Cloud Radiative Effet = CRF <i>effet radiatif des nuages</i>
CRF	Cloud Radiative Forcing <i>forçage radiatif des nuages</i>
CRM	Cloud Resolving Model <i>modèle explicite de nuages</i>
EIS	Estimated Inversion Strength <i>Intensité estimée de l'inversion</i>
GCM	General Circulation Model <i>modèle de circulation générale</i>
LCI	Low Cloudiness Index <i>indice de nébulosité basse</i>
LES	Large Eddy Simulation <i>simulations des grands tourbillons</i>
LTS	Lower Tropospheric Stability <i>Stabilité de la basse troposphère</i>
LW	Long-Wave <i>ondes longues</i>
MSE	Moist Static Energy <i>énergie statique humide</i>
OLR	Outgoing Longwave Radiation <i>flux sortant infra-rouge</i>
PBL	Planetary Boundary-Layer <i>couche limite planétaire</i>

Acronymes	Signification
SCM	Single-Column Model <i>modèle uni-colonne</i>
SST	Sea Surface Temperature <i>température de la surface de la mer</i>
SW	Short-Wave <i>ondes courtes</i>
TOA	Top Of the Atmosphere <i>sommet de l'atmosphère</i>

→ Projets, Satellites, Missions

Projets	Signification
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System
CFMIP	Cloud Feedback Model Intercomparison Project
CGILS	CFMIP-GCSS Intercomparison of LESs and SCMs
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts
ERA	ECMWF Re-Analysis
EUCLIPSE	European Union CLOUD Intercomparison, Process Study & Evaluation Project
FLASH TISA	Fast Longwave And SHortwave flux Time Interpolated and Spatially Averaged
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GCSS	GEWEX Cloud System Study
GEWEX	Global Energy Water EXperiment
GPCI	GCSS/WGNE Pacific Cross-section Intercomparison
NCEP	National Center for Environmental Prediction
OAFflux	Objectively Analysed air-sea Fluxes

→ Modèles CMIP5

Groupes	Modèles atm	Signification & Références
CCCma	CanAM4	Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis Arora et al. (2011); von Salzen et al. (2012)
CNRM-CERFACS	CNRM-CM5	Centre National de Recherches Météorologiques Voltaire et al. (2012)
MIROC	MIROC5	Model for Interdisciplinary Research On Climate Watanabe et al. (2010)
MOHC	HadGEM2-A	Met Office, Hadley Centre Martin et al. (2006, 2011)
MPI-M	MPI-ESM-LR	Max Planck Institut Roeckner et al. (2006)
NCC	NorESM1-M	Norwegian Climate Centre
IPSL	IPSL-CM5A	Institut Pierre-Simon Laplace v5A Dufresne et al. (2012); Hourdin et al. (2012a)
IPSL	IPSL-CM5B	Institut Pierre-Simon Laplace v5B Hourdin et al. (2012b)

## 7.2 Résultats de l'intercomparaison CGILS

Le protocole CGILS est présenté dans la section 2.6.3. Nous présentons dans cette annexe les principaux résultats de cette intercomparaison SCM/LES/CRM. Notre étude a montré que l'ajout d'un forçage stochastique sur la vitesse verticale dans un SCM permet de reproduire à la fois la nébulosité présente et sa réponse future simulées par le modèle tri-dimensionnel utilisant la même physique (voir section 3.3.2). Suite à cette étude, un forçage stochastique de moyenne nulle sur la vitesse verticale a été proposé aux différents groupes afin de comparer l'impact de cette variabilité sur le profil nuageux moyen, et voir si celui-ci est plus favorable à reproduire les caractéristiques nuageuses simulées par chacun des modèles. Ces cas sont appelés "transient" (T). Mes résultats fournis sont appelés LMD, LMD\_S (simulations avec le forçage stochastique que j'ai réalisé) et LMD\_T (simulations avec le forçage transient).

A ce jour (début 2012), au moins 16 modèles développés par 13 centres de modélisation climatiques à travers le monde ont fourni des résultats pour cette intercomparaison (dont 5 modèles LES).

Nous présentons ici des comparaisons préliminaires des résultats des différents modèles réalisés par Minghua Zhang et qui feront partie d'un article collectif en préparation. On remarque tout d'abord sur la figure 7.1 la grande diversité de réponse des nuages au réchauffement dans les différents modèles uni-colonnes participant à cette intercomparaison. On remarque que certains modèles changent le signe de leur rétroaction en fonction de l'évolution des paramétrisations de leur modèle (CAM4 et CAM5, ECHAM2 et ECHAM6), certains modèles présentent des signes différents en fonction des situations (GSFC, GISS..) et certains changent fortement d'intensité (LMD\_T, CAM5\_T, ECHAM6\_T) ou de signes (GFDL\_32, GFDL\_48) avec l'application d'un forçage stochastique. Ceci confirme la difficulté de compréhension des réponses des nuages bas après un réchauffement. L'évolution de la concentration nuageuse au cours du temps montre que les caractéristiques nuageuses sont très différentes d'un modèle à l'autre, même pour des conditions de grande échelle donnée (Figure 7.2 et 7.3 pour le cas s6 et Figure 7.4 et 7.5 pour le cas s11). On voit également que la réaction au forçage stochastique est très différente d'un modèle à l'autre, et une comparaison avec le profil nuageux et sa réponse simulées par les modèles tri-dimensionnels dans les zones subsidentes apparaît indispensable.

Pour comprendre les processus de rétroaction nuageuse, l'analyse comparative des SCMs utilisant le protocole CGILS est utilisable si et seulement si ces modèles uni-colonnes reproduisent le comportement des nuages bas des modèles tri-dimensionnels dont ils sont issus. Quelques questions se posent : (1) Est-ce que l'intensité de la rétroaction nuageuse simulée par un SCM correspond à celle du GCM correspondant ? (2) Peut-on analyser les processus de rétroaction des SCM sans variabilité stochastique ? (3) Peut-on grouper les modèles par processus de rétroaction nuageuse ? Ces questions sont à analyser dans le cadre de l'intercomparaison des modèles couplés CMIP5.

Parallèlement à cette intercomparaison de SCM, les modèles LES ont appliqué les mêmes forçages dynamiques sur des périodes plus courtes (idéalement 10 jours). Les premiers résultats montrent une grande divergence entre les modèles dans les caractéristiques nuageuses simulées à la fois dans les conditions du climat actuel (que ce soit les cas s6, s11 ou s12) et en réponse à une augmentation de la SST de +2K.

A travers différents tests de sensibilité réalisés, deux causes importantes de ces différences ont été révélés : le code radiatif et la résolution. Une méthodologie plus stricte a été alors imposée, fixant la résolution horizontale et verticale, utilisant le même code radiatif (RRTM) et relaxant



plus bas dans la troposphère libre. Pour le cas s6, il apparaît une plus grande convergence entre les rétroactions nuageuses simulées. Elle est d'intensité très faible (Figure 7.6 et 7.7 à gauche), en cohérence avec la fraction nuageuse de ce cas relativement faible par rapport aux observations. Il pourrait s'avérer utile d'ajouter un forçage stochastique sur la vitesse verticale afin de voir si cela produit le même changement que pour certains SCM. Le cas s11 est plus divergent (Figure 7.6 et 7.7 à droite), la prochaine étape consistera à améliorer la résolution verticale (de 25m à 5m). Le cas s12 n'arrive pas à maintenir une couverture nuageuse, un changement des forçages imposés semble nécessaire.

Ces études montrent le travail en cours sur les modèles à fines résolutions. Le but est de faire converger et de comprendre les signes des rétroactions nuageuses pour chacun des trois cas afin de les comparer à la multiplicité des rétroactions obtenues par les modèles uni-colonnes. Ce genre de simulations n'a jamais été effectué par des LES (simulations longues en temps de calcul), cela explique en partie leur incertitude et le travail nécessaire afin d'ajuster le plus possible ces modèles, avec l'objectif final d'obtenir des simulations cohérentes entre elles permettant de fournir une explication de la réponse de nuages bas à un réchauffement.

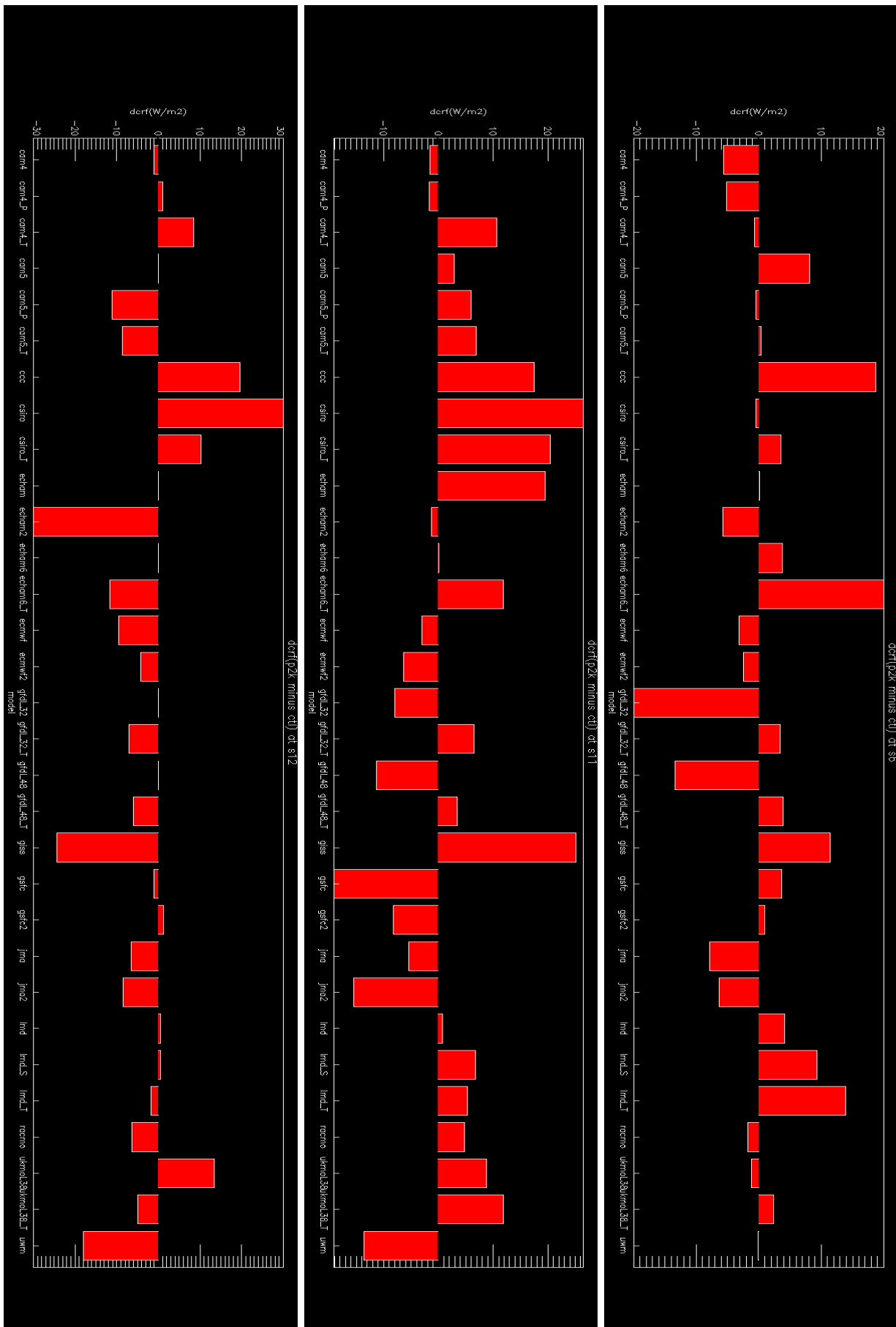


FIG. 7.1 – Rétroactions nuageuses définies comme le changement de CRF en  $W/m^2$  pour les cas s6 (haut), s11 (milieu) et s12 (bas) pour les modèles uni-colonne participant à CGILS dans une expérience SST +2K. Les résultats présentés ici sont préliminaires.

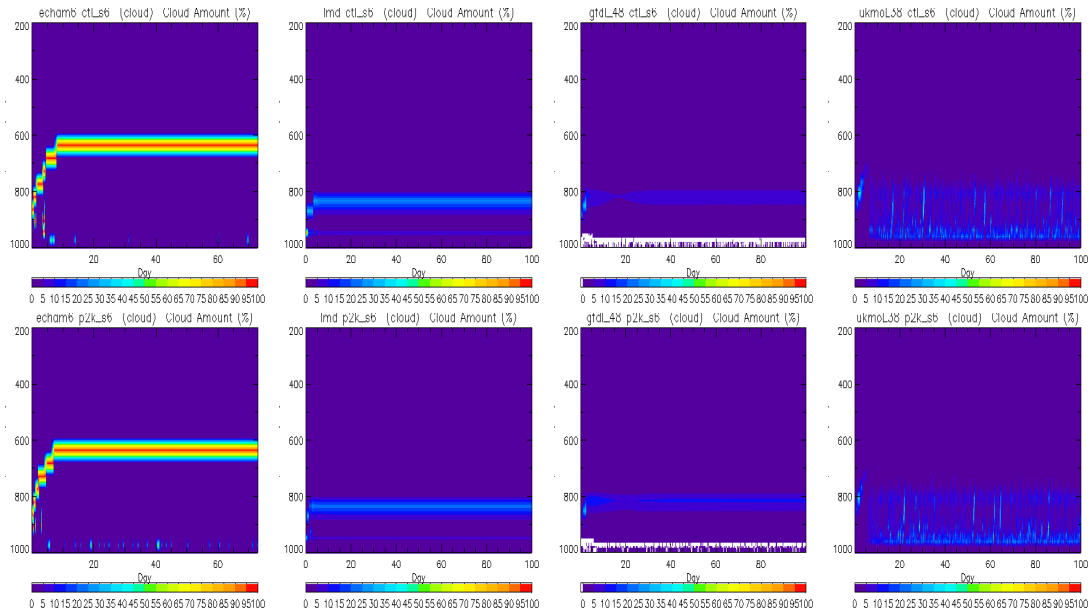


FIG. 7.2 – Evolution temporelle du profil vertical des nuages pour les modèles ECHAM6,LMDZ,GFDL48 et UKMO.38 (de gauche à droite) dans le climat présent (haut) et +2K (bas) pour le cas petits cumulus. Les résultats présentés ici sont préliminaires.

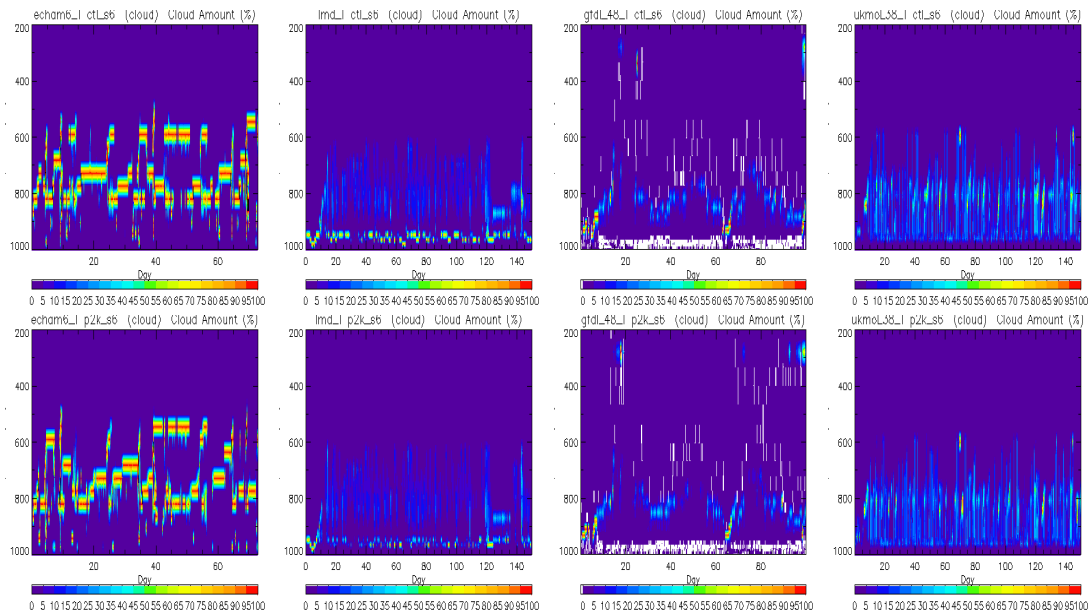


FIG. 7.3 – Identique à la figure 7.2 mais avec une variation stochastique de la vitesse verticale.

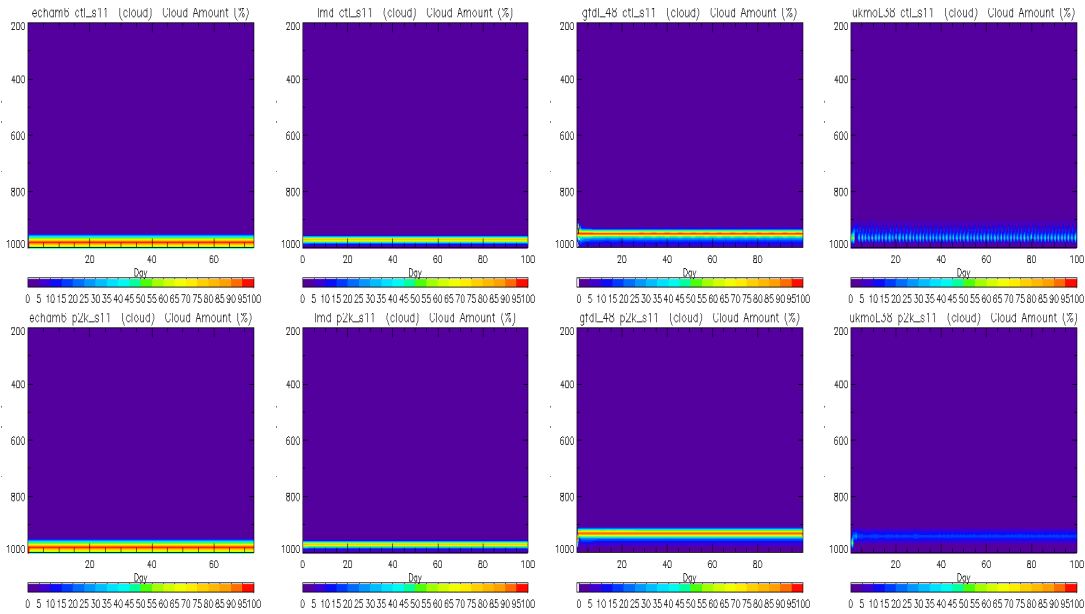


FIG. 7.4 – Evolution temporelle du profil vertical des nuages pour les modèles ECHAM6,LMDZ,GFDL\_48 et UKMO\_38 (de gauche à droite) dans le climat présent (haut) et +2K (bas) pour le cas StratoCumulus. Les résultats présentés ici sont préliminaires.

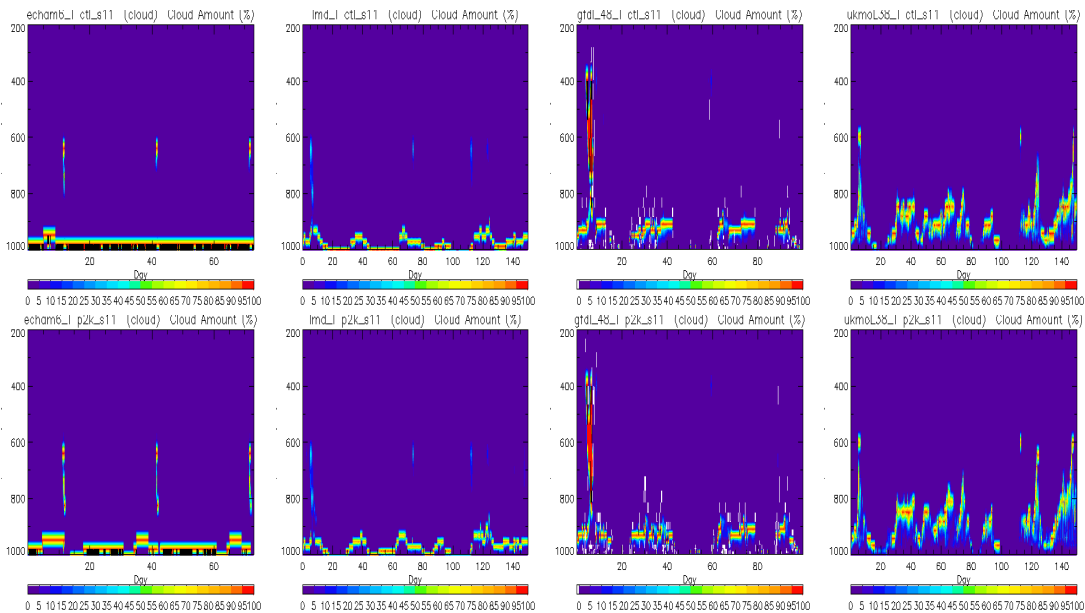


FIG. 7.5 – Idem que la figure 7.4 mais avec une variation stochastique de la vitesse verticale.

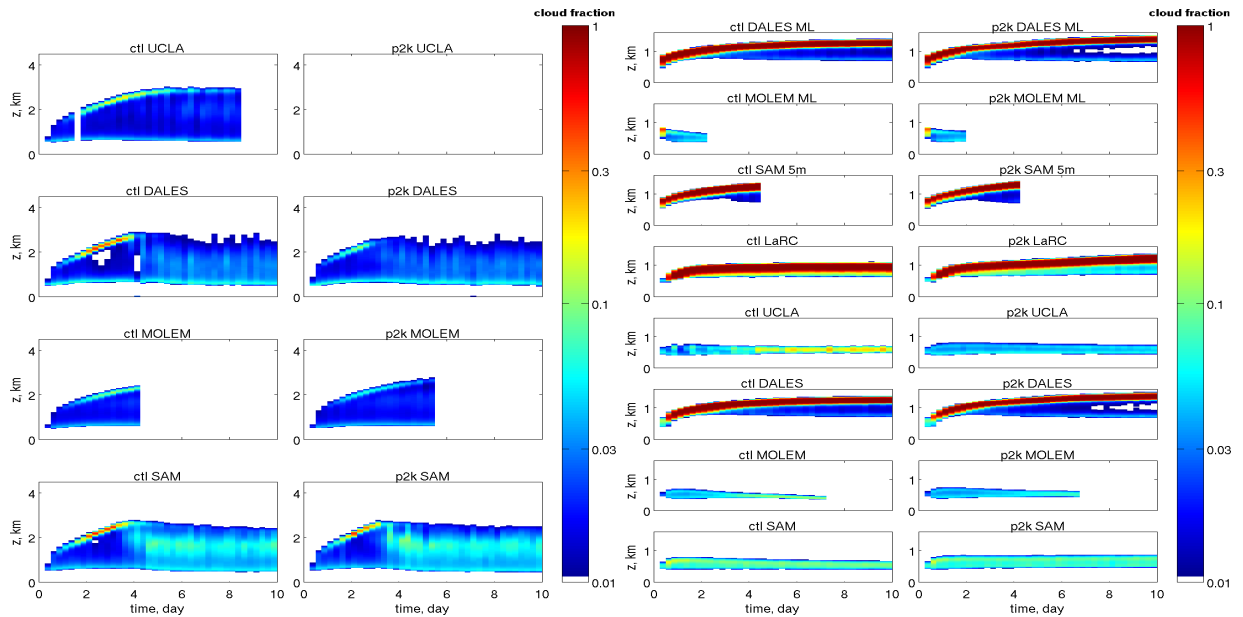


FIG. 7.6 – Evolution de la fraction nuageuse des différents modèles à fines résolutions (LES et CRM) participant à l'intercomparaison CGILS pour les cas s6 (gauche) et s11 (droite) pour le climat présent (ctl) et futur (p2k). Courtoisie de Peter Blossey (Univ. Wash.). Les résultats présentés sont préliminaires.

