



Master Sciences de la Planète et de l'Environnement

M2 Spécialité Recherche
**OCEAN ATMOSPHERE
ET SURFACES CONTINENTALES**



Rapport de stage

***Validation tridimensionnelle des nuages simulés par le GCM
ARPEGE à l'aide des réflectivités radar du satellite CloudSat et
des observations du lidar du satellite CALIPSO***

Par :

Miriam D'Errico

***Stage effectué de février à juin 2010 au Centre National de
Recherches Météorologiques, Toulouse***

Encadré par :

***Isabelle Beau
Dominique Bouniol
François Bouyssel***

***En vue de l'obtention du M2 OASC de l'Université Paul
Sabatier***

Résumé

L'amélioration de la représentation des nuages est une priorité dans les modèles de climat où les rétroactions nuageuses constituent la plus grande source d'incertitude en termes de précipitation et de variabilité climatique [Bony et Dufresne, 2008]. C'est également important dans les modèles utilisés pour la prévision numérique du temps (PNT) afin d'améliorer la prévision du temps sensible. Les instruments actifs (lidar et radar) embarqués à bord des satellites CALIPSO et CloudSat permettent l'observation d'un profil complet des nuages à partir de la surface jusqu'à la basse stratosphère avec une haute résolution verticale.

L'objectif de ce travail est d'exploiter les mesures de ces deux instruments afin d'évaluer la représentation tridimensionnelle des nuages dans les modèles de prévisions et de climat. Cette évaluation est conduite dans le cadre des projets EUCLIPSE (EUropean CLOUD Intercomparison Process Study and Evaluation, 2009-2011) au niveau européen et DEPHY (Développement et Evaluation Physique des modèles atmosphériques) au niveau français. Une méthode originale pour effectuer cette évaluation à l'échelle globale consiste à utiliser dans les modèles des simulateurs d'observables. L'objectif de ces simulateurs est, à partir des champs du modèle, de recalculer des observations synthétiques directement comparables aux mesures effectuées par les satellites.

Dans le cadre du projet CFMIP (Cloud Feedback Model Intercomparison Project), le module COSP (CFMIP Observations Simulator Package) a été développé. Ce module inclut en particulier le simulateur de mesure du radar CLOUDSAT et le simulateur de mesure du lidar CALIPSO. L'utilisation de paramètres géophysiques obtenus par inversion des observations satellitaires est une méthodologie également souvent utilisée pour la validation des nuages. Celle-ci nécessite toutefois des informations complémentaires (propriétés radiatives des nuages, paramètres météorologiques ...) dont l'influence n'est pas facile à prendre en compte dans l'utilisation des paramètres géophysiques inversés et qui ne sont pas forcément cohérentes avec les diverses formulations existant dans les modèles numériques. Dans le cadre d'une comparaison dans l'espace des observations, l'ensemble des hypothèses est regroupé dans le calcul des observations synthétiques facilitant ainsi la mise en cohérence du modèle et du simulateur, ainsi que la réalisation d'études de sensibilité aux diverses hypothèses.

En amont de ce travail, le module COSP a été implanté « off-line » sur les données trihoraires du modèle ARPEGE opérationnel, utilisé ici avec une résolution horizontale T127 et 31 niveaux sur la verticale. Le branchement off-line permet d'effectuer des tests de sensibilité aux différentes hypothèses incluses dans le simulateur en gardant les champs d'entrée parfaitement identiques. A partir d'une distribution de nuages à l'échelle de la sous-maille fourni par SCOPS (Subgrid Cloud Overlap Profile Sampler), COSP effectue les simulations des signaux radar et lidar.

Les paramètres nuageux simulés par le modèle ARPEGE et utilisés en entrée des simulateurs radar et lidar ont été analysés. Pour étudier les sorties du simulateur, des diagnostics communs aux sorties du simulateur et aux observations ont été élaborés. A l'intérieur d'une maille, le simulateur utilise donc des sous-colonnes pour discrétiser la distribution verticale des nuages. Nous avons cherché à déterminer le nombre de sous-colonnes optimal pour nos simulations, c'est-à-dire celui au delà duquel les résultats analysés sont stables. Le simulateur lidar semble nécessiter moins de sous-colonnes que le simulateur radar, la valeur de 150 sous-colonnes paraît convenir pour les deux simulateurs pour effectuer des études sur les moyennes mensuelles des sorties du simulateur.