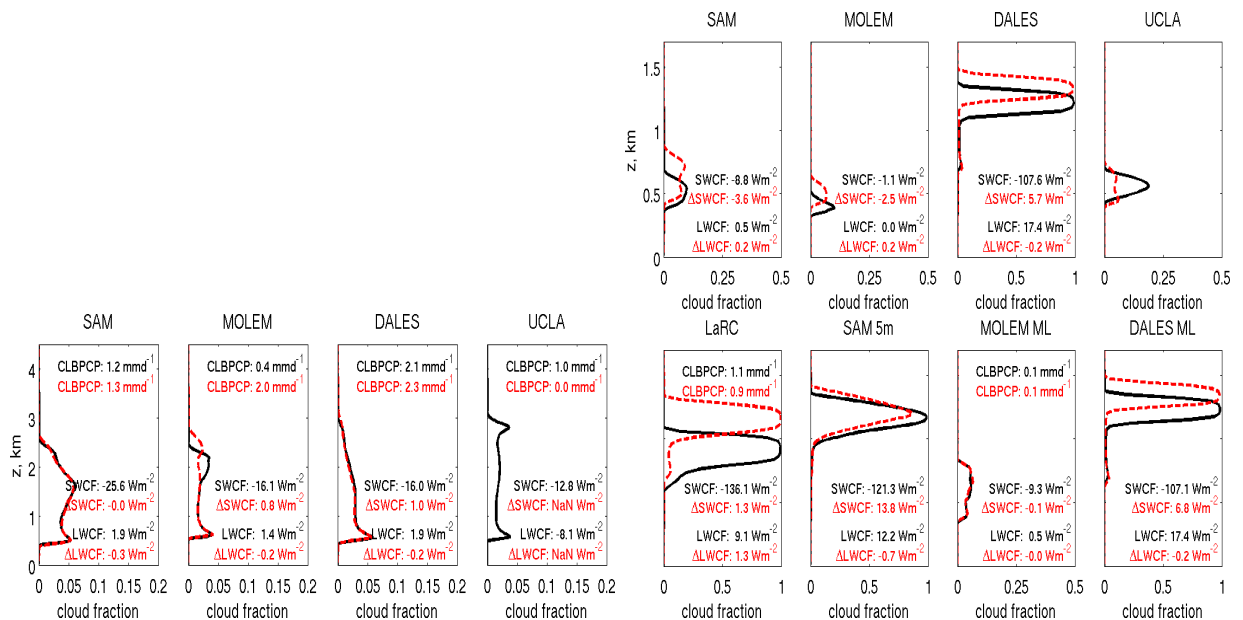


FIG. 7.7 – Profil vertical moyen des différents modèles à fines résolutions de la figure 7.6. Les courbes noires/rouges représentent le climat présent/futur respectivement. Courtoisie de Peter Blossey (Univ. Wash.). Les résultats présentés sont préliminaires.

## 7.3 Le modèle uni-colonne utilisant les forçages aquaplanètes

### 7.3.1 Sélection des forçages

Afin de représenter les régimes de faible subsidence, nous extrayons les forçages de grande échelle et les conditions aux limites du régime de faible subsidence fournis par le modèle 3D en configuration aquaplanète. Les conditions moyennes correspondant aux régimes entre  $w_{500}=25\pm 15$  hPa/jour sont représentées en noir sur la figure 7.8, que l'on peut comparer directement à la figure 3.10. Nous voyons que les conditions de forçages sont proches de celles fournies par le protocole CGILS, à la fois pour les conditions initiales, pour la vitesse verticale (maximum vers 800 hPa) et pour les advections horizontales de température et d'humidité dans la couche limite. Néanmoins, nous voyons quelques différences : la vitesse verticale plus subsidente vers 400 hPa, l'advection de température qui refroidit sur toute l'atmosphère alors qu'elle chauffe dans le cas s6 CGILS au-dessus de 600 hPa et enfin l'advection d'humidité qui n'humidifie pas le bas de l'atmosphère libre (vers 800 hPa). De plus, cette sélection de points donne une température de surface de 297.5 K, proche des conditions s6 CGILS. La sélection correspond à environ 25% des Tropiques. Appliquons ces conditions au modèle uni-colonne de la même façon que dans la section 3.3.2. Nous utilisons le même profil de variance que celui-ci utilisé précédemment (Figure 3.13).

Lorsque l'on applique les forçages au modèle uni-colonne, l'équilibre est atteint au bout d'une dizaine de jours et le profil de nuage présente un maxima de 30% vers 850 hPa dans le climat présent (on note également l'absence d'une couche nuageuse à 950 hPa attendue d'après les résultats des modèles tri-dimensionnels). Lorsque l'on applique un forçage stochastique sur la vitesse verticale, le profil nuageux change peu avec une diminution de l'altitude (max vers 875 hPa) et de la fraction nuageuse (20%). Dans les deux cas, on note aucune ressemblance avec le profil nuageux attendu (Figure 3.8) et la faible utilité de l'ajout d'un forçage stochastique. Dans le cas d'un réchauffement climatique, on obtient un développement vertical plus important de la couche nuageuse. Alors que les forçages ressemblent au premier ordre aux forçages du cas s6 du protocole CGILS, nous n'arrivons pas à retrouver les caractéristiques nuageuses qui permettrait de comprendre les mécanismes en jeu de la rétroaction nuageuse simulée par la version 3D. Comment interpréter ces fortes différences ?

Nous savons que les différences entre les forçages CGILS et aquaplanètes proviennent de la vitesse verticale, de l'advection de température dans la haute troposphère et de l'advection d'humidité au-dessus de la couche limite. Le dernier terme est le plus susceptible d'agir sur les nuages de couche limite, nous utilisons ce paramètre comme filtre afin de trier les conditions d'extraction des forçages de l'aquaplanète. Nous séparons dans la sélection de points utilisée précédemment les cas où l'advection d'humidité entre 500 et 850 hPa est positive (humidification) et l'autre cas où elle est négative (assèchement). Nous utilisons pour cela des sorties sur la zone tropicale à 3 heures de la simulation IPSL-CM5A en configuration aquaplanète, pendant une durée de 3 mois. Cela fournit 2 autres jeux de forçages représentés sur la figure 7.8 appelés WET et DRY pour les cas positif et négatif respectivement (le cas TOT étant la somme des deux correspondant aux forçages utilisés dans la figure 7.9). Chacun de ces deux ensembles correspond à environ 50% des points composant le cas TOT. Nous voyons peu de différences, ni dans les conditions initiales, ni pour l'advection horizontale de température (Figure 7.8). Pour le cas WET, nous remarquons une modification de la vitesse verticale avec une diminution de l'intensité dans l'atmosphère libre et une augmentation au niveau de la couche limite, ainsi qu'une forme bi-

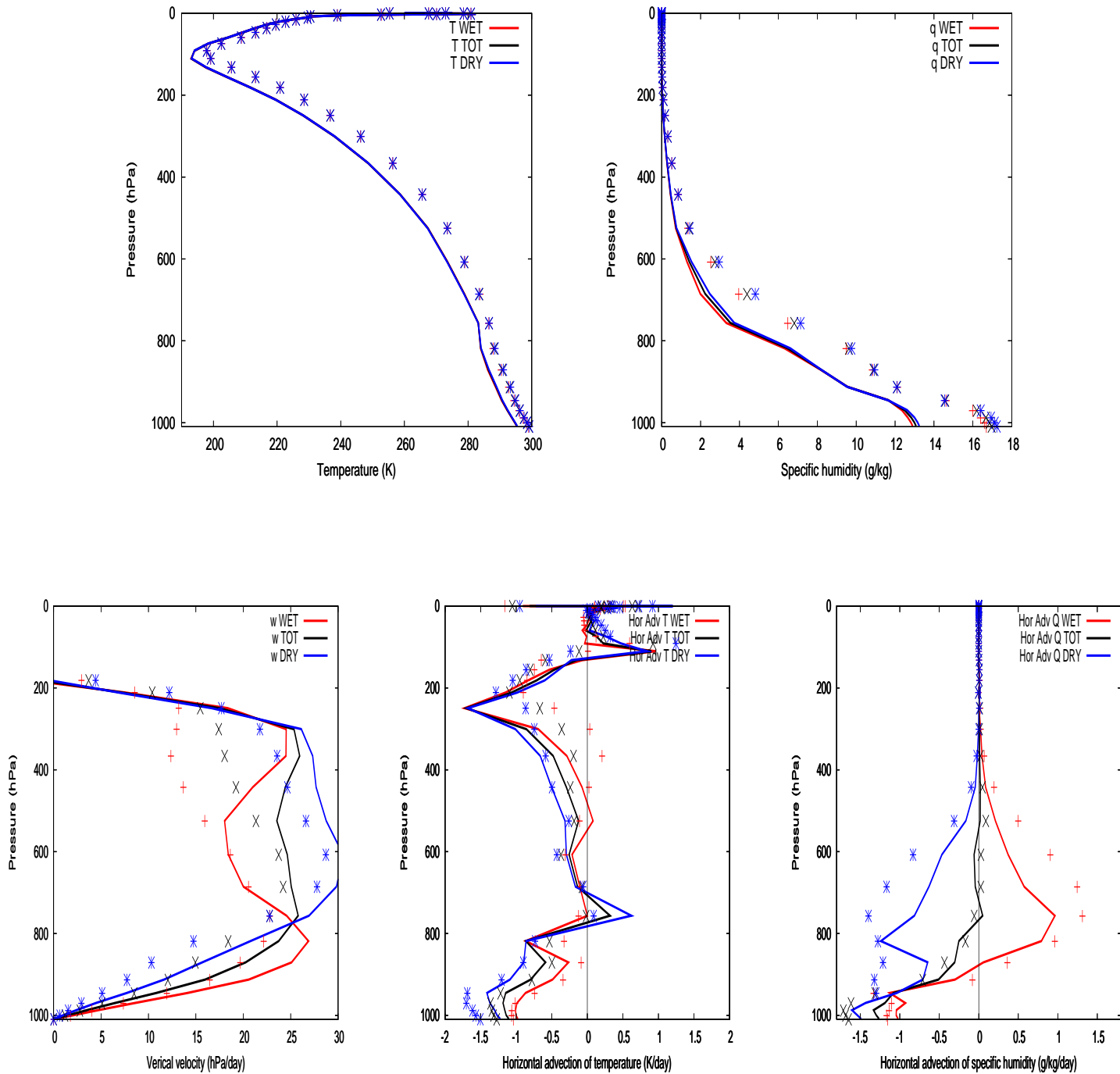


FIG. 7.8 – *Haut* : Profils des conditions initiales correspondant à la température (gauche) et à l'humidité spécifique (droite). *Bas* : Profils des conditions aux limites correspondant respectivement à la vitesse verticale (gauche), aux advections de température (milieu) et d'humidité spécifique (droite). Les courbes noires, rouges et bleues correspondent aux conditions des régimes de faible subsidence ( $w_{500}=25\pm 15$  hPa/jour) extraits du modèle IPSL-CM5A en configuration aquaplanète dans les cas TOT, WET et DRY (filtre entre [500;850hPa]) respectivement (voir texte) dans un climat control (traits pleins) et plus chaud de +4 K en surface (pointillés).

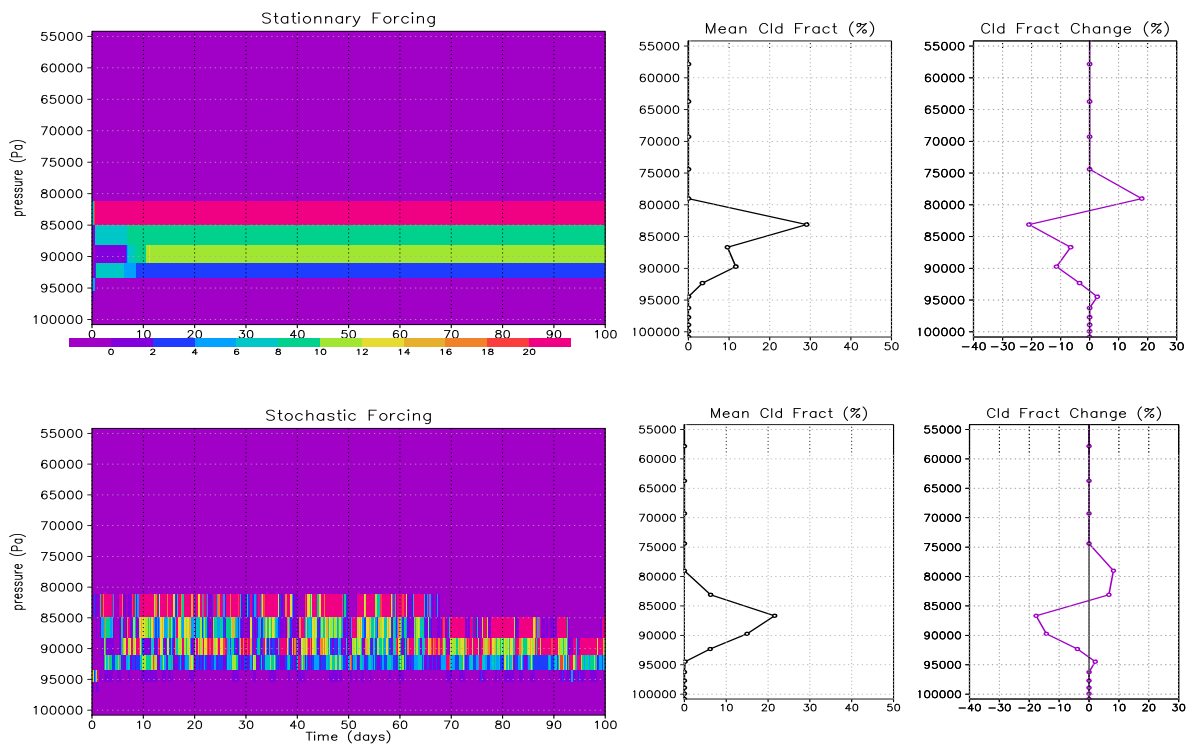


FIG. 7.9 – *A gauche* : évolution temporelle de la fraction nuageuse simulée par le modèle uni-colonne sous l'application des forçages extraits de l'aquaplanète dans des conditions de faible subsidence ( $w_{500}=25\pm 15$  hPa/jour) dans le cas TOT. *A droite* : Profil moyen de la fraction nuageuse simulée pour l'expérience Control dans le cas TOT et son changement provoqué par une augmentation de la température de la surface d'environ +4K. Les résultats correspondent aux cas sans (haut) et avec (bas) forçage stochastique appliqué sur la vitesse verticale.



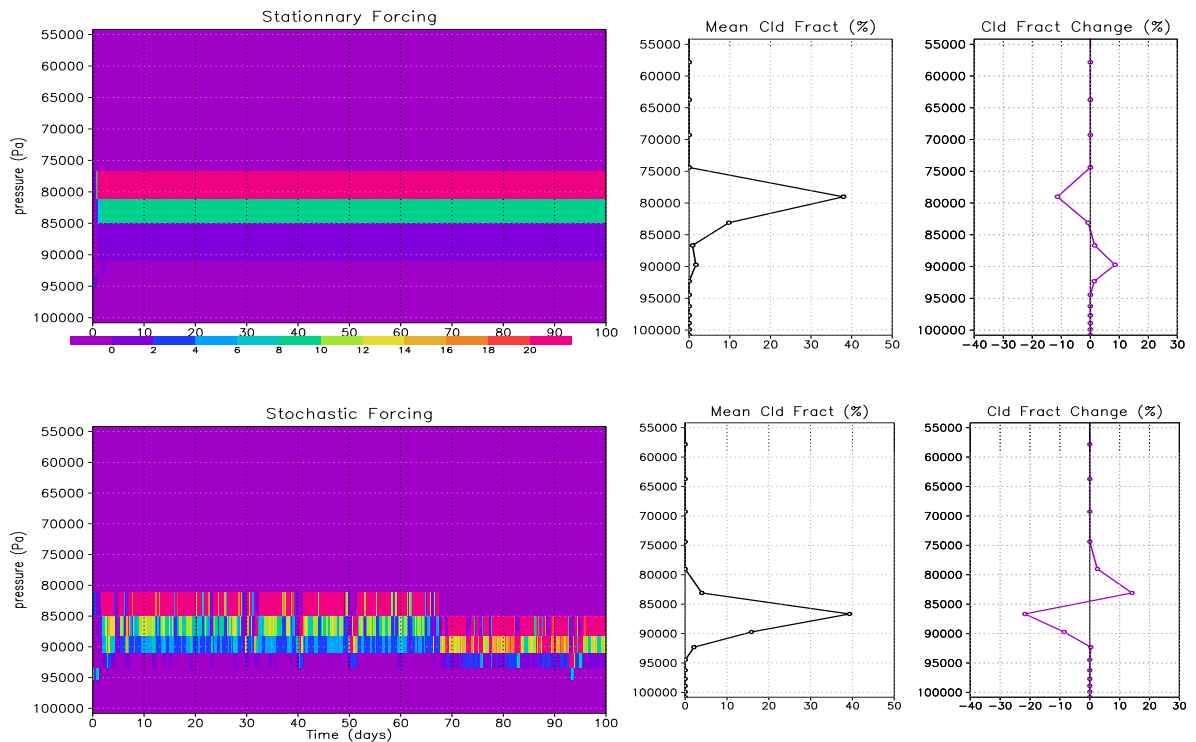


FIG. 7.10 – Même légende que la figure 7.9 pour le cas DRY (filtre entre [500;850hPa])

modale du profil. Dans l'aquaplanète, les cas d'humidification de l'atmosphère libre par transport horizontal correspondent donc à des conditions dynamiques différentes des cas d'assèchement troposphérique dans les zones de subsidence atmosphérique.

On applique les deux sélections de forçages WET et DRY dans le modèle uni-colonne. Nous voyons peu de différences entre le cas TOT et le cas DRY (Figure 7.9 et Figure 7.10), alors que le cas WET simule des caractéristiques nuageuses plus cohérentes avec la version GCM du modèle (Figure 7.11). On note que, dans les cas TOT et surtout DRY, seule la relaxation permet de maintenir l'existence d'une couche nuageuse. En effet, lorsqu'on la supprime le modèle simule des couches nuageuses de l'ordre de quelques pourcents. Dans le cas WET (Figure 7.11), nous voyons un développement de deux couches de nuages : une faible entre 900 hPa et 600 hPa (10%) et une plus importante vers 950 hPa (80%) produisant un profil proche de celui prédit dans le GCM. La fraction nuageuse de la couche présente vers 950 hPa est néanmoins trop importante et trop basse comparée au modèle 3D. Lorsque l'on applique le forçage stochastique, on améliore ce résultat avec une couche plus haute et moins nébuleuse (50%), en restant assez éloigné des résultats des modèles 3D et du modèle 1D avec forçage CGILS. La réponse des nuages à un réchauffement climatique est plus cohérente avec le GCM lors que l'on applique le forçage stochastique, avec une diminution de la fraction nuageuse basse (couche à 950 hPa).

Dans le cas TOT, le fait que l'on impose un assèchement constant sur toute l'atmosphère (voir Figure 7.8) provoque un blocage de la variabilité physique naturelle que l'on cherche à obtenir dans le modèle uni-colonne, via le forçage stochastique sur la vitesse verticale. En effet, le cas s6 CGILS et le cas WET ont une moyenne quasi nulle de l'advection d'humidité avec une compensation entre assèchement dans la couche limite et humidification dans l'atmosphère libre. Nous pouvons poser trois questions : (1) Aura-t-on une amélioration du profil nuageux si on sélectionne en plus les points où le forçage par advection horizontale de température est

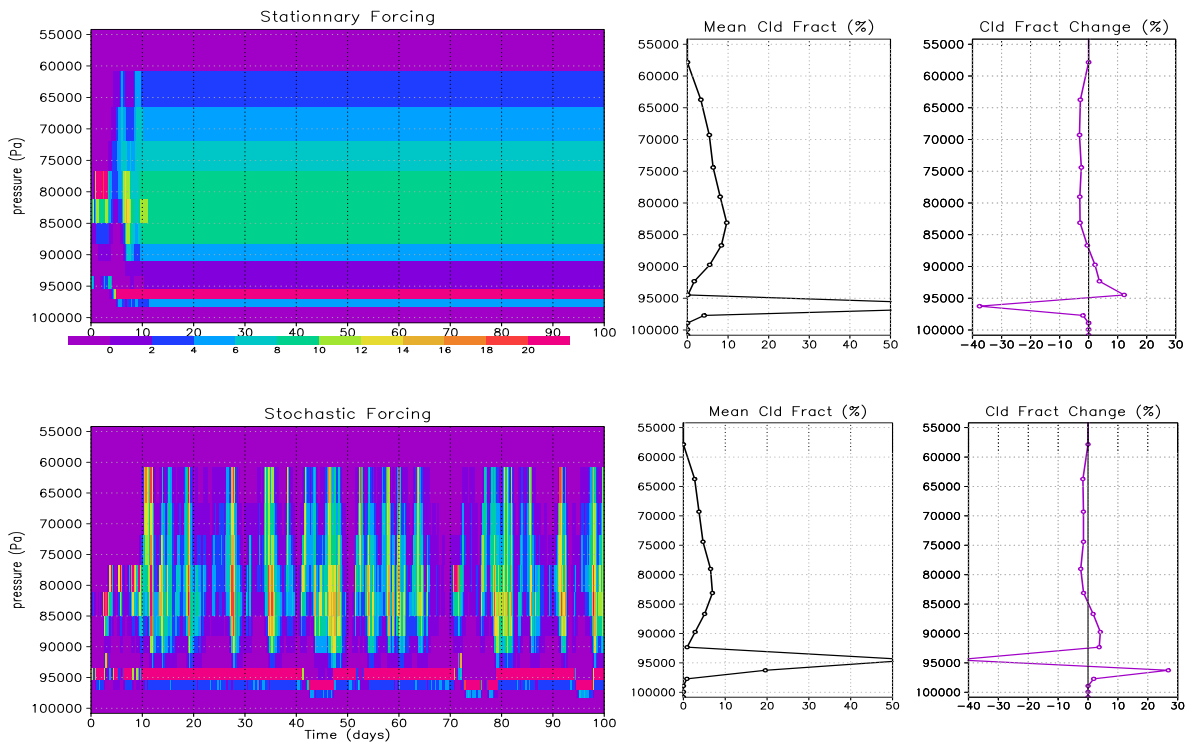


FIG. 7.11 – Même légende que la figure 7.9 pour le cas WET (filtre entre [500 ;850hPa])

positif dans la couche limite et négatif dans la haute troposphère ? (i.e. quelque soit la sélection en advection d'humidité (3 cas) extraite de l'aquaplanète, il y a toujours refroidissement sur toute la troposphère) (2) Peut-on reproduire la variabilité naturelle en mettant l'accent sur l'utilisation d'un forçage stochastique sur l'advection horizontale d'humidité ? (3) Le choix du filtre utilisé précédemment (entre 500 et 850 hPa) est-il discriminant ? Nous allons tenter de répondre à ces questions dans la seconde partie

### 7.3.2 Contraintes sur les forçages appliqués

Nous effectuons la même simulation uni-colonne que précédemment mais en filtrant, dans la sélection dite "WET", les points dont le forçage par advection horizontale de température est positif en haut de la troposphère (ici en fixant les bornes entre 200 et 700 hPa). Cette sélection fait diminuer le nombre de points sélectionnés de 50% (cas WET) à 20% (cas WET') du nombre de points totaux (cas TOT). L'application de ce second filtre ne modifie pas l'intensité de l'advection d'humidité spécifique mais modifie le profil de vitesse verticale (courbes rouges de la figure 7.12). En effet, on remarque la disparition du maximum de subsidence à 400 hPa (celui à 800 hPa reste sensiblement le même) et l'on observe également un changement de signe de la vitesse verticale à ce niveau, devenant ainsi ascendance. Cela signifie que les points réchauffant le haut de la troposphère correspondent à des situations dynamiques différentes : Les points où l'advection horizontale refroidit l'environnement sont des points où le maximum de subsidence est placé en haut de la troposphère, en cohérence avec l'équation thermodynamique de température. Lorsque l'on compare ce cas aux forçages CGILS, on trouve une ressemblance des profils verticaux d'advection horizontale de température (Figure 3.10) dans les climats présent et futur. De plus, le profil de vitesse verticale est proche du cas s6 CGILS, avec un seul pic vers 800 hPa et une diminution

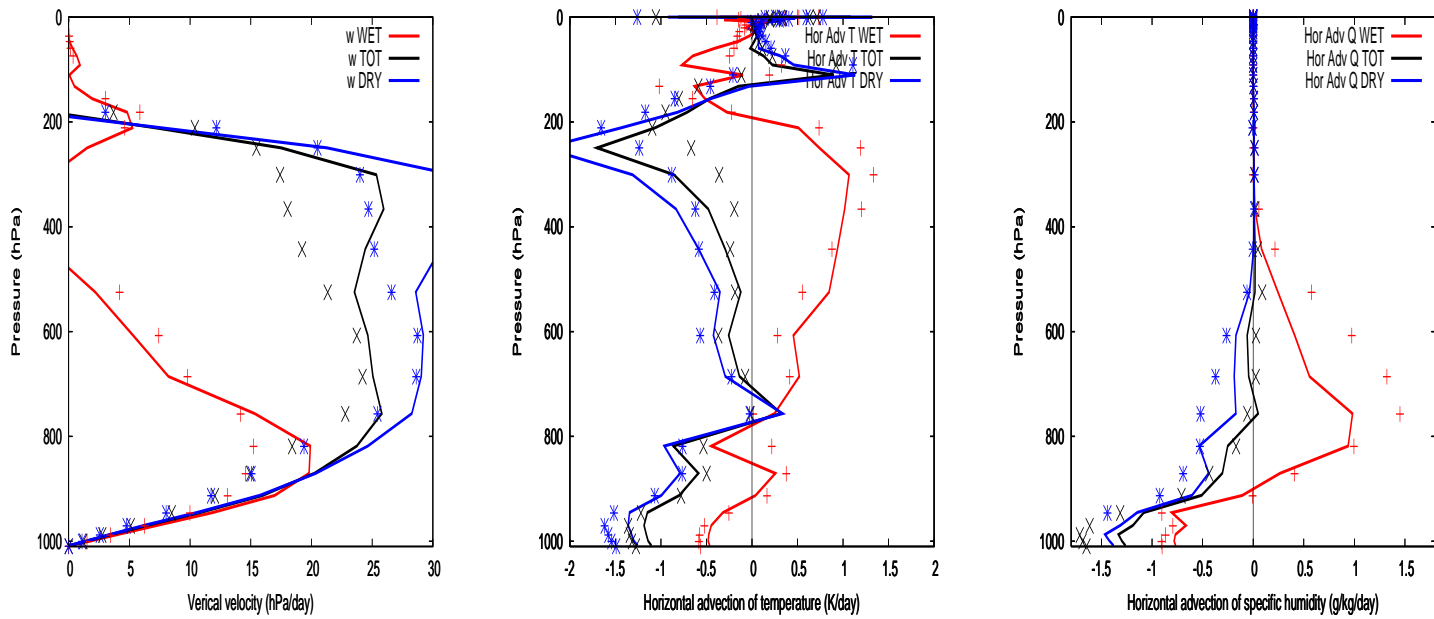


FIG. 7.12 – Profils des conditions aux limites correspondant respectivement à la vitesse verticale (gauche), aux advections de température (milieu) et d’humidité spécifique (droite). Les courbes noires, rouges et bleues correspondant aux conditions des régimes de faible subsidence ( $w_{500}=25\pm 15$  hPa/jour) extraits du modèle IPSL-CM5A en configuration aquaplanète dans les cas TOT, WET’ (filtre d’advection positive d’humidité entre [500;850hPa] et d’advection positive de température entre [200;700hPa] et DRY’ (voir texte) dans un climat control (traits pleins) et plus chaud de +4 K en surface (pointillés).

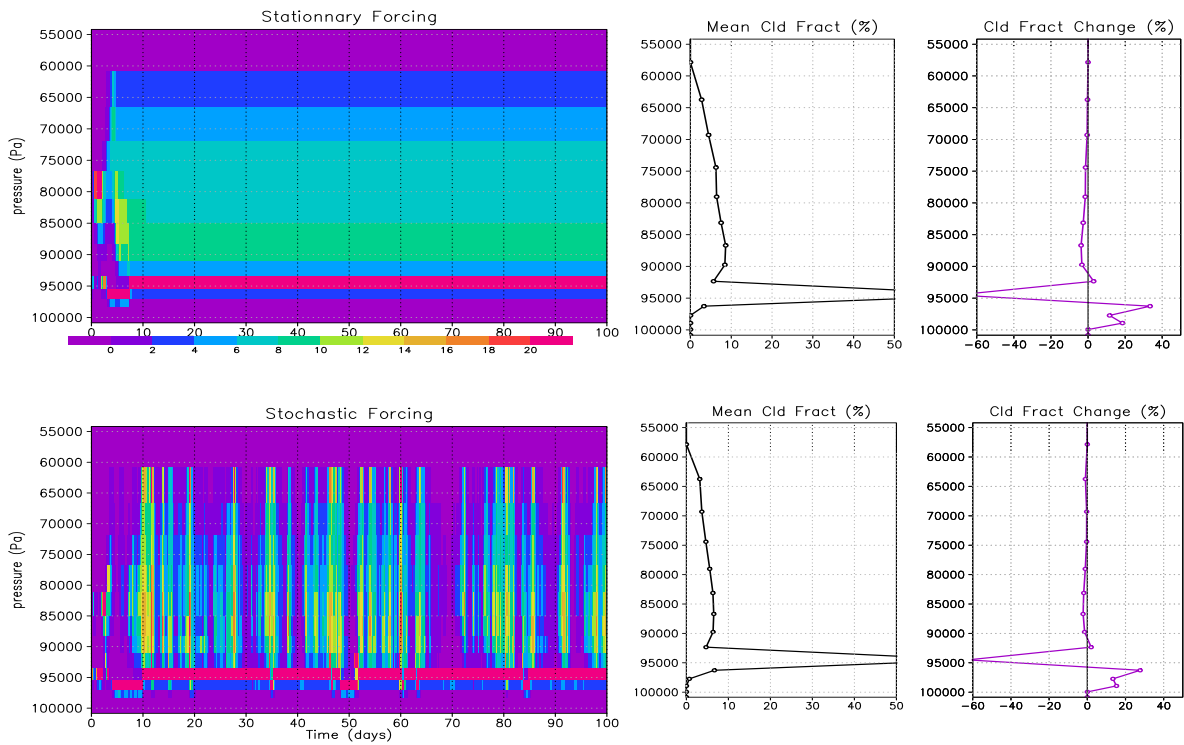


FIG. 7.13 – Même légende que la figure 7.9 pour le cas WET' (i.e. filtre en  $\omega$  entre [500 ; 850hPa] + filtre d'advection positive de température entre 200 et 700 hPa).

de la subsidence en cas de réchauffement climatique. Comme auparavant, l'humidification par advection horizontale de la troposphère libre est trop forte et le réchauffement l'intensifie.

La figure 7.13 montre les résultats de la simulation SCM pour le cas WET'. Les caractéristiques nuageuses sont très similaires à celles simulées par le cas WET seul (Figure 7.11), avec une trop forte nébulosité (60%) et un déplacement vers les couches les plus basses des nuages bas (shift), que soit avec ou sans forçage stochastique sur la vitesse verticale. Cette expérience montre le rôle principal de l'advection d'humidité, et le rôle secondaire de l'advection de température, sur la représentation des caractéristiques nuageuses du GCM. L'intensification de l'advection horizontale d'humidité au-dessus de 800 hPa dans le cas du réchauffement climatique (cas WET et WET') pourrait être une cause de la différence de réponses nuageuses par rapport au cas s6 CGILS. En effet, dans ce protocole, l'advection n'est pas modifiée dans le cas SST+2K. Pour cela, nous relançons une simulation avec les mêmes forçages sans modifier le profil d'advection horizontale d'humidité en cas de réchauffement : Nous voyons peu de modifications si l'advection reste invariante, l'intensification de l'humidification de l'atmosphère libre n'agit pas sur ce shift.

Comme l'advection d'humidité joue un rôle important dans la reproductibilité des caractéristiques nuageuses des zones de subsidence, peut-on reproduire ces nuages si on perturbe cette variable de manière stochastique au lieu d'utiliser la vitesse verticale ? Nous extrayons la variance de l'advection horizontale d'humidité (cf section 3.3.2). Celle-ci correspond à la variabilité dans l'aquaplanète sans sélection de points (WET, DRY...), on suppose que le filtrage de points aura une influence de second ordre sur l'intensité de la variabilité haute fréquence. Cette expérience utilisant les conditions moyennes de forçages du cas WET (Figure 7.14) arrive à re-

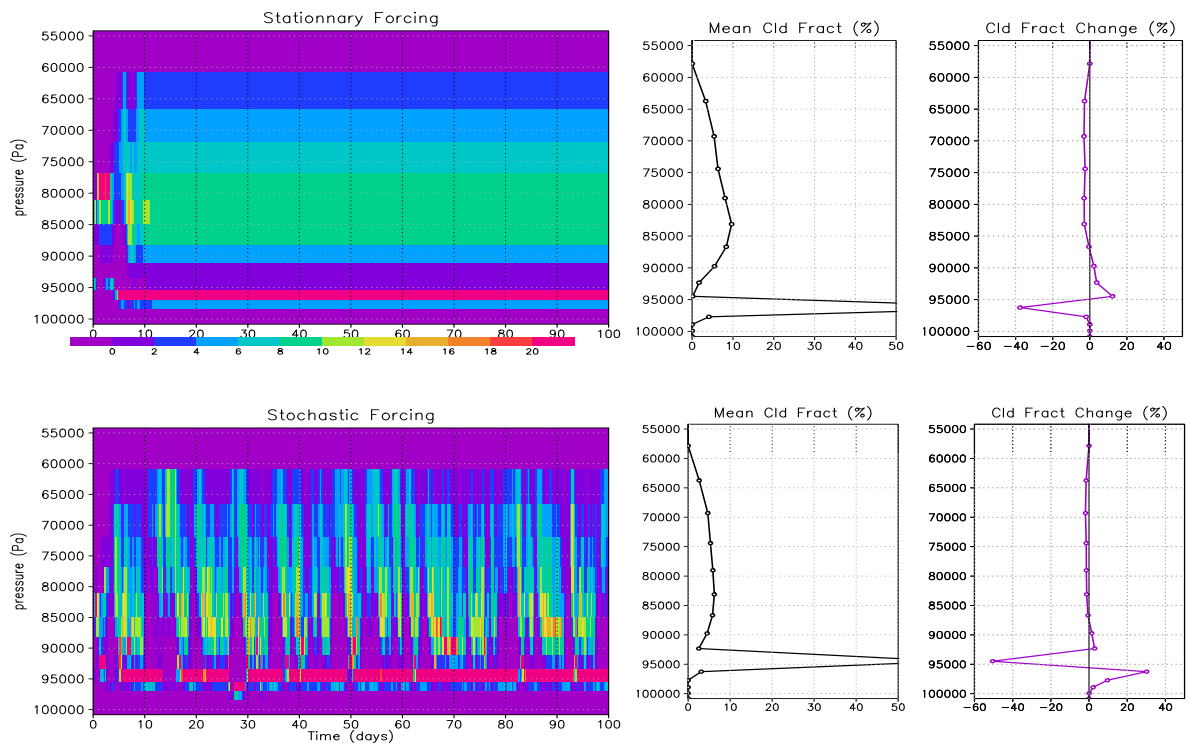


FIG. 7.14 – *A gauche* : évolution temporelle de la fraction nuageuse simulée par le modèle uni-colonne sous l'application des forçages extraits de l'aquaplanète dans des conditions de faible subsidence ( $w_{500}=25\pm 15$  hPa/jour) dans le cas WET. *A droite* : Profil moyen de la fraction nuageuse simulée pour l'expérience Control dans le cas WET et son changement provoqué par une augmentation de la température de la surface d'environ +4K. Les résultats correspondent aux cas sans (haut) et avec (bas) **forçage stochastique appliqué sur l'advection horizontale d'humidité**

produire les résultats obtenus avec la variabilité stochastique appliquée sur la vitesse verticale (Figure 7.11). On en conclut que l'introduction de stochasticité dans le système importe plus que la variable sur laquelle cette stochasticité est appliquée. L'advection horizontale stochastique n'améliore pas pour autant les résultats attendus (d'après le modèle 3D), mais sa valeur moyenne semble donc indispensable à la bonne reproduction de la climatologie moyenne et de sa réponse à un réchauffement climatique. L'utilisation d'un autre filtre plus restrictif sur l'humidification par advection horizontale (filtre entre 800 et 650 hPa par exemple) ne produit pas de résultats profondément différents de ceux simulés précédemment. L'analyse du filtrage du profil vertical d'advection horizontale est donc très importante mais les forçages idéalisés fournis par CGILS suffisent à reproduire et comprendre le comportement des nuages soumis à une augmentation de la température de surface. Une étude complémentaire pourrait être envisagée afin d'améliorer ces filtres de forçages, particulièrement en utilisant le modèle en configuration AMIP.

## 7.4 Liste des articles publiés ou soumis

L'article suivant intitulé "Interpretation of the positive low-cloud feedback predicted by a climate model under global warming" (Brient and Bony, 2012) a été soumis dans le cadre de la Special Issue IPSL/CNRM du journal *Climate Dynamics* et **a été publié** fin décembre 2011. Une copie se trouve à la fin du manuscrit.

L'article Brient and Bony intitulé "How may the low-level cloud amount simulated in the current climate influence the low-cloud feedback under global warming?" est **en cours de préparation** pour le journal *Geophysical Research Letters*.

L'article de Jiang et al. (2012) intitulé "Evaluation of cloud and water vapor simulations in CMIP5 climate models using NASA "A-Train" satellite observations" dont je suis un des co-auteur a été **accepté pour publication** dans le *Journal of Geophysical Letters*.

L'article d'intercomparaison des résultats SCM du protocole CGILS est en cours de préparation par Minghua Zhang. Ayant participé à ces résultats, je serai co-auteur de cet article.

# Interpretation of the positive low-cloud feedback predicted by a climate model under global warming

Florent Brient · Sandrine Bony

Received: 29 July 2011 / Accepted: 22 December 2011  
© The Author(s) 2012. This article is published with open access at Springerlink.com

**Abstract** The response of low-level clouds to climate change has been identified as a major contributor to the uncertainty in climate sensitivity estimates among climate models. By analyzing the behaviour of low-level clouds in a hierarchy of models (coupled ocean-atmosphere model, atmospheric general circulation model, aqua-planet model, single-column model) using the same physical parameterizations, this study proposes an interpretation of the strong positive low-cloud feedback predicted by the IPSL-CM5A climate model under climate change. In a warmer climate, the model predicts an enhanced clear-sky radiative cooling, stronger surface turbulent fluxes, a deepening and a drying of the planetary boundary layer, and a decrease of tropical low-clouds in regimes of weak subsidence. We show that the decrease of low-level clouds critically depends on the change in the vertical advection of moist static energy from the free troposphere to the boundary-layer. This change is dominated by variations in the vertical gradient of moist static energy between the surface and the free troposphere just above the boundary-layer. In a warmer climate, the thermodynamical relationship of Clausius-Clapeyron increases this vertical gradient, and then the import by large-scale subsidence of low moist static energy and dry air into the boundary layer. This results in a decrease of the low-level cloudiness and in a weakening of the radiative

cooling of the boundary layer by low-level clouds. The energetic framework proposed in this study might help to interpret inter-model differences in low-cloud feedbacks under climate change.

**Keywords** Low-level cloud feedbacks · Climate change · Hierarchy of models · Moist static energy budget

## 1 Introduction

As reported by the 4th Assessment Report (AR4) of the Intergovernmental Panel on Climate Change, current climate models still exhibit a wide range of climate sensitivity estimates (Solomon et al. 2007). Inter-model differences in cloud-climate feedbacks remain the main cause of these inter-model differences (Soden and Held 2006), with a large contribution from low-level cloud feedbacks (Bony and Dufresne 2005; Bony et al. 2006; Webb et al. 2006). The relative credibility of the different low-cloud feedbacks predicted by climate models has not been firmly established so far, although an observational study combined with an analysis of model simulations suggests some evidence for a positive low-level cloud feedback (Clement et al. 2009).

The difficulty of assessing the credibility of low-cloud feedbacks in climate models stems in part from the large number of processes and scales potentially involved in these feedbacks. Identifying and prioritizing better the primary physical controls of low-cloud feedbacks, at least in the world of climate models, would help to design relevant targeted process-oriented observational tests to assess these feedbacks. With this motivation in mind, the aim of this study is to analyze the physical mechanisms that primarily control the low-cloud feedback predicted by the

---

This paper is a contribution to the special issue on the IPSL and CNRM global climate and Earth System Models, both developed in France and contributing to the 5th coupled model intercomparison project.

---

F. Brient (✉) · S. Bony  
Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD/IPSL),  
Université Pierre et Marie Curie, CNRS, 4 Place Jussieu,  
Mailbox 99, 75252 Paris cedex 05, France  
e-mail: Florent.Brient@lmd.jussieu.fr

IPSL-CM5A climate model, a model participating both in the Coupled Models Intercomparison Project Phase 3 (CMIP3, Meehl et al. 2007) and Phase 5 (CMIP5, Taylor et al. submitted) and characterized by a strongly positive cloud feedback (Soden and Held 2006) and a high climate sensitivity (Randall et al. 2007). The strong cloud feedback of this model originating mostly from low-latitudes, we will focus here on the analysis of the model cloud response to global warming in the tropics.

To identify the physical mechanisms likely to control low-level cloud feedbacks at first order, one approach consists in using simple or conceptual models whose physical characteristics can be readily comprehended (e.g. Miller 1997; Larson et al. 1999). However this approach may not necessarily be relevant to understand the cloud feedbacks that actually operate in climate models. An in-depth analysis of climate model outputs such as that undergone by Wyant et al. (2009) may better reveal the mechanisms at work in complex models. However, there are so many processes potentially involved in the control of low-cloud feedbacks in coupled ocean-atmosphere general circulation models (OAGCMs) that such an analysis remains difficult.

To facilitate this analysis, our approach consists in analyzing the response of tropical clouds to external forcings in several simulations performed with the same set of physical parameterizations but over a range of configurations more or less idealized: coupled ocean-atmosphere simulations run in a realistic configuration, atmosphere-only simulations, aqua-planet simulations, and one-dimensional simulations. Previous studies have shown the benefit of such an approach. For instance, by comparing three-dimensional (3D) atmospheric simulations with idealized simulations from a single-column model (SCM), Zhang and Bretherton (2008) could unravel the role of different physical parameterizations in controlling the low-cloud feedback in climate change; by comparing aquaplanet and realistic configurations of three climate models, Medeiros et al. (2008) showed that the response of shallow cumulus clouds to global warming was the primary cause of inter-model differences in cloud feedbacks among these models. Here, we will consider an even larger hierarchy of models to interpret the major characteristics of the low-cloud response to climate change predicted by the IPSL OAGCM.

Section 2 provides a brief description of the physical parameterizations used in the IPSL-CM5A OAGCM, and presents the main characteristics of the cloud response to climate change predicted by this model in CMIP5 coupled simulations. Section 3 compares the model cloud response to prescribed forcings in a hierarchy of model experiments and configurations and shows that major features of the cloud response to climate change found in OAGCM

simulations can be reproduced in a one-dimensional (1D) framework. Section 4 investigates the physical mechanisms responsible for this response and Sect. 5 presents an analysis of the moist static energy (MSE) budget to provide an alternative interpretation of the IPSL results and suggest a more general mechanism of low-cloud feedback. Concluding remarks and perspectives are given in Sect. 6.

## 2 The cloud response to climate change predicted by the IPSL-CM5A-LR OAGCM

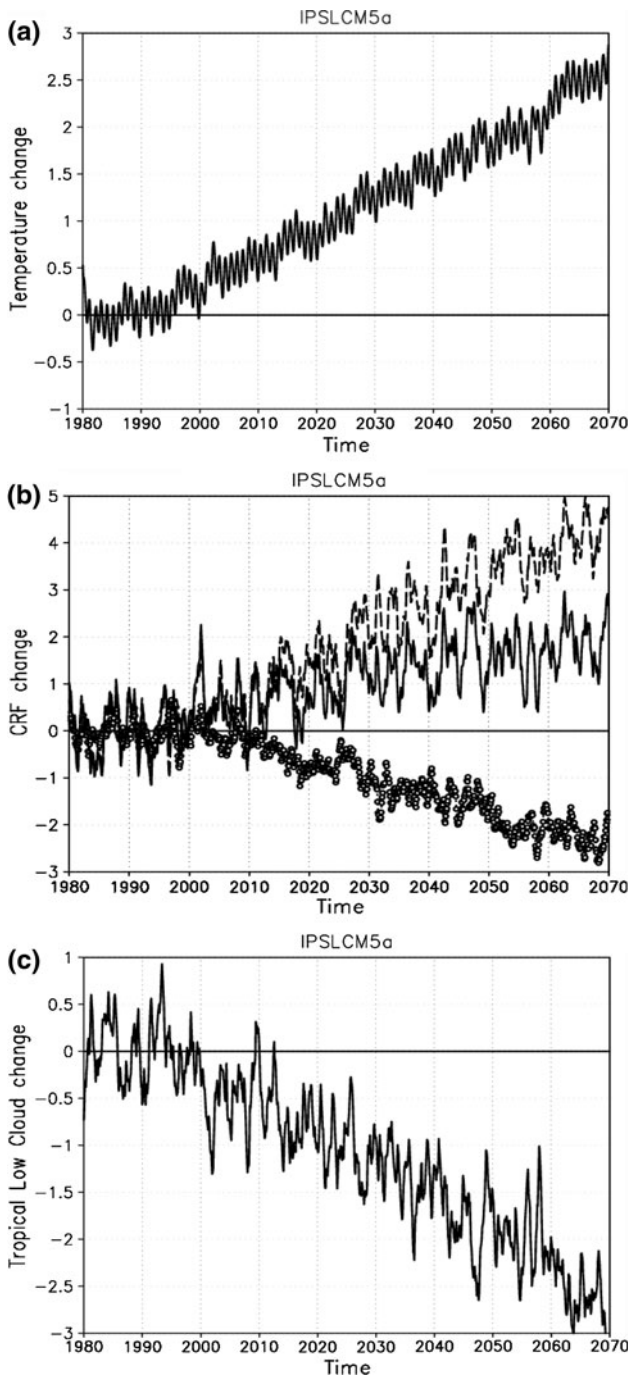
### 2.1 Brief description of the IPSL-CM5A-LR OAGCM

The IPSL-CM5A-LR OAGCM is the low-resolution version of the IPSL-CM5A model version used in CMIP5. Its atmospheric component, referred to as LMDZ4 (Hourdin et al. 2006), is largely similar to the one used in the IPSL-CM4 OAGCM of CMIP3 (Marti et al. 2005, 2010), except that both the vertical and horizontal resolutions have been improved (from 19 vertical levels and  $3.7^\circ \times 2.5^\circ$  longitude/latitude resolution in IPSL-CM4 to 39 vertical levels including 8 levels below 2 km- and  $2.5^\circ \times 1.875^\circ$  longitude/latitude resolution in IPSL-CM5A-LR, respectively), and that it can now be coupled to biogeochemical components so as to form the IPSL Earth System Model.<sup>1</sup> More information about the IPSL-CM5A-LR (or IPSL-CM4) OAGCM can be found in Dufresne et al. (submitted).

Clouds are parameterized through a statistical cloud scheme describing the subgrid-scale variability of total water within each mesh of the model through a generalized log-normal Probability Density Function (PDF) bounded by zero on the lower side (Bony and Emanuel 2001). In (deep and shallow) convective situations, the statistical moments of this PDF are diagnosed from the in-cloud water content predicted in convective updrafts by the Emanuel parameterization (Emanuel 1991), modified by Grandpeix et al. (2004) and from the large-scale relative humidity field (Bony and Emanuel 2001). The skewness of the generalized log-normal PDF, which depends on the ratio between the variance and the mean of total water, is close to zero at low levels (therefore the PDF is close to a gaussian) but becomes more and more positive as height increases. A non-convective cloudiness is also predicted by the model using the same PDF but by computing the statistical moments of this PDF in a more ad-hoc fashion, by assuming that the total water variance is proportional to the mean total water, with a proportionality coefficient that

<sup>1</sup> Note that a new version of the IPSL model has been developed recently (Hourdin et al. submitted), which includes much improved physical parameterizations of clouds, convection and boundary-layer turbulence; this new version is referred to as IPSL-CM5B in CMIP5.





**Fig. 1** Time evolution of the globally-averaged change in surface temperature (a, in K), of the tropically-averaged change in LW (markers), SW (dashed line) and NET (solid line) cloud radiative forcing (b, in  $W \cdot m^{-2}$ ), and of the tropically-averaged change in low-level cloud fraction (c, in %). Anomalies are computed for the so-called 1pctCO2 simulation (in which the  $CO_2$  concentration increases by 1% per year) of the IPSL-CM5A-LR coupled ocean-atmosphere model, taking the first 10 years of the simulation as reference (5-month running mean)

varies linearly with pressure from 0.05 near the surface to 0.33 at 300 hPa (Hourdin et al. 2006). Two cloud schemes are called at each time step, and the maximum cloud

**Table 1** Global, tropical (30°S–30°N), and extra-tropical (90°S–30°S + 30°N–90°N) averages of changes in surface temperature, CRF components and low-level cloudiness predicted by the IPSL-CM5A-LR coupled model under climate change (changes correspond to the difference between the end and the beginning of the 1pctCO2 simulation)

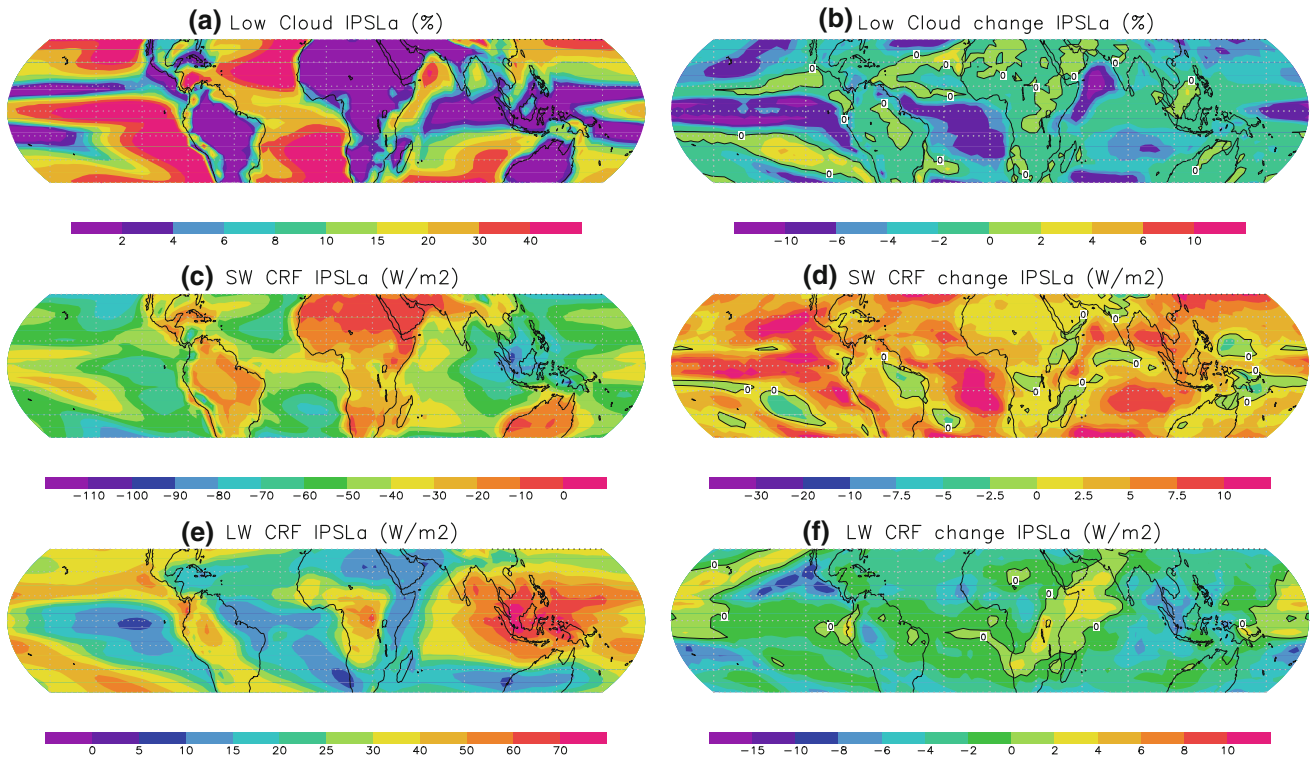
IPSL-CM5A-LR	Global	Tropical	Extra-tropical
$\Delta$ Temperature (K)	2.3	2.2	2.5
$\Delta$ CRF Net ( $W/m^2/K$ )	0.5	0.8	0.3
$\Delta$ CRF SW ( $W/m^2/K$ )	1.3	1.8	0.9
$\Delta$ CRF LW ( $W/m^2/K$ )	-0.8	-1.0	-0.6
$\Delta$ Low cloud (%/K)	-0.9	-1.1	-0.7

fraction of the two schemes is used in radiation calculations. More information about the model physics can be found in Hourdin et al. (2006).

### 2.2 Overview of the cloud response to climate change

The climate sensitivity of the IPSL-CM5A-LR OAGCM is similar to that of IPSL-CM4. With an Equilibrium Climate Sensitivity of 4.4 K and a Transient Climate Response of 2.1 K (Fig. 1), this model ranges among the highest-sensitivity climate models of CMIP3 (Randall et al. 2007). A quantitative analysis of its radiative forcing and feedbacks shows that this high climate sensitivity stems from a strongly positive cloud feedback (Soden and Held 2006; Dufresne and Bony 2008). This strong feedback is associated with a large increase (in absolute sense) of the global NET (longwave + shortwave) Cloud Radiative Forcing (CRF) at the top of the atmosphere (by  $0.5 W/m^2/K$ , Table 1), which is dominated by the change in the shortwave (SW) component of the CRF ( $+1.3 W/m^2/K$ ). This weakening of the cooling effect of clouds as climate gets warmer arises mostly from low-latitudes (the change in SW CRF is more than two times larger in the tropics than in the extratropics) and is associated with a decrease of the cloudiness, especially of low-level clouds (Fig. 2).

Many cloud regimes, ranging from deep convective to stratiform low-level clouds, may contribute to this change in tropically-averaged SW CRF. To determine their relative contribution, we use a simple compositing methodology (Bony et al. 2004) which consists in decomposing the large-scale atmospheric circulation in a series of dynamical regimes defined from the monthly large-scale vertical velocity at 500 hPa ( $\omega$ ). Within this framework, positive (negative) values of  $\omega$  correspond to regimes of large-scale subsidence (convective regimes, respectively), and the PDF of  $\omega$  is a measure of the statistical weight of each regime within the tropics (30°S–30°N). If  $C_\omega$  is a composite of a geophysical field  $C$  (e.g. the SW CRF) in a regime defined by  $\omega$ , and  $P_\omega$  the PDF for this regime, the tropically-averaged  $C$ ,



**Fig. 2** *Left* Low-level cloud fraction (a, in %), SW CRF (c, in  $W \cdot m^{-2}$ ) and LW CRF (e, in  $W \cdot m^{-2}$ ) averaged over the first 20 years of the 1pctCO2 simulation from the IPSL-CM5A-LR coupled ocean-

atmosphere model. *Right* change in the same variables between the simulation at the time of CO<sub>2</sub> doubling (20-year average centered around the 70th year) and the beginning of the simulation

noted  $\bar{C}$ , may then be defined as:  $\bar{C} = \int_{\omega} P_{\omega} C_{\omega} d\omega$ . The change in  $\bar{C}$  may thus be linearly decomposed into three terms: a “dynamic” component related to the change in the large-scale atmospheric circulation ( $\int_{\omega} C_{\omega} \delta P_{\omega} d\omega$ ), a “thermodynamic” component related to the change in  $C_{\omega}$  for a given circulation regime ( $\int_{\omega} P_{\omega} \delta C_{\omega} d\omega$ ), and a term of co-variation. The quantification of these different terms shows that, as in other models (e.g. Bony et al. 2004; Medeiros et al. 2008), the thermodynamic component largely dominates the tropically-averaged change in SW and NET CRF. This component accounts for the change in radiative cloud properties in each dynamical regime *weighted* by the PDF of this regime. As discussed in Bony et al. (2004), since the PDF is maximum in regimes of weak subsidence (for  $\omega$  around 20 hPa/day), small changes in cloud properties within this regime can influence very strongly the tropically-averaged radiation budget owing to their large statistical weight.

The vertical profile of cloud fraction simulated by the IPSL-CM5A-LR OAGCM in regimes of weak subsidence ( $\omega = 20$  hPa/day), and its change under global warming are shown in Fig. 3. The model simulates a maximum cloud fraction (about 20 %) around 950 hPa, i.e. 0.6 km, thus well below the top of the PBL which occurs around 1 km. It is also at this level that the model predicts the

largest decrease of the cloud fraction (and cloud water, now shown) in coupled simulations where CO<sub>2</sub> increases by 1 %/year. The aim of the following sections will be to analyze and to understand the origin of this change in low-level cloudiness.

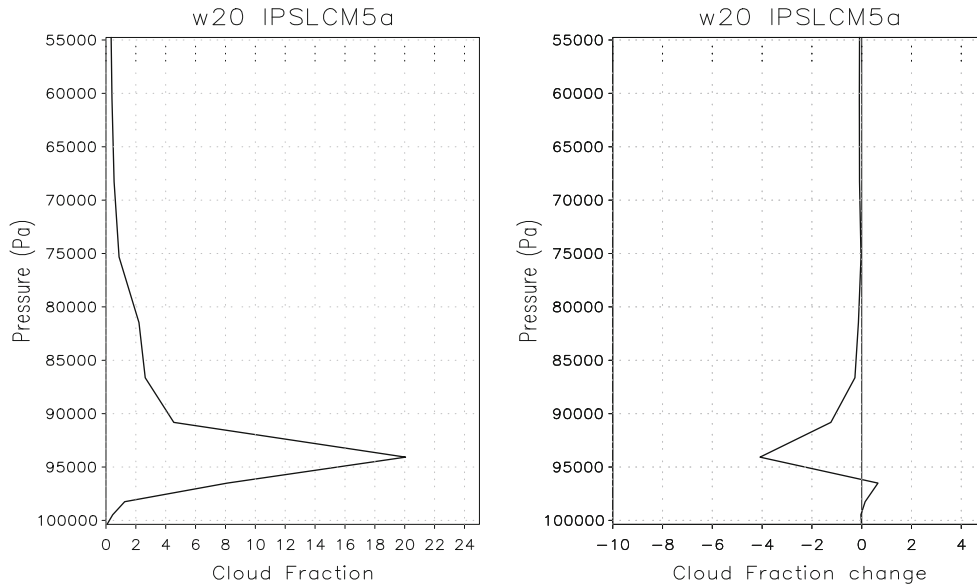
### 3 Hierarchy of model configurations and experiments

#### 3.1 Idealized atmospheric GCM experiments

The response of clouds to CO<sub>2</sub> increase and associated global warming in coupled ocean-atmosphere experiments may result from the interaction of a myriad of physical and dynamical processes, purely atmospheric and/or involving coupled interactions between the ocean and the atmosphere. To simplify the analysis and identify the dominant processes, we now analyze the response of clouds to a range of prescribed perturbations in model experiments run with exactly the same physical package but using different configurations.

One configuration consists in atmosphere-only experiments following the protocol of CMIP5 experiment #3.3.<sup>2</sup> In this experiment, commonly referred to as Atmospheric

<sup>2</sup> [http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor\\_CMIP5\\_design.pdf](http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor_CMIP5_design.pdf).



**Fig. 3** Vertical profile of cloud fraction (in %) predicted by the IPSL-CM5A-LR OAGCM in regimes of weak subsidence ( $\omega_{500} = 20$  hPa/day) in the current climate (*left*) and its change under global warming at the time of CO<sub>2</sub> doubling (*right*)

Model Intercomparison Project (AMIP) experiment (Gates 1992), the atmospheric component of the coupled ocean-atmosphere model is used in isolation using Sea Surface Temperatures (SST) prescribed from observations over the period 1979–2008. To distinguish the relative role of CO<sub>2</sub> increase and global warming in cloud changes, additional atmospheric experiments forced either by a globally uniform 4 K increase in SST (CFMIP2/CMIP5 experiment #6.8 referred to as AMIP4K) or by a prescribed quadrupling of the atmospheric CO<sub>2</sub> concentration (CFMIP2/CMIP5 experiments #6.5 referred to as AMIP4xCO2) are also performed.<sup>3</sup>

Aqua-planet experiments are also performed, in which the atmospheric model is run in perpetual equinox conditions using a specified, time-invariant distribution of SST zonally-uniform and symmetrical to the equator [the so-called “QOBS” distribution proposed by Neale and Hoskins (2000)]. These experiments run without any season nor land-atmosphere or ocean-atmosphere interactions, allow us to examine the response of clouds in a highly idealized framework and thus to assess the robustness of some predicted features. Aquaplanet experiments in which CO<sub>2</sub> is quadrupled (“Aqua4xCO2”) or in which the SST is uniformly increased by 4 K (“Aqua4K”) are also performed. These experiments correspond to the CFMIP2/CMIP5 experiments #6.7a, #6.7b and #6.7c, respectively.

The tropically-averaged change in CRF associated with the different experiments is given in Table 2. As in the OAGCM experiment, the change in NET CRF is dominated by the change in SW CRF. In all experiments, the

**Table 2** Tropically-averaged change in ocean surface temperature, CRF components and low-level cloudiness predicted by the atmospheric component of the IPSL-CM5A-LR climate model in AMIP and a aqua-planet simulations in uniform surface warming (+4K) experiments and in 4xCO2 experiments

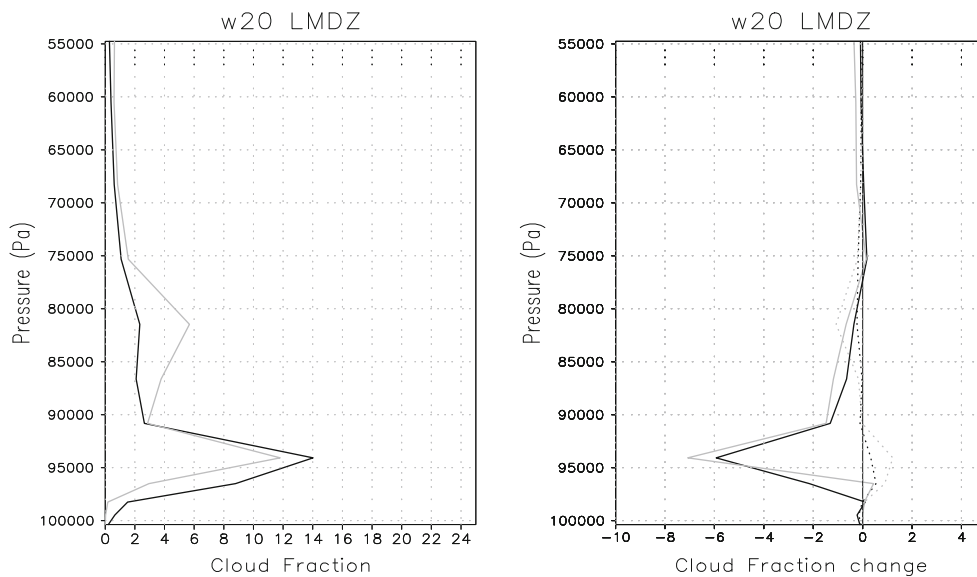
	AMIP	Aqua	AMIP	Aqua
$\Delta$ Temperature (K)	4	4	0	0
CO <sub>2</sub> (–)	1×	1×	4×	4×
$\Delta$ CRF Net (W/m <sup>2</sup> )	+4.1	+4.8	–1.2	–0.9
$\Delta$ CRF SW (W/m <sup>2</sup> )	+3.7	+6.7	+2.7	+2.1
$\Delta$ CRF LW (W/m <sup>2</sup> )	+0.3	–1.9	–3.9	–3.0
$\Delta$ Low cloud (%)	–6.0	–6.1	+0.7	+1.0

change in SW CRF is also dominated by the thermodynamic component, which is itself dominated by the change in cloudiness that occurs in weak subsidence regimes (not shown). The vertical profile of cloud fraction simulated by the model in weak subsidence regimes in AMIP and aqua-planet configurations (Fig. 4) resemble very much that predicted in the OAGCM (Fig. 3), with however a slightly smaller cloud fraction at 950 hPa (about 13 vs. 20%), and a slightly larger cloudiness around 800 hPa in the aqua-planet configuration than in the more realistic AMIP or OAGCM configurations. The change in cloudiness between +4K and control experiments in AMIP and aqua-planet configurations are of same order as those found in OAGCM experiments (once normalized by the temperature change, which is roughly twice as large in +4K experiments than in the 1% CO<sub>2</sub> experiment at the time of CO<sub>2</sub> doubling), and occur at the same level. Note that these absolute changes are relative to their current climatological cloud profiles,

<sup>3</sup> <http://cfmip.metoffice.com/CMIP5.html>.

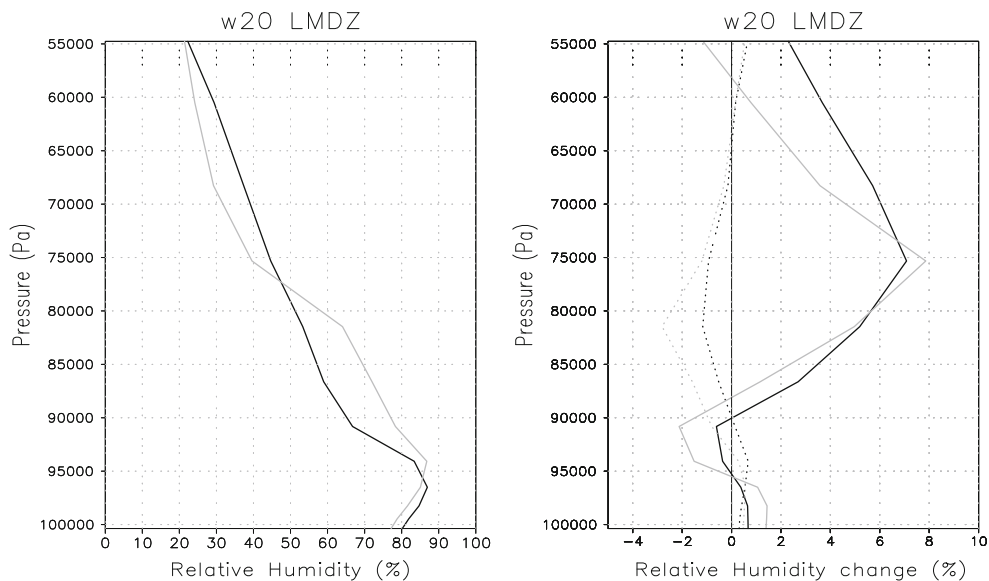
which are slightly different in the three model configurations. In all configurations, the relative humidity decreases within the cloud layer and increases at the top of the boundary layer and above (Fig. 5), in association with an enhanced shallow convective activity. The response of clouds to the CO<sub>2</sub> radiative effect largely differs from the response to temperature change: both in AMIP and aqua-planet experiments, the cloud fraction changes little with CO<sub>2</sub>, and exhibits only a weak increase around 950 hPa and a weak decrease around 800 hPa (Fig. 4).

Three main conclusions arise from this series of experiments: (1) the response of low-level clouds to temperature and CO<sub>2</sub> is similar in AMIP and aqua-planet experiments, suggesting that it is controlled by robust physical processes independent on their exact geographical distribution, and independent on land-surface processes at first order; (2) low-level clouds exhibit opposite responses to surface ocean warming and CO<sub>2</sub> radiative forcing: the former induces a decrease of low-level clouds and a weakening of their radiative effects while the latter induces an increase of low-level



**Fig. 4** Vertical profile of cloud fraction (in %) predicted by the atmospheric IPSL-CM5A-LR AGCM in regimes of weak subsidence ( $\omega_{500} = 20$  hPa/day) in AMIP (black lines) and aqua-planet (grey

lines) simulations of the present-day climate (left) and in +4K (solid lines) or 4xCO<sub>2</sub> (dotted lines) experiments (right)



**Fig. 5** Same as Fig. 4 but for the relative humidity profile

clouds and an enhanced cooling effect of clouds on climate (3) the response of clouds to climate change experiments performed with ocean-atmosphere coupling and associated with both surface warming and CO<sub>2</sub> increase is qualitatively and quantitatively much more consistent with the response of clouds to SST change, than to the response to CO<sub>2</sub> increase. It suggests that in the IPSL model, and contrary to some other models (Gregory and Webb 2008), the tropospheric adjustment to CO<sub>2</sub> radiative forcing exerts a much weaker impact on boundary-layer clouds than surface temperature changes. The sensitivity of low-level clouds to SST changes may stem from local and/or remote influences. To examine how much local processes may be responsible for this sensitivity, we now go one step further in the model hierarchy by considering Single Column Model (SCM) simulations forced by large-scale forcings representative of weak subsidence conditions. These simulations are run with exactly the same physical parameterizations as GCM experiments previously discussed.

### 3.2 Idealized Single-Column Simulations

To investigate the response of tropical low-clouds to climate change, we use the *CFMIP-GCSS Intercomparison of Large Eddy Models and Single Column Models* (CGILS) framework: the aim of this community project is to evaluate subtropical marine boundary layer cloud feedback processes in GCMs and in high-resolution process models using a set of idealized large-scale dynamical conditions.<sup>4</sup> CGILS focuses on three cases of boundary-layer clouds occurring along a transect ranging from California to Hawaii (Teixeira et al. 2011) and representative of stratus, stratocumulus and shallow cumulus cloud types (Karlsson et al. 2010). For each case, idealized large-scale conditions representative of the present-day climate are derived from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) analysis, and idealized large-scale forcings representative of global warming conditions are derived by prescribing a +2 K SST increase and by assuming that the tropical temperature profile follows a moist adiabat, that the relative humidity remains constant, that profiles of horizontal heat and moisture advection are unchanged, and that large-scale subsidence is changed so as to balance the radiative cooling above the boundary layer (Zhang and Bretherton 2008). Climate change conditions are thus associated with a warmer, more stable atmosphere and a weakened vertical motion.

In this study, we focus on the so-called “S6” CGILS case, which corresponds to large-scale conditions very

similar to those of the  $\omega = 20$  hPa/day dynamical regime (especially in terms of SST and vertical velocity profile). SCM simulations are performed for an SST of 298.8 K, a surface pressure of 1,014 hPa and a mean solar irradiance of 448.1 W/m<sup>2</sup>, and they are initialized by specified temperature, humidity and wind conditions. As recommended by CGILS, a relaxation towards a specified temperature profile is applied to the predicted temperature profile between 600 hPa and the top of the atmosphere. The simulations are run for 200 days but a steady state is reached after about 20 days.

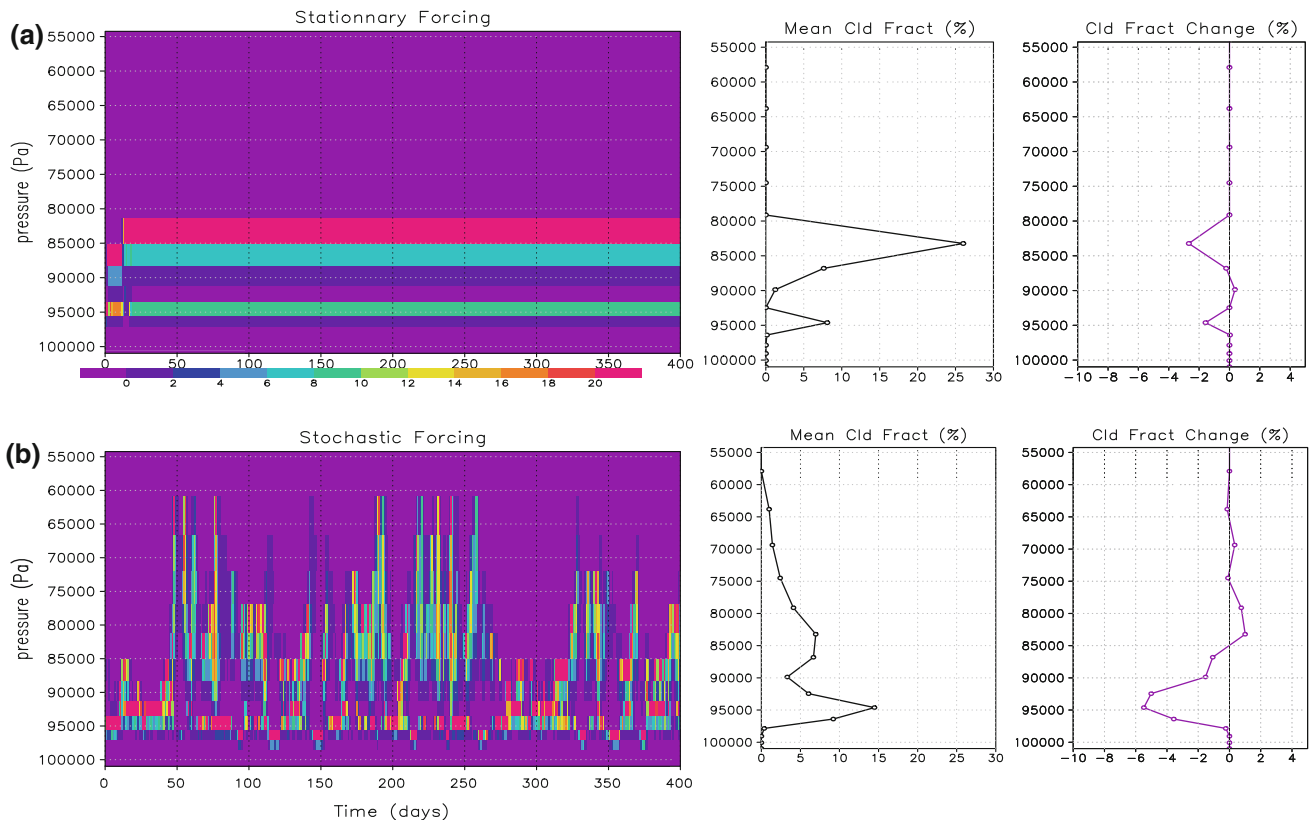
The time evolution of the vertical profile of cloud fraction predicted by the IPSL SCM is shown in Fig. 6a, together with the mean profile for present-day condition and its change under idealized climate warming. The SCM simulation exhibits a maximum cloud fraction (of about 25%) around 850 hPa with a secondary maximum around 950 hPa, and the cloud response to SST increase consists in a decrease of both cloud layers by a few percent. Although corresponding to similar large-scale conditions on the monthly time scale, these results thus differ considerably from the robust GCM characteristics associated with weak subsidence regimes (Fig. 4). How to interpret this difference?

### 3.3 Stochastic forcing

The examination of the time evolution of aquaplanet simulations in single geographical points belonging to the weak subsidence regime (monthly  $\omega = 20$  hPa/day) reveals a large high-frequency variability, with an alternance of shallow (and sometimes even deep) convection and suppressed conditions (Fig. 7). This variability, related to some internal synoptic variability of the atmosphere such as tropical waves, induces an alternance of cloud layers between 1,000 and 750 hPa, with a maximum occurrence and amount at 950 hPa. The high-frequency variance of the GCM large-scale vertical velocity in regimes of weak subsidence is maximum in the upper troposphere, in agreement with NCEP2 meteorological reanalyses (Fig. 8). To investigate the influence that this high-frequency variability might have on the mean state, and also to reduce the proneness of the model to “grid-locking” the simulated cloud layers at particular vertical levels, especially near the trade inversion, we apply at each time step a stochastic forcing on the prescribed CGILS vertical velocity profile. For this purpose, we impose a white noise (of zero mean) that has the same variance as the vertical velocity profile of aqua-planet simulations in weak subsidence regimes, and we assume that stochastic fluctuations of the large-scale vertical velocity are vertically coherent (Fig. 8).

SCM simulations with a time-varying large-scale forcing (Fig. 6b) differ considerably from those with a

<sup>4</sup> At least 16 SCMs developed in 13 different modelling centers are participating in CGILS, together with 5 Large-Eddy Simulation Models and Cloud-Resolving Models (Zhang et al. in preparation).



**Fig. 6** *Left* Time evolution of the cloud fraction simulated by the IPSL-CM5A Single-Column Model under so-called CGILS-S6 large-scale forcings (see text) with (a) and without (b) stochastic forcing applied on the large-scale vertical velocity. *Right* Time-averaged

stationary forcing (Fig. 6a), and the time-averaged cloud fraction obtained with transient forcing is much more consistent with GCM simulations (Fig. 4) than that obtained with stationary forcing. In particular, with time-varying forcing the maximum cloud fraction occurs at 950 hPa as in present-day GCM experiments, while it occurs at 800 hPa with stationary forcing. Idealized climate change experiments associated with a prescribed +2K and performed by applying a stochastic forcing on the perturbed vertical velocity profile (assuming that the variance at each vertical level remains similar) predict time-averaged changes in cloud fraction that qualitatively resemble those predicted in GCM experiments (Fig. 4), with however a larger magnitude. An additional SCM experiment with stochastic forcing in which the atmospheric CO<sub>2</sub> concentration is deliberately quadrupled (all other large-scale forcings remaining to their Control values) predicts a slight increase of the low-level cloud fraction and hence a negative cloud-radiative response (Table 3, experiment N) consistent with three-dimensional AMIP and aqua-planet 4xCO<sub>2</sub> experiments (Fig. 4).

These results show that SCM simulations forced by CGILS large-scale forcings together with a white stochastic

profile of cloud fraction simulated for the CGILS-S6 case in the Control experiment and its change under +2K experiments. Results are shown with (a) and without (b) stochastic forcing

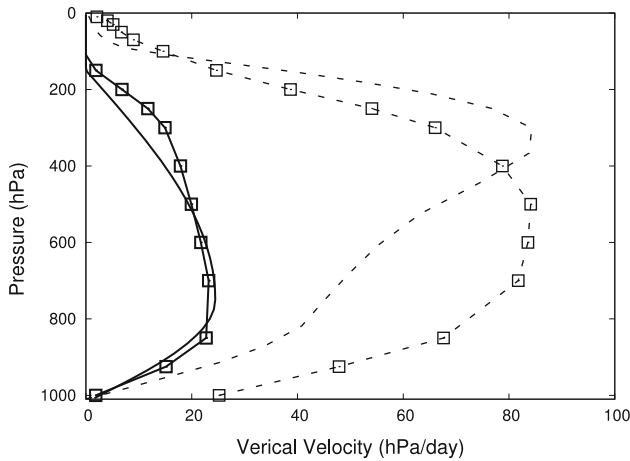
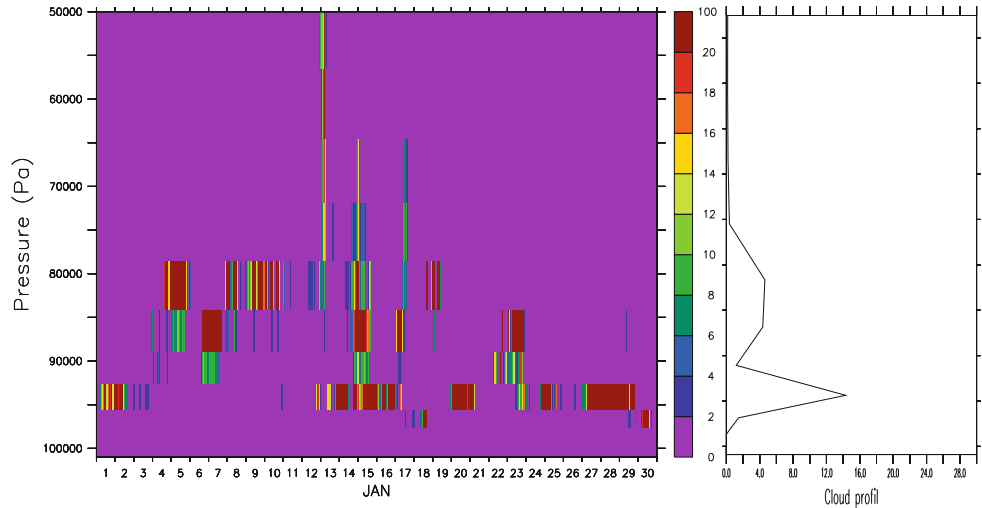
forcing qualitatively reproduce main features of the vertical cloud distribution predicted by the GCM, both under present-day conditions and climate change. In the rest of this study, we thus use stochastically-forced SCM simulations to further interpret the physical mechanisms that control the low-cloud response to external perturbations in the IPSL model.

## 4 Mechanisms responsible for the low-cloud response to external perturbations

### 4.1 Relative influence of the different forcings

In the CGILS framework, idealized climate change conditions are expressed through a change in SST, in the large-scale velocity profile, and in horizontal large-scale advections of temperature and moisture. In addition, the free-tropospheric temperature profile is relaxed towards a pre-defined, prescribed temperature profile. This relaxation of the free-tropospheric temperature in subtropical regions is meant to mimic the effect of gravity waves on the horizontal homogenization of the tropical temperature above

**Fig. 7** Hourly sampling (during 1 month) of the vertical profile of cloud fraction (in %) derived from aqua-planet GCM outputs in a subtropical region of weak subsidence (*left*). The time average of this vertical profile is shown on the *right*



**Fig. 8** Mean (*thick lines*) and standard deviation (*dashed lines*) of the vertical profile of large-scale vertical velocity derived from aqua-planet AGCM simulations (full) and the 6-hourly NCEP2 re-analysis (*square markers*) in regimes of weak subsidence

the boundary layer. To perform sensitivity tests aimed at unraveling the influence of different physical mechanisms on the subtropical low-cloud response, we deliberately remove it. However, the mean vertical profile of cloud fraction (Fig. 6b) obtained with and without temperature relaxation, as well as its response to climate change, are very close to each other (not shown).

A series of experiments is performed, in which individual climate change perturbations are applied one by one, and compared with the “Control” experiment (a SCM simulation forced by CGILS idealized forcings associated with present-day conditions, together with stochastic forcing and without temperature relaxation in the free troposphere). The radiative cloud response to these different forcings is quantified through the change in top-of-atmosphere (TOA) CRF and in atmospheric CRF

(ACRF), defined as the difference between the CRF at TOA and at the surface. When all climate change forcings are applied (experiment A), the TOA CRF is weakened by about  $13 \text{ W/m}^2$  (the TOA CRF being negative in the current climate, a positive anomaly corresponds to a weakening), and the ACRF (which is also negative in the current climate) is also weakened by about half as much (Table 3). When applying only the  $+2\text{K}$  SST perturbation (experiment B), the cloud radiative response is very close, albeit slightly weaker, to that obtained in experiment A. Applying only the change in vertical velocity (experiment C) also contributes to weaken the CRF and ACRF, but to a much lesser extent than in experiments A and B. Changes in horizontal temperature and moisture advections have either an opposite influence on CRF and ACRF (experiment D), or a weak influence (experiment E) comparable to that of experiment C. These results suggest that the change in SST constitutes the primary driver of the cloud radiative response in this subtropical cloud regime, and that other forcings related to dynamical changes have a secondary influence. These findings confirm that in our model, the subtropical cloud response to climate change is more driven by thermodynamical processes associated with SST changes, than by dynamical changes.

Two main physical processes dependent on surface temperature are likely to contribute to the response of clouds to SST: turbulence and radiation. Since both are related to each other through energy conservation (for given large-scale forcings, the source of energy of the atmosphere comes from surface turbulent fluxes, and the sink of energy is ensured by radiative cooling), we will focus on one of them only: the effect of SST changes on atmospheric radiative cooling, and its impact on the cloud distribution.

**Table 3** Change in the top-of-atmosphere CRF ( $CRF_{TOA}$ ), in the tropospheric CRF ( $ACRF$ ), in surface turbulent fluxes ( $SF$  latent plus sensible heat fluxes), and in the boundary-layer MSE verticaladvection term ( $BVA$ , see text) obtained in different CGILS-S6 experiments (+2K-control) performed with the IPSL-CM5A SCM without any temperature relaxation in the upper troposphere

Letter	Sensitivity to	$\Delta CRF_{TOA}$	$\Delta ACRF$	$\Delta SF$	$\Delta BVA$
A	All forcings	13.4	7.1	6.6	-1.3
B	$\Delta SST$ only	14.6	6.1	11.8	-3.7
C	$\Delta \omega$ only	5.1	2.1	-1.2	1.5
D	$\Delta$ hor. adv. of T only	-12.1	-6.0	-8.6	10.7
E	$\Delta$ hor. adv. of q only	3.9	2.1	2.5	1.4
F	All forcings with fixed rad. cooling	10.8	6.1	9.4	-5.5
G	$R'_0$ only	15	11.6	15.3	-4.1
H	$\Delta[R_0]$ only (change in vertical integral)	12.4	7.5	15.4	-3.6
I	$\Delta R'_0 - [R_0]$ only (change in shape)	11.6	7.6	9.1	-3.7
J	$\Delta[R_0]$ between 400 and 100 hPa (UT)	17.1	11.8	14.6	-4.8
K	$\Delta[R_0]$ between 700 and 400 hPa (FT)	7.0	3.2	6.1	-2.4
L	$\Delta[R_0]$ between 900 and 700 hPa (UCL)	4.6	4.6	5.5	-0.8
M	$\Delta[R_0]$ between surface and 900 hPa (CL)	-17.4	-4.1	13.1	-0.1
N	Quadrupling of $CO_2$	-3.8	-2.6	-7.9	3.7
O	4x $CO_2$ change in clear-sky radiative heating	-10.4	-6.2	-5.7	8.4

Experiments are done by applying either all climate change forcings together (A) or by applying them one by one (B, C, D, E). Sensitivity experiments in which the clear-sky radiative cooling has been prescribed instead of predicted interactively are noted F to M and O. In experiments J to M, a same perturbation of the vertically-averaged clear-sky radiative cooling is applied using different vertical distributions of this perturbation (perturbation applied in the upper troposphere in J, in the mid-troposphere in K, etc). Also reported are experiments in which a 4x $CO_2$  radiative forcing has been applied to the SCM, using an interactive computation of the clear-sky radiative cooling (N) or a prescribed radiative cooling perturbation (O)

## 4.2 Influence of clear-sky radiative cooling changes

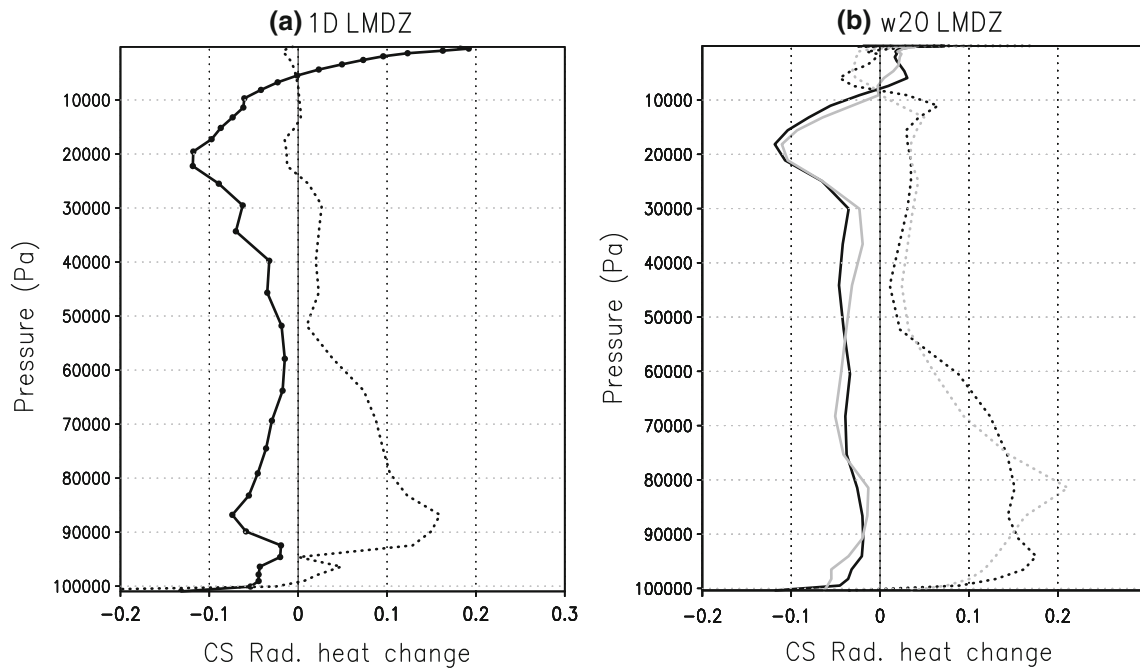
The increase in SST induces a warming and a moistening of the troposphere, which lead to an enhanced cooling of the atmosphere by clear-sky radiation (Fig. 9). To examine how much this change in clear-sky radiative cooling might contribute to the cloud response to SST, we repeat control and climate change SCM experiments by using a prescribed, stationary clear-sky radiative cooling (referred to as  $R_0$  and  $R'_0$  for present-day and +2K climate conditions, respectively) instead of an interactive clear-sky radiative cooling.  $R_0$  and  $R'_0$  are set to the time-averaged values of the clear-sky radiative cooling predicted in “Control” (Fig. 6b) and “Experiment A” (Table 3) SCM experiments, respectively.

The cloud-radiative response predicted by the SCM when substituting the time-varying clear-sky radiative cooling by a prescribed, time-invariant radiative cooling ( $R_0$  in present-day conditions and  $R'_0$  in climate change), is fairly similar to that predicted by using an interactive clear-sky radiative cooling (compare experiments A and F in Table 3). Another experiment (G) identical to the “Control” experiment (present-day SST, horizontal advections, vertical velocity, etc) but imposing the clear-sky radiative cooling rate of the +2K experiment ( $R'_0$ ) instead of  $R_0$  also

predicts a cloud radiative response qualitatively similar to that obtained in actual climate change experiment (experiment A or F) when all forcings are applied. It seems therefore that the enhanced clear-sky radiative cooling associated with +2K conditions be sufficient to induce a low-cloud decrease and a low-cloud radiative response similar to that predicted by the IPSL model under climate change conditions. A similar conclusion is reached when considering the effect of 4x $CO_2$  radiative forcing on low-level clouds and radiation (Table 3, experiment O). The reasons for the influence of the clear-sky radiative cooling on subtropical low-clouds is examined below.

The response of the clear-sky radiative cooling to global warming or 4x $CO_2$  radiative forcing is shown in Fig. 9 for SCM and GCM (AMIP or aqua-planet) experiments: for each type of perturbation, both the vertically-integrated value and the vertical profile of the clear-sky radiative cooling change. To investigate the relative sensitivity of clouds to these two types of change, a series of experiments is performed in which a given perturbation of the vertically-integrated clear-sky radiative cooling ( $\Delta[R_0]$ ) is applied to the model, but distributed in different ways along the vertical (Table 3), localized either in the Upper Troposphere (UT, 100–400 hPa), in the Free Troposphere (FT, 400–700 hPa), in the Upper Cloud Layer





**Fig. 9** Change (relative to the control experiment) in the Clear-Sky radiative heating derived from +2K CGILS-S6 SCM experiments (a) and from AMIP (black) or aqua-planet (grey) AGCM experiments (b) in +4K (solid lines) or 4xCO<sub>2</sub> (dotted lines) experiments in

regimes of weak subsidence ( $\omega_{500} = 20$  hPa/day). In CGILS and AGCM experiments associated with a uniform surface warming, the change in clear-sky radiative heating is normalized by the surface temperature change and thus expressed in K/day/K

(UCL, 900–700 hPa) or in the Cloud Layer (CL, surface–900 hPa). Experiments H and I show that the radiative response of clouds is as sensitive to the change in the vertically-averaged value ( $\Delta[R_0]$ ) as to the change in the vertical profile, and experiments J to M show that the response strongly depends on the altitude at which the perturbation is applied: low-level clouds decrease all the more that the clear-sky radiative perturbation is applied high in the troposphere. A perturbation applied within the boundary layer even enhances the low-level cloud fraction. These results suggest that the response of low-level clouds to a given radiative perturbation strongly depends on the change in the vertical atmospheric stratification associated with this perturbation. The reason for this influence is examined below by analyzing the energy budget of the troposphere.

### 5 An energetic interpretation of the low-cloud response to climate change

#### 5.1 Moist static energy budget

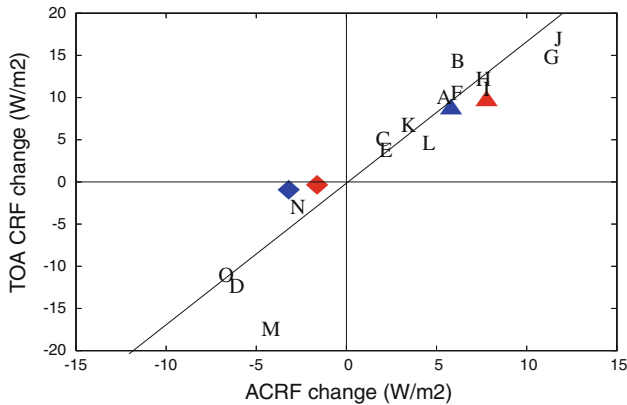
Boundary-layer clouds exert a radiative cooling on the troposphere, which can be quantified through the so-called *Atmospheric Cloud Radiative Forcing* (ACRF). The ACRF is defined as the difference between the CRF at TOA and at

the surface or, equivalently, as the vertically-integrated cloud perturbation of the tropospheric radiative cooling (defined as the all-sky minus clear-sky radiative heating rates)  $[R] - [R_0]$ :

$$\begin{aligned}
 [ACRF] &= [R] - [R_0] = \int_{P_{SFC}}^{P_{toa}} (R - R_0) \frac{dP}{g} \\
 &= CRF_{TOA} - CRF_{SFC}
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

The change in ACRF induced by different perturbations being strongly correlated with the change in SW CRF at the top of the atmosphere (Fig. 10, Table 3) and with the change in low-level cloud fraction (not shown), it may be used as a proxy for the cloud-radiative response that we aim to interpret.

To understand what controls the cloud-radiative response to a given perturbation, and interpret in particular the strong sensitivity of low-level clouds to changes in the vertical stratification of the atmosphere, we analyze the tropospheric moist static energy (MSE) defined as  $h = c_p T + g z + L q$  where  $T$  is the temperature,  $c_p$  is the specific heat at constant pressure,  $z$  is height,  $g$  is the gravitational acceleration,  $L$  is the latent heat of vaporization at 0°C, and  $q$  is the specific humidity. The vertically integrated budget of MSE (brackets refer to vertical averages) may be expressed as:



**Fig. 10** Relationship between changes in the NET cloud radiative forcing at the top of the atmosphere ( $CRF_{TOA}$ ) and within the troposphere (ACRF) changes predicted in the series of SCM experiments described in Table 3. Colored markers correspond to changes in CRF predicted in weak subsidence regimes by the AGCM in AMIP (red) or aqua-planet (blue) configurations in +4K (triangles) and 4xCO2 (diamonds) experiments

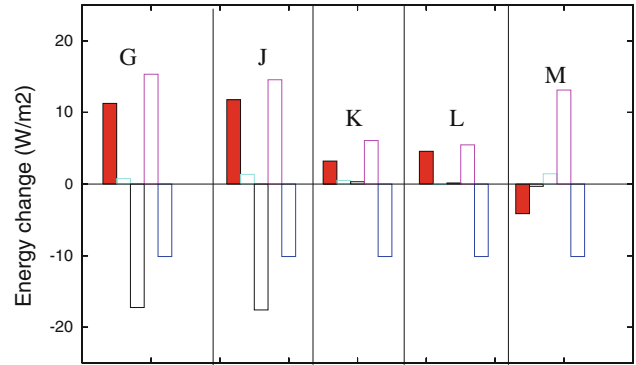
$$(LH + SH) + [R] - \left[ \omega \frac{\partial h}{\partial P} \right] - [\vec{V} \cdot \vec{\nabla} h] = 0 \quad (2)$$

where  $LH$  and  $SH$  are surface turbulent fluxes of latent and sensible heat, respectively,  $\vec{V}$  is the horizontal wind, and  $\omega$  the large-scale vertical velocity. The ACRF may then be expressed as:

$$[ACRF] = -[R_0] - (LH + SH) + \left[ \omega \frac{\partial h}{\partial P} \right] + [\vec{V} \cdot \vec{\nabla} h] \quad (3)$$

Through this equation, the dimensionality of the cloud-feedback problem may be reduced to a problem of four components. In regimes of large-scale subsidence, the MSE of the planetary boundary-layer is increased by surface turbulent fluxes, and decreased by the emission of clear-sky radiation and by the downward advection of low-MSE from the free troposphere (Eq. 2). The presence of clouds also contributes to lower the PBL MSE through radiative cooling (ACRF), as well as the horizontal MSE advection. For a given horizontal advection of MSE, Eq. 3 shows that the radiative effects of clouds and the downward advection of low MSE into the PBL both contribute and eventually compete to balance the combined effect of surface fluxes and clear-sky radiative cooling on the PBL energy budget. It also shows that a change in the vertical profiles of large-scale subsidence and atmospheric stratification may change the magnitude of the vertically-integrated downward advection term of MSE  $[\omega \frac{\partial h}{\partial P}]$ .

Figure 11 compares the perturbations of the different terms of Eq. 3 in SCM experiments (G, J, K, L and M) in which a given vertically-averaged clear-sky radiative cooling is applied to the model with different vertical distributions (Sect. 2). In response to an increased  $[R_0]$ ,



**Fig. 11** Decomposition of the ACRF change predicted in different SCM experiments (see Table 3) into different components using the moist static energy budget of Eq. 3: changes in the clear-sky radiative cooling (in blue), in surface turbulent fluxes (in pink), in horizontal MSE advection (in cyan) and vertical MSE advection (in black) are all expressed in  $W \cdot m^{-2}$ . Their sum compensate the change in ACRF (in red)

surface fluxes always increase, all the more that the radiative cooling is applied near the surface (experiment M). However, the vertical advection term of MSE substantially depends on the vertical distribution of the clear-sky radiative perturbation and appears to be primarily responsible for differences in the cloud response among the different experiments: when the radiative cooling perturbation is applied in the upper troposphere, the change in the vertical stratification of MSE (the vertical velocity profile remains unchanged in this experiment but the MSE strongly decreases above the PBL) induces a strong negative anomaly of the vertical advection term which is not compensated by the increase in surface fluxes and is associated with a decreased low-cloud cover and a weakened ACRF (positive anomaly) to ensure energy conservation. At the other extreme, when the increased clear-sky radiative cooling perturbation is applied within the low-cloud layer, the vertical gradient of MSE in the lower troposphere weakens, which makes the vertical advection of MSE less negative in the PBL and leads to an enhanced low-level cloud cover and cloud radiative cooling. These experiments suggest that the impact of an external perturbation on the low-cloud cover strongly depends on how this perturbation affects the MSE vertical gradient within the PBL.

### 5.2 Physical understanding of the relationship between MSE advection term and low-level clouds

To understand physically the correlation between changes in the vertical gradient of MSE and changes in the low-level cloud cover, we examine the vertical profile of MSE normalized by the near-surface MSE value (Fig. 12) in SCM and GCM experiments. In the subsidence regimes of

the tropics, the atmosphere exhibits a minimum MSE above the PBL (around 700 hPa) and thus a negative vertical advection term of MSE ( $-\omega \partial h / \partial P$ ) below this minimum and a positive term above. In a warmer climate (SCM experiment A), the PBL deepens, the minimum MSE occurs higher in altitude and the MSE contrast between the near-surface and minimum MSE values increases: this induces a change in the MSE vertical advection term which maximizes between 900 and 700 hPa. A similar behaviour is found in GCM experiments, both in realistic (AMIP) and aqua-planet configurations.

Equation 3 and SCM sensitivity experiments (Fig. 11) suggest some correlation between the low-cloud radiative response and the change in vertical MSE advection. Since the sensitivity of the latter to climate change perturbations is maximum at the top of the PBL, we consider the vertically-integrated MSE vertical advection term between 900 and 700 hPa, an index hereafter referred to as boundary-layer vertical advection term or BVA ( $BVA = \int_{900 \text{ hPa}}^{700 \text{ hPa}} -\omega \frac{\partial h}{\partial P} \frac{dP}{g}$ ). Figure 13 shows that across the range of SCM and GCM experiments, the change in low-level cloudiness (characterized by the change in PBL cloud fraction at the vertical level where the cloud fraction is maximum, which typically occurs around 950 hPa) is well correlated with the change in BVA ( $R^2 = 0.55$  with point M and  $R^2 = 0.81$  without). In response to a large range of perturbations (including changes in SST, CO<sub>2</sub> or large-scale subsidence), the change in BVA thus appears to be the term of Eq. 3 that correlates best with the change in ACRF, both in SCM and GCM experiments (Fig. 13).

The vertical advection of MSE being dependent on both the vertical velocity profile and the vertical gradient in MSE, it may be perturbed both by local (e.g. surface temperature changes) and remote changes. Those latter may be associated with a change in the large-scale atmospheric dynamics (change in  $\omega$ ) or with a change in the free-tropospheric temperature profile, which is mainly controlled by deep convective processes. To clarify the origin of the change in low-level clouds, we thus examine in the next section the reasons for the change in BVA in GCM experiments.

### 5.3 Interpretation of low-cloud changes in GCM experiments

GCM experiments associated with a uniform (4 K) SST increase exhibit a decrease of low-level clouds while those associated with a 4xCO<sub>2</sub> radiative forcing exhibit an increase of low-level clouds (Sect. 3.1, Fig. 4). These opposite responses are also associated with opposite changes in the vertical advection term of MSE in the PBL (Fig. 13). To interpret these different changes in BVA, we

decompose the change in the MSE vertical advection term in three components as following:

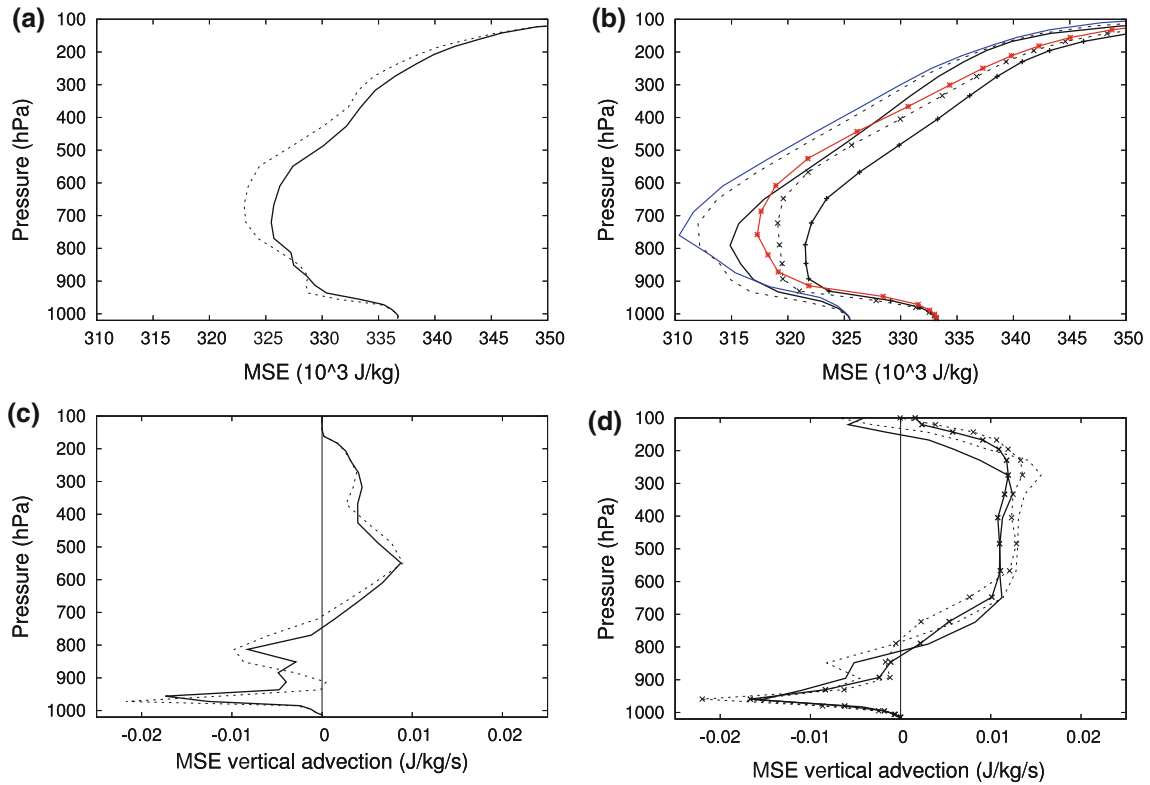
$$\Delta \left[ -\omega \frac{\partial h}{\partial P} \right] = \left[ -\frac{\partial h}{\partial P} \Delta \omega \right] + \left[ -\omega \Delta \frac{\partial h}{\partial P} \right] + \left[ -\Delta \omega \Delta \frac{\partial h}{\partial P} \right] \quad (4)$$

Both in +4 K and 4xCO<sub>2</sub> experiments, the second right-hand-term quantifying the contribution of changes in the MSE vertical gradient represents more than 75 % of the total change in the two atmospheric models. The impact of  $\omega$  changes on BVA is thus of secondary importance in modulating BVA in these experiments.

The robust change in the MSE vertical gradient and in BVA in surface warming experiments (Fig. 12) results from two factors. On the one hand, the deepening of the PBL, which is consistent with the expected growth of a marine shallow cumulus boundary layer in response to increased surface turbulent fluxes (Medeiros et al. 2005; Stevens 2007), rises the height of minimum MSE and then makes the vertical advection term of MSE more negative around the top of the PBL. However, a second and even more robust explanation is related to the non-linearity of the thermodynamic relationship of Clausius-Clapeyron, which increases the specific humidity (and thus MSE) with temperature at a larger rate near the surface than at altitude (changes in relative humidity play a secondary role, Fig. 12b). This enhances the MSE vertical gradient between the surface and the height of minimum MSE and then strengthens the import by large-scale subsidence of low-MSE from the free troposphere down to the surface. This effect, together with the deepening of the PBL, make BVA more negative and decreases the low-cloud fraction.

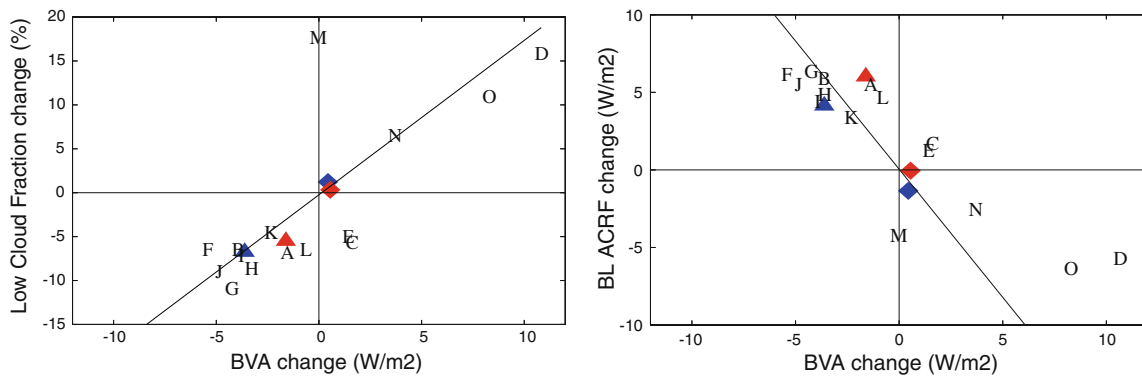
## 6 Conclusion and discussion

Using a hierarchy of models has made it possible to understand the physical reasons for the strong positive cloud feedback predicted by the IPSL-CM5A coupled ocean-atmosphere model under climate change. This feedback results primarily from the decrease, in a warmer climate, of tropical low-level clouds that occur in regimes of weak subsidence (e.g. over the trade winds). This decrease constitutes a robust feature of the model under global warming, reproduced by atmosphere-only experiments forced by a prescribed surface ocean warming, both in realistic (AMIP) and aqua-planet configurations. It is also reproduced by SCM simulations forced by CGILS forcings representative of shallow-cumulus conditions, provided that a stochastic forcing (aimed to mimic the large high-frequency variability of these regimes) is added to the prescribed large-scale vertical velocity profile. The analysis of SCM and GCM



**Fig. 12** Mean vertical profile of MSE (*top*) and MSE vertical advection (*bottom*) derived from single-column model simulations (*left*) and from AMIP (*solid lines*) or aqua-planet (*black lines with markers*) AGCM simulations (*right*) in weak-subsidence regimes ( $\omega_{500} = 20$  hPa/day). Control-climate simulations are plotted with *solid lines*, and global warming experiments (+2K in the case of SCM simulations, +4K in the case of GCM simulations) with *dashed lines*. Note that to emphasize the vertical gradient in MSE (or the MSE deficit relative to the near surface 1,000 hPa), the vertical profiles of

MSE corresponding to climate warming experiments have been translated by an amount equal to the MSE change at 1,000 hPa so that both profiles correspond to the same near-surface value. *Colored lines* show the (translated) vertical profiles of MSE that would be obtained in AMIP (*red line*) and aqua-planet (*blue line*) +4K experiments if the change of MSE was due only to temperature change through the Clausius-Clapeyron relationship (i.e. by assuming a constant relative humidity)

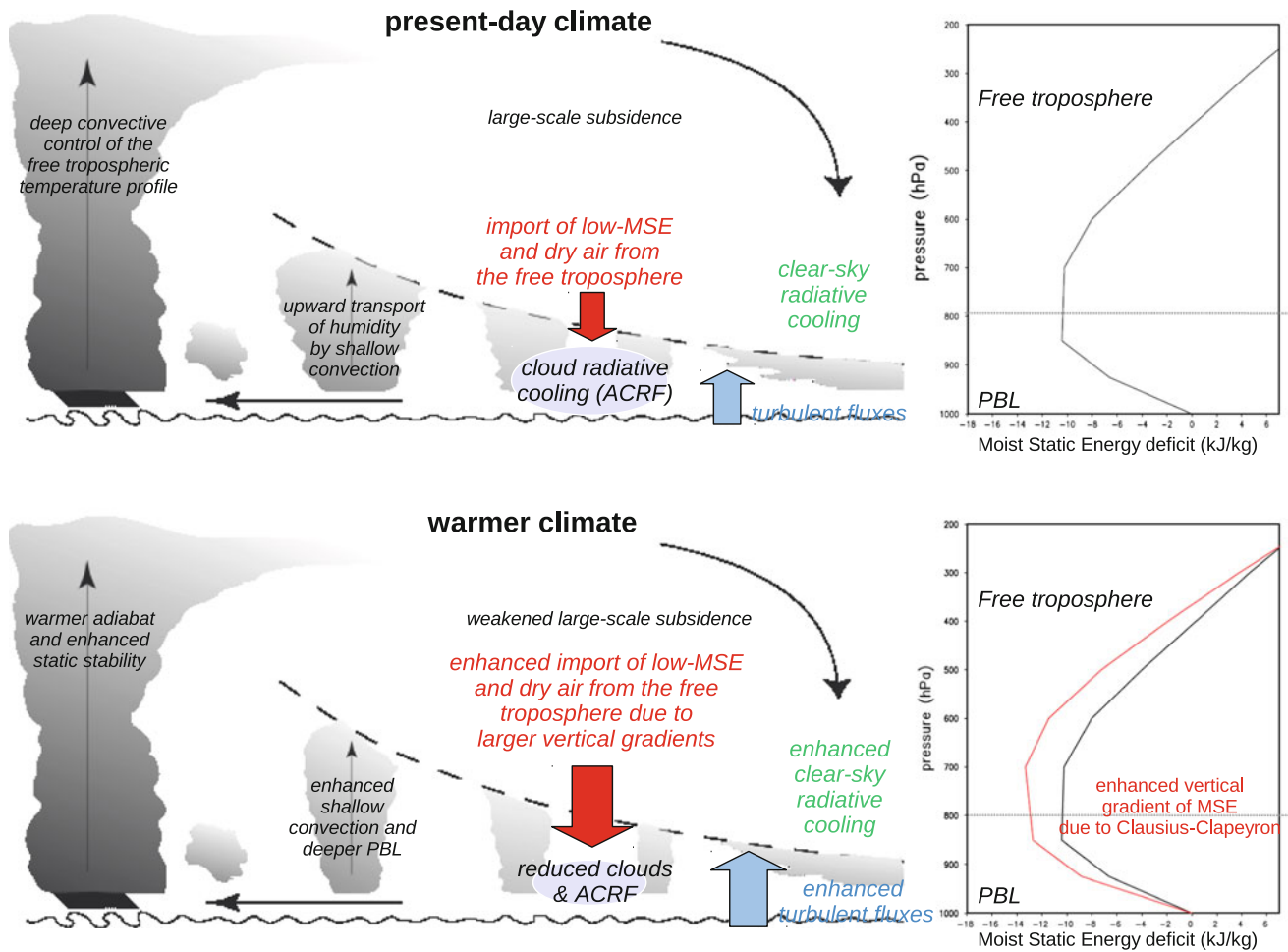


**Fig. 13** Relationship between the change in low-clouds, characterized by the 950 hPa low-level cloud fraction (where the cloud fraction is maximum; left) or by the ACRF integrated from the surface to 500 hPa; right) and the change in the vertical advection of MSE at the top of the boundary-layer ( $\Delta BVA$ , see text for more details) derived

from the series of SCM experiments described in Table 3. Colored markers correspond to changes in low-cloud fraction and BVA predicted in weak subsidence regimes by the AGCM in AMIP (*red*) or aqua-planet (*blue*) configurations in +4K (*triangles*) and 4xCO<sub>2</sub> (*diamonds*) experiments

simulations has made it possible to clarify the reasons for the decrease of low-level clouds under global warming, and the increase of low-level clouds to 4xCO<sub>2</sub> radiative forcing.

Under global warming, turbulent fluxes at the ocean surface increase together with the clear-sky radiative cooling of the troposphere. This enhances shallow cumulus



**Fig. 14** Schematic of the physical mechanisms controlling the positive low-cloud feedback of the IPSL-CM5A-LR OAGCM in climate change. In the present-day climate, tropical marine low-clouds primarily occur in regimes of large-scale subsidence. In these regimes, the moist static energy (MSE) of the PBL is increased by surface turbulent fluxes, and decreased by clear-sky radiative cooling, cloud-radiative cooling, and by the downward advection of low MSE from the free troposphere (the typical profile of MSE deficit on the right -defined as the difference between the MSE profile and the 1,000 hPa MSE- shows that the MSE minimum occurs around 700–850 hPa in weak subsidence regimes). Shallow cumulus clouds contribute to the vertical transport of humidity from the PBL to the lower free troposphere, and deep convection controls the free

tropospheric temperature profile of the tropical belt. In a warmer climate, the change in the moist-adiabatic stratification of the tropical atmosphere, the enhanced vertical transport of humidity by shallow convection and the deeper PBL due to enhanced surface fluxes all tend lead to a decrease of the vertical gradient of MSE. However, the non-linearity of the Clausius-Clapeyron relationship leads to a larger increase in specific humidity at high temperatures and low altitudes than at lower temperatures and higher altitudes. This leads to an enhanced vertical gradient of specific humidity and MSE between the PBL and the lower free troposphere, and thus an enhanced import of low-MSE and dry air from the free troposphere down to the PBL. This decreases the low-level cloud fraction and weakens the cloud radiative cooling within the PBL

convection, and the upward transport of moisture towards the free troposphere. In parallel, the change in specific humidity resulting from the change in temperature through the non-linear thermodynamical relationship of Clausius-Clapeyron leads to a larger vertical gradient in humidity and MSE between the surface and the level of minimum MSE above the top of the PBL. This strengthens the import of low MSE from the free troposphere down to the PBL. The enhanced vertical advection of MSE lowers the MSE of the PBL, leading to a decreased low-level cloud fraction and a weakened radiative cooling of the PBL by cloud-radiative effects (which becomes “less necessary” to

balance the energy budget). This mechanism is summarized in an idealized way in Fig. 14.

The increases of surface turbulent fluxes and of clear-sky radiative cooling constitute robust features of global warming experiments (e.g. Zhang and Bretherton 2008; Wyant et al. 2009; Xu et al. 2010), and the increase in vertical gradients of MSE and moisture under climate change is likely to be robust across models owing to its large dependence at first order on the Clausius-Clapeyron relationship. However, the relative magnitude of the change in MSE vertical advection versus the change in surface turbulent fluxes and radiative cooling is controlled

by several factors which may depend on the type of perturbation applied to the climate system, and on the physical parameterizations of atmospheric models. These factors include the change in large-scale vertical velocity, the change in the vertical stratification of the tropical atmosphere above the free troposphere (which is partly controlled by remote deep convective processes), and the change in the moistening of the free troposphere by shallow cumulus convection. This latter process is likely to be particularly critical since it may partly oppose the robust effect of the Clausius-Clapeyron relationship on the MSE vertical gradient. Combined with the ubiquitous occurrence of shallow cumulus clouds over tropical oceans, it suggests (as already emphasized by earlier studies such as Bony et al. 2004; Medeiros et al. 2008) that the representation of shallow cumulus convection by climate models and its response to global warming is particularly critical for climate sensitivity and should be thoroughly tested. The relative magnitude of changes in MSE vertical advection versus surface fluxes or radiative cooling may also depend on the representation of the mean present-day climate by GCMs. Depending on how the different climate models simulate the present climate, the change in large-scale atmospheric circulation and the vertical stratification of the tropical atmosphere, a given external perturbation may thus lead to different low-level cloud responses. This presumably explains the wide range of low-level cloud responses predicted by climate models under climate change (e.g. Bony and Dufresne 2005; Webb et al. 2006; Medeiros et al. 2008), and thus the large uncertainty in climate sensitivity.

In a recent study using a Large-Eddy Simulation (LES) model to investigate the response of shallow-cumulus clouds to global warming in a nearly-constant relative humidity atmosphere (Rieck et al. submitted), a warmer climate was found to be associated with enhanced surface fluxes, a deeper boundary layer, a decreased relative humidity within the cloud layer, and a decrease of the low-level cloud fraction. As part of the CGILS project (Zhang et al., in preparation), idealized simulations of low-level clouds and of their response to climate change will be performed by several SCMs, LES models and Cloud Resolving Models (CRMs). It will then be possible to assess the extent to which the physical processes identified here as playing a key role in the control of shallow cumulus cloud feedbacks in a climate model are also at work in other climate models and in high-resolution, explicit cloud models. Inter-model differences in the response of low-level clouds to climate change may then be interpreted in the light of the present results.

This study proposes a framework that may guide future investigations of low-level cloud feedbacks using models or observations. In particular, it suggests that examining how

low-level clouds (and shallow cumulus clouds in particular) respond to changes in the vertical profile of MSE, as well as changes in large-scale vertical velocity might help to constrain the low-level cloud feedback from observations. A recent observational study by Kubar et al. (2011) shows that the low-cloud frequency is well correlated with the difference in MSE between 700 hPa and the surface. These observations, combined with our finding that the vertical advection of MSE by large-scale subsidence also constitutes an important control of the low-level cloud cover in climate change, suggest that it might be possible in a near future to constrain low-level cloud feedbacks from observations, and then to assess which of the model low-cloud feedbacks are likely to be the most reliable. This will be investigated as part of the analysis of CMIP5 simulations and will be reported in a future paper.

**Acknowledgments** The first author was supported by a fellowship from the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and Météo-France. The research leading to these results has received funding from the European Union, Seventh Framework Programme (FP7/2007–2013) under grant agreement n 244067, by the LEFE national program, and by the ANR project ClimaConf. We thank Jean-Louis Dufresne for useful discussions, and Ionela Musat and the IPSL modelling group for running the IPSL-CM5A CMIP5 simulations analyzed in this paper. We also thank Minghua Zhang and Chris Bretherton for preparing and providing the CGILS large-scale forcings of single-column model simulations.

**Open Access** This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License which permits any noncommercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

## References

- Bony S, Dufresne JL (2005) Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys Res Lett* 32:L20,806. doi:[10.1029/2005GL023.851](https://doi.org/10.1029/2005GL023.851)
- Bony S, Emanuel KA (2001) A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection; evaluation using TOGA COARE data. *J Atmos Sci* 58(21):3158–3183
- Bony S, Dufresne JL, LeTreut H, Morcrette JJ, Senior C (2004) On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. *Clim Dyn* 22:71–86
- Bony S, Colman R, Kattsov V, Allan R, Bretherton C, Dufresne JL, Hall A, Hallegatte S, Holland M, Ingram W, Randall D, Soden B, Tselioudis G, Webb M (2006) How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J Clim* 19(15):3445–3482. doi:[10.1175/JCLI3819.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3819.1)
- Clement AC, Burgman R, Norris JR (2009) Observational and model evidence for positive low-level cloud feedback. *Science* 325(5939):460–464. doi:[10.1126/science.1171255](https://doi.org/10.1126/science.1171255)
- Dufresne JL, Bony S (2008) An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models. *J Clim* 21(19):5135–5144
- Emanuel K (1991) A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J Atmos Sci* 48(21):2313–2335. doi:[10.1175/1520-0469](https://doi.org/10.1175/1520-0469)

- Gates WL (1992) AMIP: the atmospheric model intercomparison project. *Bull Amer Meteor Soc* 73(12):1962–1970
- Grandpeix J, Phillips V, Tailleux R (2004) Improved mixing representation in Emanuel’s convection scheme. *Quart J Roy Meteor Soc* 130(604, Part c):3207–3222. doi:[10.1256/qj.03.144](https://doi.org/10.1256/qj.03.144)
- Gregory J, Webb M (2008) Tropospheric adjustment induces a cloud component in CO(2) forcing. *J Clim* 21(1):58–71. doi:[10.1175/2007JCLI1834.1](https://doi.org/10.1175/2007JCLI1834.1)
- Hourdin F, Musat I, Bony S, Braconnot P, Codron F, Dufresne JL, Fairhead L, Filiberti MA, Friedlingstein P, Grandpeix JY, Krinner G, Levan P, Li ZX, Lott F (2006) The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim Dyn* 27:787–813
- Karlsson J, Svensson G, Cardoso S, Teixeira J, Paradise S (2010) Subtropical cloud-regime transitions: boundary layer depth and cloud-top height evolution in models and observations. *J Appl Meteor Climatol* 49(9):1845–1858. doi:[10.1175/2010JAMC2338.1](https://doi.org/10.1175/2010JAMC2338.1)
- Kubar TL, Waliser DE, Li JL (2011) Boundary layer and cloud structure controls on tropical low cloud cover using a: train satellite data and ECMWF analyses. *J Clim* 24(1):194–215. doi:[10.1175/2010JCLI3702.1](https://doi.org/10.1175/2010JCLI3702.1)
- Larson K, Hartmann DL, Klein SA (1999) The role of clouds, water vapor, circulation, and boundary layer structure in the sensitivity of the tropical climate. *J Clim* 12:2359–2374
- Marti O, Braconnot P, Bellier J, Benshila R, Bony S, Brockmann P, Cadule P, Caubel A, Denvil S, Dufresne J, Fairhead L, Filiberti MA, Foujols MA, Fichetef T, Friedlingstein P, Goosse H, Grandpeix J, Hourdin F, Krinner G, Lévy C, Madec G, Musat I, de Noblet N, Polcher J, Talandier C (2005) The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. *Note du Pole de Modelisation* 26 p 84
- Marti O, Braconnot P, Dufresne JL, Bellier J, Benshila R, Bony S, Brockmann P, Cadule P, Caubel A, Codron F, de Noblet N, Denvil S, Fairhead L, Fichetef T, Foujols MA, Friedlingstein P, Goosse H, Grandpeix JY, Guilyardi E, Hourdin F, Krinner G, Lévy C, Madec G, Mignot J, Musat I, Swingedouw D, Talandier C (2010) Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Clim Dyn* 34:1–26. doi:[10.1007/s00382-009-0640-6](https://doi.org/10.1007/s00382-009-0640-6)
- Medeiros B, Stevens B, Held IM, Zhao M, Williamson DL, Olson JG, Bretherton CS (2008) Aquaplanets, climate sensitivity, and low clouds. *J Clim* 21(19):4974–4991. doi:[10.1175/2008JCLI1995.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI1995.1)
- Medeiros B, Hall A, Stevens B (2005) What controls the mean depth of the PBL. *J Clim* 18(16):3157–3172. doi:[10.1175/JCLI3417.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3417.1)
- Meehl GA, Covey C, Delworth T, Latif M, McAvaney B, Mitchell JFB, Stouffer RJ, Taylor KE (2007) The WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research. *Bull Amer Meteor Soc* 88(9):1383+. doi:[10.1175/BAMS-88-9-1383](https://doi.org/10.1175/BAMS-88-9-1383)
- Miller RL (1997) Tropical thermostats and low cloud cover. *J Clim* 10:409–440
- Neale R, Hoskins B (2000) A standard test for agcms including their physical parametrizations I: The proposal. *Atmos Sci Lett* 1:101–107
- Randall D, Wood R, Bony S, Colman R, Fichetef T, Fyfe J, Kattsov V, Pitman A, Shukla J, Srinivasan J, Stouffer R, Sumi A, Taylor K (2007) *Climate models and their evaluation*, Cambridge University Press, Cambridge. *Climate Change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*
- Soden BJ, Held IM (2006) An assessment of climate feedbacks in coupled ocean atmosphere models. *J Clim* 19(14):3354–3360. doi:[10.1175/JCLI3799.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3799.1)
- Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Avery K, Tignor M, Miller H (2007) *Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, Cambridge
- Stevens B (2007) On the growth of layers of nonprecipitating cumulus convection. *J Atmos Sci* 64(8):2916–2931. doi:[10.1175/JAS3983.1](https://doi.org/10.1175/JAS3983.1)
- Teixeira J, Cradoso S, , Bonazolla M, Cole J, Delgenio A, CDemott, Franklin C, Hannay C, Jakob C, Jiao Y, Karlsson J, Kitagawa H, Köhler M, Kuwano-yoshida A, Ledrian C, Li J, Lock A, Miller MJ, Marquet P, Martins J, Mechoso CR, Meijgaard EV, Meinke I, Miranda PMA, Mironov D, Neggers R, Pan HL, Randall DA, Rasch PJ, Rockel B, Rossow WB, Ritter B, Siebesma AP, Soares PMM, Turk FJ, Vaillancourt PA, Engeln AV, Zhao M (2011) Tropical and sub-tropical cloud transitions in weather and climate prediction models: the GCSS/WGNE Pacific Cross-section Intercomparison (GPCI). *J Clim* 24:5223–5256
- Webb M, Senior C, Sexton D, Ingram W, Williams K, Ringer M, McAvaney B, Colman R, Soden B, Gudgel R, Knutson T, Emori S, Ogura T, Tsushima Y, Andronova N, Li B, Musat I, Bony S, Taylor K (2006) On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Clim Dyn* 27(1):17–38
- Wyant MC, Bretherton CS, Blossey PN (2009) Subtropical low cloud response to a warmer climate in a superparameterized climate model. Part I: regime sorting and physical mechanisms. *J Adv Model Earth Syst* 1(7):1–11. doi:[10.3894/JAMES.2009.1.7](https://doi.org/10.3894/JAMES.2009.1.7)
- Xu KM, Cheng A, Zhang M (2010) Cloud-resolving simulation of low-cloud feedback to an increase in sea surface temperature. *J Atmos Sci* 67(3):730–748. doi:[10.1175/2009JAS3239.1](https://doi.org/10.1175/2009JAS3239.1)
- Zhang MH, Bretherton C (2008) Mechanisms of low cloud-climate feedback in idealized single-column simulations with the community atmospheric model, version 3 (CAM3). *J Clim* 21(21):4859–4878





# Bibliographie

- Albrecht, B. A., C. S. Bretherton, D. Johnson, W. H. Schubert, and A. S. Frisch, 1995 : The Atlantic Stratocumulus Transition Experiment - ASTEX. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76** (6), 889–904, doi :{10.1175/1520-0477(1995)076(0889:TASTE)2.0.CO;2}.
- Albrecht, B. A., D. A. Randall, and S. Nicholls, 1988 : Observations of marine stratocumulus clouds during FIRE. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **69** (6), 618–626, doi :{10.1175/1520-0477(1988)069(0618:OOMSCD)2.0.CO;2}.
- Arora, V., et al., 2011 : Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophys Res Lett*, **38**, L05 805.
- Bodas-Salcedo, A., et al., 2011 : Cosp : Satellite simulation software for model assessment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 1023–1043.
- Bony, S. and J.-L. Dufresne, 2005 : Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys Res Lett*, **32**, L20 806, doi : 10.1029/2005GL023 851.
- Bony, S., J.-L. Dufresne, H. LeTreut, J.-J. Morcrette, and C. Senior, 2004 : On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. *Clim. Dyn.*, **22**, 71–86.
- Bony, S. and K. A. Emanuel, 2001 : A Parameterization of the Cloudiness Associated with Cumulus Convection ; Evaluation Using TOGA COARE Data. *J. Atmos. Sci.*, **58** (21), 3158–3183.
- Bony, S., K.-M. Lau, and Y. C. Sud, 1997 : Sea surface temperature and large-scale circulation influences on tropical greenhouse effect and cloud radiative forcing. *J. Clim.*, **10**, 2055–2077.
- Bony, S., et al., 2006 : How well do we understand and evaluate climate change feedback processes ? *J. Clim.*, **19** (15), 3445–3482, doi : 10.1175/JCLI3819.1.
- Bougeault, P., 1981 : Modeling the trade-wind cumulus boundary layer. part i : Testing the ensemble cloud relations against numerical data. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2414–2428.
- Bougeault, P., 1982 : Cloud-ensemble relations based on the gamma probability distribution for the higher-order models of the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2691–2700.
- Bougeault, P., 1985 : A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon Weather Rev*, **113** (12), 2108–2121.
- Bretherton, C. and M. Wyant, 1997 : Moisture transport, lower-tropospheric stability, and decoupling of cloud-topped boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **54** (1), 148–167, doi :{10.1175/1520-0469(1997)054(0148:MTL TSA)2.0.CO;2}.

- Brient, F. and S. Bony, 2012 : How may the low-level cloud amount simulated in the current climate influence the low-cloud feedback under global warming? *Geophys Res Lett*, **in preparation**.
- Brient, F. and S. Bony, 2012 : Interpretation of the positive low-cloud feedback predicted by a climate model under global warming. *Clim. Dyn.*, **accepted**, doi :{10.1007/s00382-011-1279-7}.
- Brown, A., et al., 2002 : Large-eddy simulation of the diurnal cycle of shallow cumulus convection over land. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128 (582)**, 1075–1093.
- Cess, R., et al., 1990 : Intercomparison and interpretation of cloud-climate feedback processes in nineteen atmospheric general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **95**, 16 601–16 615.
- Cess, R., et al., 1996 : Cloud feedback in atmospheric general circulation models : An update. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12 791–12 794.
- Charney, J. G., 1979 : *Carbon dioxide and climate : a scientific assessment*. National Academy Press, 33pp pp.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J. L. Dufresne, P. Minnis, C. J. Stubenrauch, and S. Zeng, 2010 : The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). *J. Geophys. Res.*, **115**, doi :{10.1029/2009JD012251}.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, M. Chiriaco, J. L. Dufresne, and G. Seze, 2008 : Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model. *Geophys Res Lett*, **35 (15)**, doi :{10.1029/2008GL034207}.
- Chikira, M. and M. Sugiyama, 2010 : A cumulus parameterization with state-dependent entrainment rate. part i : Description and sensitivity to temperature and humidity profiles. *J. Atmos. Sci.*, **67 (7)**, 2171–2193.
- Clement, A. C., R. Burgman, and J. R. Norris, 2009 : Observational and Model Evidence for Positive Low-Level Cloud Feedback. *Science*, **325 (5939)**, 460–464, doi :10.1126/science.1171255.
- Coakley Jr, J. and D. Baldwin, 1984 : Towards the objective analysis of clouds from satellite imagery data. *J. Appl. Meteor.*, **23**, 1065–1099.
- Collins, W., 2001 : Parameterization of generalized cloud overlap for radiative calculations in general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **58 (21)**, 3224–3242.
- Collins, W., et al., 2006 : Radiative forcing by well-mixed greenhouse gases : Estimates from climate models in the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4). *J. Geophys. Res.*, **111**, D14 317.
- Colman, R., 2001 : On the vertical extent of atmospheric feedbacks. *Clim. Dyn.*, **17**, 391–405.
- Colman, R., 2003a : A comparison of climate feedbacks in general circulation models. *Clim. Dyn.*, **20**, 865–873.
- Cubasch, U., et al., 2001 : Projections of future climate change. Tech. rep., Pacific Northwest National Laboratory (PNNL), Richland, WA (US).
- Deardorff, J., 1966 : The counter-gradient heat flux in the lower atmosphere and in the laboratory. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 503–506.

- Dee, D., et al., 2011 : The era-interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137 (656)**, 553–597.
- Dufresne, J., J. Quaas, O. Boucher, S. Denvil, and L. Fairhead, 2005 : Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. *Geophys Res Lett*, **32 (21)**, L21 703.
- Dufresne, J.-L. and S. Bony, 2008 : An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models. *J Clim*, **21 (19)**, 5135–5144.
- Dufresne, J.-L., et al., 2012 : Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5. *Clim. Dyn.*, **in revision**.
- Eastman, R., S. Warren, and C. Hahn, 2011 : Variations in cloud cover and cloud types over the ocean from surface observations, 1954-2008. *J Clim*.
- Edwards, J. and A. Slingo, 1996 : Studies with a flexible new radiation code. i : Choosing a configuration for a large-scale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122 (531)**, 689–719.
- Emanuel, K., 1991 : A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, **48 (21)**, 2313–2335, doi :{10.1175/1520-0469(1991)048<2313:ASFRCC>2.0.CO;2}.
- Emanuel, K., 1993 : A cumulus representation based on the episodic mixing model : The importance of mixing and microphysics in predicting humidity. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteor. Monogr*, 185–194.
- Emanuel, K. A., 1994 : *Atmospheric convection*. Oxford University Press.
- Evan, A. T., A. K. Heidinger, and D. J. Vimont, 2007 : Arguments against a physical long-term trend in global ISCCP cloud amounts. *Geophys Res Lett*, **34 (4)**, doi :{10.1029/2006GL028083}.
- Forget, F., et al., 1999 : Improved general circulation models of the martian atmosphere from the surface to above 80 km. *J. Geophys. Res.*, **104 (24)**, 1555–24.
- Fouquart, Y. and B. Bonnel, 1980 : Computations of solar heating of the earth's atmosphere- a new parameterization. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **53**, 35–62.
- Garreaud, R. and R. Munoz, 2004 : The diurnal cycle in circulation and cloudiness over the subtropical southeast Pacific : A modeling study. *J Clim*, **17 (8)**, 1699–1710, doi :{10.1175/1520-0442(2004)017(1699:TDCICA)2.0.CO;2}.
- Gates, W. L., 1992 : AMIP - The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73 (12)**, 1962–1970.
- Geleyn, J. F. and A. Hollingsworth, 1979 : An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **52**, 1–16.
- Grandpeix, J., V. Phillips, and R. Tailleux, 2004 : Improved mixing representation in Emanuel's convection scheme. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130 (604, Part c)**, 3207–3222, doi :{10.1256/qj.03.144}.
- Grant, A., 2001 : Cloud-base fluxes in the cumulus-capped boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127 (572)**, 407–421.

- Gregory, D. and P. Rowntree, 1990 : A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability-dependent closure. *Mon Weather Rev*, **118**, 1483–1506.
- Gregory, J. and M. Webb, 2008 : Tropospheric adjustment induces a cloud component in CO(2) forcing. *J Clim*, **21** (1), 58–71, doi :{10.1175/2007JCLI1834.1}.
- Hall, A. and S. Manabe, 1999 : The role of water vapour feedback in unperturbed climate variability and global warming. *J Clim*, **12**, 2327–2346.
- Hall, A. and X. Qu, 2006 : Using the present-day seasonal cycle to constrain climate sensitivity : A case study of snow albedo feedback. *Geophys Res Lett*, **33**, 1550–1568, doi : 10.1029/2005GL025127.
- Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy, and J. Lerner, 1984 : *Climate sensitivity : Analysis of feedback mechanisms*, Vol. 29. AGU Geophysical Monograph, Washington, D. C., 130–163 pp.
- Hansen, J., et al., 2002 : Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *J. Geophys. Res.*, **107** (D18), doi :{10.1029/2001JD001143}.
- Hartmann, D. L. and K. Larson, 2002 : An important constraint on tropical cloud-climate feedback. *Geophys Res Lett*, **29**(20), 1951–1954.
- Held, I. and B. J. Soden, 2000 : Water vapour feedback and global warming. *Ann. Rev. Energy Env.*, **25**, 441–475.
- Hourdin, F., P. Le Van, F. Forget, and O. Talagrand, 1993 : Meteorological variability and the annual surface pressure cycle on mars. *J. Atmos. Sci.*, **50** (21), 3625–3625.
- Hourdin, F., O. Talagrand, R. Sadourny, R. Courtin, D. Gautier, and C. McKay, 1995 : Numerical simulation of the general circulation of the atmosphere of titan. *Icarus*, **117** (2), 358–374.
- Hourdin, F., et al., 2006 : The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dyn.*, **27**, 787–813.
- Hourdin, F., et al., 2012a : Impact of the lmdz atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the ipsl-cm5a coupled model. *Clim. Dyn.*, **accepted**.
- Hourdin, F., et al., 2012b : Lmdz5b : the atmospheric component of the ipsl climate model with revisited parameterizations for clouds and convection. *Clim. Dyn.*, **accepted**.
- Jakob, C. and G. Tselioudis, 2003 : Objective identification of cloud regimes in the tropical western pacific. *Geophys Res Lett*, **30**, doi ;10.1029/2003GL018 367.
- Jam, A., F. Hourdin, C. Rio, and F. Couvreur, 2012 : Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part III : A diagnostic boundary-layer cloud parameterization derived from large eddy simulations. *Bound. Lay. Meteor.*, in revision.
- Jiang, J. H., et al., 2012 : Evaluation of cloud and water vapor simulations in CMIP5 climate models using NASA "A-Train" satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **accepted**.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. Yang, J. Hnilo, M. Fiorino, and G. Potter, 2002 : Ncep-doe amip-ii reanalysis (r-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83** (11), 1631–1644.

- Karlsson, J., G. Svensson, S. Cardoso, J. Teixeira, and S. Paradise, 2010 : Subtropical Cloud-Regime Transitions : Boundary Layer Depth and Cloud-Top Height Evolution in Models and Observations. *J. Appl. Meteor. and Climatol.*, **49** (9), 1845–1858, doi :{10.1175/2010JAMC2338.1}.
- Kasahara, A., 1977 : *Computational aspects of numerical models for weather prediction and climate simulation.*, Methods in computational physics, Vol. 17, 1–66. Chang J (ed), Amsterdam.
- Khairoutdinov, M. and Y. Kogan, 2000 : A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus. *Mon Weather Rev*, **128** (1), 229–243.
- Khairoutdinov, M., D. Randall, and C. DeMott, 2005 : Simulations of the atmospheric general circulation using a cloud-resolving model as a superparameterization of physical processes. *J. Atmos. Sci.*, **62** (7), 2136–2154.
- Kirkevåg, A., T. Iversen, Ø. Seland, J. Debernard, T. Storelvmo, and J. Kristjánsson, 2008 : Aerosol-cloud-climate interactions in the climate model cam-oslo. *Tellus A*, **60** (3), 492–512.
- Klein, S. A. and D. L. Hartmann, 1993 : The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J Clim*, **6**, 1587–1606.
- Klein, S. A. and C. Jakob, 1999 : Validation and sensitivities of frontal clouds simulated by the ECMWF model. *Mon Weather Rev*, **127**, 2514–2531.
- Klocke, D., R. Pincus, and J. Quaas, 2011 : On constraining estimates of climate sensitivity with present-day observations through model weighting. *J Clim*.
- Konsta, D., 2010 : Evaluation de la description des nuages dans les modèles de climat à partir des observations satellitales de l'a-train. Ph.D. thesis, Ecole Polytechnique - Paris.
- Konsta, D., J.-L. Dufresne, H. Chepfer, A. Idelkadi, and G. Cesana, 2012 : Evaluation of clouds simulated by the LMDZ5 GCM using A-train satellite observations (CALIPSO-PARASOL-CERES). *Clim. Dyn.*, **submitted**.
- Kubar, T. L., D. E. Waliser, and J. L. Li, 2011 : Boundary Layer and Cloud Structure Controls on Tropical Low Cloud Cover Using A-Train Satellite Data and ECMWF Analyses. *J Clim*, **24** (1), 194–215, doi :{10.1175/2010JCLI3702.1}.
- Kuo, H. C. and W. H. Schubert, 1988 : Stability of cloud-topped boundary-layers. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114** (482), 887–916, doi :{10.1002/qj.49711448204}.
- Larson, K., D. L. Hartmann, and S. A. Klein, 1999 : The role of clouds, water vapor, circulation, and boundary layer structure in the sensitivity of the tropical climate. *J Clim*, **12**, 2359–2374.
- Laval, K., R. Sadourny, and Y. Serafini, 1981 : Land surface processes in a simplified general circulation model. *Geophys. Astrophys. Fl. Dyn.*, **17**, 129–150.
- Le Treut, H. and Z. Li, 1991 : Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed sst changes : feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim. Dyn.*, **5** (3), 175–187.
- Le Treut, H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson, and M. Prather, 2007 : Historical overview of climate change. *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.

- Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer, 2005 : Warming of the world ocean, 1955–2003. *Geophys Res Lett*, **32** (2), L02604.
- Lewellen, W. and S. Yoh, 1993 : Binormal model of ensemble partial cloudiness. *J. Atmos. Sci.*, **50** (9), 1228–1237.
- Li, J. and H. Barker, 2005 : A radiation algorithm with correlated-k distribution. part i : Local thermal equilibrium. *J. Atmos. Sci.*, **62** (2), 286–309.
- Lin, W., M. Zhang, and N. G. Loeb, 2009 : Seasonal Variation of the Physical Properties of Marine Boundary Layer Clouds off the California Coast. *J Clim*, **22** (10), 2624–2638, doi : {10.1175/2008JCLI2478.1}.
- Lindzen, R. S., M. D. Chou, and A. Y. Hou, 2001 : Does the Earth have an adaptative infrared Iris? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 417–432.
- Lloyd, J., E. Guilyardi, and H. Weller, 2011 : The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. Part II : using AMIP runs to understand the heat flux feedback mechanisms. *Clim. Dyn.*, **37**, 1271–1292, doi :10.1007/s00382-010-0895-y.
- Lloyd, J., E. Guilyardi, H. Weller, and J. Slingo, 2009 : The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. *Atmos. Sci. Lett.*, **10** (3), 170–176, doi :{10.1002/asl.227}, National-Centre-for-Atmospheric-Science Annual Conference (NCAS 2008), Bristol, ENGLAND, DEC 05, 2008.
- Lock, A., A. Brown, M. Bush, G. Martin, and R. Smith, 2000 : A new boundary layer mixing scheme. part i : Scheme description and single-column model tests. *Mon Weather Rev*, **128** (9), 3187–3199.
- Lock, A. P., 2009 : Factors influencing cloud area at the capping inversion for shallow cumulus clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135** (641), 941–952, doi :{10.1002/qj.424}.
- Loeb, N., B. Wielicki, D. Doelling, G. Smith, D. Keyes, S. Kato, N. Manalo-Smith, and T. Wong, 2009 : Toward optimal closure of the Earth’s top-of-atmosphere radiation budget. *J Clim*, **22** (3), 748–766.
- Lohmann, U., N. McFarlane, L. Levkov, K. Abdella, and F. Albers, 1999 : Comparing different cloud schemes of a single column model by using mesoscale forcing and nudging technique. *J Clim*, **12** (2), 438–461.
- Lott, F., 1999 : Alleviation of stationary biases in a gcm through a mountain drag parameterization scheme and a simple representation of mountain lift forces. *Mon Weather Rev*, **127** (5), 788–801.
- Lott, F. and M. Miller, 1997 : A new subgrid-scale orographic drag parametrization : Its formulation and testing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123** (537), 101–127.
- Louis, J., 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Lay. Meteor.*, **17** (2), 187–202.
- Ma, X., K. Von Salzen, and J. Cole, 2010 : Constraints on first aerosol indirect effect from a combination of modis-ceres satellite data and global climate simulations. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **10**, 13945–13968.

- Manabe, S. and R. T. Wetherald, 1967 : Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 241–259.
- Marti, O., et al., 2005 : The new IPSL climate system model : IPSL-CM4. *Note du Pole de Modelisation* 26, 84.
- Marti, O., et al., 2010 : Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Clim. Dyn.*, **34**, 1–26, doi :10.1007/s00382-009-0640-6.
- Martin, G., M. Ringer, V. Pope, A. Jones, C. Dearden, and T. Hinton, 2006 : The physical properties of the atmosphere in the new hadley centre global environmental model (hadgem1). part i : Model description and global climatology. *J Clim*, **19** (7), 1274–1301.
- Martin, G., et al., 2011 : The hadgem2 family of met office unified model climate configurations. *Geosci. Model Dev. Discuss.*, **4**, 765–841.
- Medeiros, B., A. Hall, and B. Stevens, 2005 : What controls the mean depth of the PBL? *J Clim*, **18** (16), 3157–3172, doi :{10.1175/JCLI3417.1}.
- Medeiros, B. and B. Stevens, 2011 : Revealing differences in GCM representations of low clouds. *Clim. Dyn.*, **36** (1-2), 385–399, doi :{10.1007/s00382-009-0694-5}.
- Medeiros, B., B. Stevens, I. M. Held, M. Zhao, D. L. Williamson, J. G. Olson, and C. S. Bretherton, 2008 : Aquaplanets, Climate Sensitivity, and Low Clouds. *J Clim*, **21** (19), 4974–4991, doi : 10.1175/2008JCLI1995.1.
- Miller, R. L., 1997 : Tropical thermostats and low cloud cover. *J Clim*, **10**, 409–440.
- Mitas, C. and A. Clement, 2006 : Recent behavior of the Hadley cell and tropical thermodynamics in climate models and reanalyses. *Geophys Res Lett*, **33** (1), doi :{10.1029/2005GL024406}.
- Mlawer, E., S. Taubman, P. Brown, M. Iacono, and S. Clough, 1997 : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102** (D14), 16 663–16.
- Morcrette, J., 1991 : Radiation and cloud radiative properties in the european centre for medium range weather forecasts forecasting system. *J. Geophys. Res.*, **96** (D5), 9121–9132.
- Murphy, J., 1995 : Transient response of the hadley centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. part 3 : Analysis of global-mean response using simple models. *J Clim*, **8** (3).
- Murphy, J., D. Sexton, D. Barnett, G. Jones, M. Webb, M. Collins, and D. Stainforth, 2004 : Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, **429**, 768–772.
- Neale, R. and B. Hoskins, 2000 : A standard test for agcms including their physical parametrizations. i : The proposal. *Atmos. Sci. Lett.*, **1**, 101–107.
- Neggers, R., 2009 : A dual mass flux framework for boundary layer convection. part ii : Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **66** (6), 1489–1506.
- Neggers, R., T. Heus, and A. Siebesma, 2011 : Overlap statistics of cumuliform boundary-layer cloud fields in large-eddy simulations. *J. Geophys. Res.*, **116**, D21 202.

- Nicholls, S., 1984 : The dynamics of stratocumulus - aircraft observations and comparisons with a mixed layer model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110** (466), 783–820, doi :{10.1002/qj.49711046603}.
- Nishizawa, K., 2000 : Parameterization of nonconvective condensation for low-resolution climate models : Comparison of diagnostic schemes for fractional cloud cover and cloud water content. *J. Meteor. Soc. Jap.*, **78** (1), 1–12.
- Nordeng, T., 1994 : *Extended versions of the convective parametrization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Paltridge, G., 1980 : Cloud-radiation feedback to climate. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106** (450), 895–899.
- Parkinson, C., 2003 : Aqua : An earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, **41** (2), 173–183.
- Pierrehumbert, R. T., 1995 : Thermostats, radiator fins, and the local runaway greenhouse. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1784–1806.
- Pincus, R., M. Baker, and C. Bretherton, 1997 : What controls stratocumulus radiative properties? Lagrangian observations of cloud evolution. *J. Atmos. Sci.*, **54** (17), 2215–2236, doi : {10.1175/1520-0469(1997)054<2215:WCSRPL>2.0.CO;2}.
- Quaas, J. and O. Boucher, 2005 : Constraining the first aerosol indirect radiative forcing in the lmdz gcm using polder and modis satellite data. *Geophys Res Lett*, **32**, L17814.
- Quaas, J., O. Boucher, and F. Bréon, 2004 : Aerosol indirect effects in polder satellite data and the laboratoire de météorologie dynamique-zoom (lmdz) general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, D08205.
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, and D. L. Hartmann, 1989 : Cloud-radiative forcing and climate : Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**, 57–63.
- Ramanathan, V. and W. Collins, 1991 : Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 el-nino. *Nature*, **351** (6321), 27–32, doi :{10.1038/351027a0}.
- Randall, D., et al., 2007 : Climate models and their evaluation. *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, **323**.
- Ricard, J. and J. Royer, 1993 : A statistical cloud scheme for use in an agcm. *Ann. Geophys.*, Vol. 11, 1095–1115.
- Rieck, M., L. Nuijens, and B. Stevens, 2012 : Cloud feedbacks in a constant relative humidity atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **in press**.
- Ringer, M. A., et al., 2006 : Global mean cloud feedbacks in idealized climate change experiments. *Geophys Res Lett*, **33**, L07718, DOI 10.1029/2005GL025370.



- Rio, C. and F. Hourdin, 2008 : A thermal plume model for the convective boundary layer : Representation of cumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65** (2), 407–425.
- Rio, C., F. Hourdin, J. Grandpeix, and J. Lafore, 2009 : Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. *Geophys Res Lett*, **36**, L07809.
- Roeckner, E. and M.-P.-I. für Meteorologie, 2003 : The atmospheric general circulation model echam5 : Part 1 : Model description. Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- Roeckner, E., et al., 2006 : Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the echam5 atmosphere model. *J Clim*, **19** (16), 3771–3791.
- Rossow, W. and R. Schiffer, 1991 : Isccp cloud data products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 2–20.
- Rotstajn, L., 1997 : A physically based scheme for the treatment of stratiform clouds and precipitation in large-scale models. i : Description and evaluation of the microphysical processes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123** (541), 1227–1282.
- Rozendaal, M. A., C. B. Leovy, and S. A. Klein, 1995 : An observational study of diurnal-variations of marine stratiform cloud. *J Clim*, **8** (7), 1795–1809, doi :{10.1175/1520-0442(1995)008<1795:AOSODV>2.0.CO;2}.
- Sadourny, R. and K. Laval, 1984 : January and july performance of the lmd general circulation model. *Persp. Clim. Mod.*, 173–197.
- Sandu, I., B. Stevens, and R. Pincus, 2010 : On the transitions in marine boundary layer cloudiness. *Atmos. Chem. Phys.*, **10** (5), 2377–2391.
- Schiffer, R. and W. Rossow, 1983 : The international satellite cloud climatology project(isccp)- the first project of the world climate research programme. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **64**, 779–784.
- Schiffer, R. and W. Rossow, 1985 : Isccp global radiance data set : A new resource for climate research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **66**, 1498–1505.
- Sekiguchi, M. and T. Nakajima, 2008 : A k-distribution-based radiation code and its computational optimization for an atmospheric general circulation model. *J. Quantit. Spectr. and Rad. Transf.*, **109** (17-18), 2779–2793.
- Sherwood, S. C. and C. L. Meyer, 2006 : The general circulation and robust relative humidity. *J Clim*, **19** (24), 6278–6290.
- Shiogama, H., et al., 2011 : Physics parameter uncertainty and observational constraints of climate feedback : An ensemble of coupled atmosphere ocean GCM without flux corrections. *Clim. Dyn.*, **submitted**.
- Siebesma, A., et al., 2003 : A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **60** (10), 1201–1219.
- Slingo, J., 1980 : A cloud parametrization scheme derived from gate data for use with a numerical model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106** (450), 747–770.
- Slingo, J., 1987 : The development and verification of a cloud prediction scheme for the ecmwf model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113** (477), 899–927.

- Smith, R., 1990 : A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116** (492), 435–460.
- Smith, S., 1988 : Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93** (C12), 15 467–15.
- Sobel, A. and C. Bretherton, 2000 : Modeling tropical precipitation in a single column. *J. Clim.*, **13** (24), 4378–4392, doi :{10.1175/1520-0442(2000)013<4378:MTPIAS>2.0.CO;2}.
- Soden, B., A. J. Broccoli, and R. S. Hemler, 2004 : On the use of cloud forcing to estimate cloud feedback. *J. Clim.*, **17**, 3661–3665.
- Soden, B. J. and I. M. Held, 2006 : An assessment of climate feedbacks in coupled ocean atmosphere models. *J. Clim.*, **19** (14), 3354–3360, doi : 10.1175/JCLI3799.1.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Avery, M. Tignor, and H. Miller, 2007 : *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Stackhouse, P. et al., 2006 : Fast longwave and shortwave flux (flash-flux) products from ceres and modis measurements. *Proceedings of the 12th conference on atmospheric radiation. American Meteorological Society, Madison, Wisconsin*.
- Stephens, G. L., 2005 : Cloud feedbacks in the climate system : a critical review. *J. Clim.*, **18**, 237–273.
- Stephens, G. L., et al., 2002 : The CloudSat mission and the A-train : A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1771–1790.
- Stevens, B., 2000 : Cloud transitions and decoupling in shear-free stratocumulus-topped boundary layers. *Geophys Res Lett*, **27** (16), 2557–2560, doi :{10.1029/1999GL011257}.
- Stevens, B., 2007 : On the growth of layers of nonprecipitating cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **64** (8), 2916–2931, doi :{10.1175/JAS3983.1}.
- Stevens, B., et al., 2001 : Simulations of trade wind cumuli under a strong inversion. *J. Atmos. Sci.*, **58** (14), 1870–1891.
- Sundqvist, H., 1978 : A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104** (441), 677–690.
- Sundqvist, H., E. Berge, and J. Kristjansson, 1989 : Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Mon Weather Rev*, **117** (8), 1641–1657.
- Taylor, K., R. Stouffer, and G. Meehl, 2011 : An overview of cmip5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*
- Teixeira, J., et al., 2011 : Tropical and sub-tropical cloud transitions in weather and climate prediction models : the GCSS/WGNE Pacific Crosssection Intercomparison (GPCI). *J. Clim.*, **24**, 5223–5256.
- Tiedtke, M., 1989 : A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon Weather Rev*, **117** (8), 1779–1800.

- Tompkins, A., 2002 : A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *J. Atmos. Sci.*, **59** (12), 1917–1942.
- Travis, D., A. Carleton, and R. Lauritsen, 2002 : Climatology : Contrails reduce daily temperature range - A brief interval when the skies were clear of jets unmasked an effect on climate. *Nature*, **418** (6898), 601, doi :{10.1038/418601a}.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009 : Earth’s global energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90** (3), 311+, doi :{10.1175/2008BAMS2634.1}.
- Turton, J. D. and S. Nicholls, 1987 : A study of the diurnal-variation of stratocumulus using a multiple mixed layer model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113** (477), 969–1009, doi :{10.1256/smsqj.47710}.
- Vecchi, G., B. Soden, A. Wittenberg, I. Held, A. Leetmaa, and M. Harrison, 2006 : Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, **441** (7089), 73–76, doi :{10.1038/nature04744}.
- Voldoire, A., et al., 2012 : The cnrm-cm5.1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 1–31, URL <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>, 10.1007/s00382-011-1259-y.
- von Salzen, K., N. McFarlane, and M. Lazare, 2005 : The role of shallow convection in the water and energy cycles of the atmosphere. *Clim. Dyn.*, **25** (7-8), 671–688.
- von Salzen, K., et al., 2012 : Responses of Clouds and Precipitation to Short-Term Climate Variability in the Canadian Fourth Generation Atmospheric Global Circulation Model (CanAM4). *in preparation*.
- Wallace, J. M. and P. V. Hobbs, 1977 : *Atmospheric Science : An introductory survey*. Academic Press.
- Wang, L., Y. Wang, A. Lauer, and S.-P. Xie, 2011 : Simulation of Seasonal Variation of Marine Boundary Layer Clouds over the Eastern Pacific with a Regional Climate Model. *J. Clim.*, **24** (13), 3190–3210, doi :{10.1175/2010JCLI3935.1}.
- Watanabe, M., S. Emori, M. Satoh, and H. Miura, 2009 : A pdf-based hybrid prognostic cloud scheme for general circulation models. *Clim. Dyn.*, **33** (6), 795–816.
- Watanabe, M., et al., 2010 : Improved climate simulation by miroc5 : Mean states, variability, and climate sensitivity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*
- Watanabe, M., et al., 2012 : Using a multi-physics ensemble for exploring diversity in cloud-shortwave feedback in GCMs. *J. Clim.*, **accepted**.
- Webb, M., C. Senior, S. Bony, and J.-J. Morcrette, 2001 : Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models. *Clim. Dyn.*, **17**, 905–922.
- Webb, M., et al., 2006 : On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Clim. Dyn.*, **27** (1), 17–38.

- Wetherald, R. and S. Manabe, 1988 : Cloud feedback processes in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1397–1415.
- Williams, K. and G. Tselioudis, 2007 : Gcm intercomparison of global cloud regimes : Present-day evaluation and climate change response. *Clim. Dyn.*, **29** (2), 231–250.
- Williams, K., et al., 2006 : Evaluation of a component of the cloud response to climate change in an intercomparison of climate models. *Clim. Dyn.*, **26** (2), 145–165.
- Wilson, D. and S. Ballard, 1999 : A microphysically based precipitation scheme for the uk meteorological office unified model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125** (557), 1607–1636.
- Winker, D., W. Hunt, and M. McGill, 2007 : Initial performance assessment of caliop. *Geophys Res Lett*, **34** (19), L19 803.
- Winton, M., 2006 : Surface albedo feedback estimates for the ar4 climate models. *J Clim*, **19** (3), 359–365.
- Wood, R., C. Bretherton, and D. Hartmann, 2002 : Diurnal cycle of liquid water path over the subtropical and tropical oceans. *Geophys Res Lett*, **29** (23), doi :{10.1029/2002GL015371}.
- Wood, R. and C. S. Bretherton, 2006 : On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability. *J Clim*, **19**, 6425–6432.
- Wyant, M., C. Bretherton, H. Rand, and D. Stevens, 1997 : Numerical simulations and a conceptual model of the stratocumulus to trade cumulus transition. *J. Atmos. Sci.*, **54** (1), 168–192, doi :{10.1175/1520-0469(1997)054<0168:NSAACM>2.0.CO;2}.
- Wyant, M., M. Khairoutdinov, and C. Bretherton, 2006 : Climate sensitivity and cloud response of a gcm with a superparameterization. *Geophys Res Lett*, **33** (4).
- Wyant, M. C., C. S. Bretherton, and P. N. Blossey, 2009 : Subtropical Low Cloud Response to a Warmer Climate in a Superparameterized Climate Model. Part I : Regime Sorting and Physical Mechanisms. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **1** (7), 1–11, doi :10.3894/JAMES.2009.1.7.
- Xie, S.-P., et al., 2007 : A regional ocean-atmosphere model for eastern Pacific climate : Toward reducing tropical biases. *J Clim*, **20** (8), 1504–1522, doi :{10.1175/JCLI4080.1}.
- Xu, K. and D. Randall, 1996 : A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, **53** (21), 3084–3102.
- Xu, K.-M., A. Cheng, and M. Zhang, 2010 : Cloud-Resolving Simulation of Low-Cloud Feedback to an Increase in Sea Surface Temperature. *J. Atmos. Sci.*, **67** (3), 730–748, doi :{10.1175/2009JAS3239.1}.
- Yu, L., X. Jin, and R. Weller, 2008 : Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air-sea fluxes (oafux) project : Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. Tech. rep., OAFux Project Tech. Rep. OA-2008-01.
- Zelinka, M. D. and D. L. Hartmann, 2010 : Why is longwave cloud feedback positive ? *J. Geophys. Res.*, **115**, doi :{10.1029/2010JD013817}.
- Zhang, M. H. and C. Bretherton, 2008 : Mechanisms of low cloud-climate feedback in idealized single-column simulations with the community atmospheric model, version 3 (CAM3). *J Clim*, **21** (21), 4859–4878.