Table des matières

1. Introduction.....	7
2. Méthodologie: observations, modèle et simulateurs.....	9
2.1 Le modèle ARPEGE.....	9
2.1.1 Présentation générale.....	9
2.1.1.1 Modélisation des nuages dans le modèle ARPEGE.....	10
2.1.2 Climatologie des paramètres nuageux du modèle.....	12
2.2 Les simulateurs COSP.....	19
2.2.1 Le simulateur radar.....	21
2.2.1.1 Principe de la mesure.....	21
2.2.1.2 Les hypothèses du simulateur Radar.....	21
2.2.1.3 Données de sortie.....	22
2.2.2 Le simulateur Lidar.....	22
2.2.2.1 Principe de la mesure.....	22
2.2.2.2 Les hypothèses du simulateur Lidar.....	23
2.2.2.3 Données de sortie.....	24
2.3 Prétraitement des observations.....	24
2.3.1 Présentation des observations.....	24
2.3.2 Construction des diagnostics.....	25
3 Tests de sensibilité : Choix du nombre de sous-colonne.....	31
4 Conclusions et perspectives.....	36
<i>Bibliographie</i>	39

1. Introduction

Dans l'atmosphère, les nuages couvrent en moyenne 70% de la surface du globe et sont au cœur de nombreuses interactions entre la dynamique, les processus radiatifs, les aérosols ou la chimie atmosphérique. Ils sont une composante essentielle du cycle hydrologique et influencent de manière très importante l'équilibre énergétique de l'atmosphère à travers les interactions nuages-rayonnement et les changements d'état de l'eau.

Les nuages réfléchissent une grande part du rayonnement solaire visible et absorbent fortement les radiations du domaine proche infrarouge. Les propriétés radiatives des nuages sont complexes car elles dépendent d'une part de la structure du nuage (dimension, épaisseur, altitude) et d'autre part des propriétés optiques et microphysiques des hydrométéores (concentration des gouttelettes d'eau ou des cristaux de glace, type de cristaux) qui les composent.

Le cycle de l'eau est à la base de la formation des nuages. La condensation de la vapeur d'eau sous forme liquide et solide conduit à la formation de nuages composés de gouttelettes liquides et/ou de particules de glace qui peuvent éventuellement précipiter sous forme liquide (pluie, bruine) ou solide (neige, neige roulée, grésil, grêle). Les échanges de chaleur latente associés au cycle de l'eau modifient la stabilité verticale de l'atmosphère et par suite la circulation atmosphérique sur une très large gamme d'échelles spatio-temporelle.

Les nuages jouent un rôle important dans le climat, non seulement parce qu'ils modifient la distribution du rayonnement courtes et grandes longueurs d'onde absorbé et émis par la terre, qui modifie à son tour les champs de température, d'humidité et la circulation générale, mais aussi parce qu'ils sont eux-mêmes sensibles à ces modifications. Ainsi, les nuages peuvent modifier la réponse du système climatique aux forçages anthropogéniques à travers des rétroactions rayonnement-nuages.

L'amélioration de la représentation des nuages est une priorité dans les modèles de climat où les rétroactions nuageuses constituent la plus grande source d'incertitude dans les simulations climatiques en termes de précipitation et de variabilité climatique [Bony et Dufresne 2008]. C'est également important dans les modèles utilisés pour la prévision numérique du temps (PNT) afin d'améliorer la prévision du temps sensible (flux de précipitations et de rayonnements en surface, paramètres atmosphériques dans la couche limite atmosphérique tels que la température, l'humidité et le vent, etc.). Les besoins associés à la prévision du temps et à la compréhension du climat nécessitent l'exploitation de modèles numériques dans des configurations extrêmement variées [Projet Dephy de l'INSU, 2010]. Les méthodes de validation utilisées en PNT et en Climat sont complémentaires. La problématique de la modélisation des processus physiques présente de nombreuses similitudes dans un modèle de PNT ou de climat et une grande synergie entre ces communautés est importante.

Les simulations numériques fournissent des champs 3D simultanés de différentes variables (vent, température, humidités spécifiques de l'eau vapeur et de plusieurs classes d'hydrométéores, couverture nuageuse, etc) aux résolutions spatio-temporelles du modèle. Dans les dernières décennies la simulation des nuages dans les modèles numériques a été évaluée à l'échelle globale à partir des observations satellitaires [Jakob, 1999]. Les radiomètres passifs dans les domaines du solaire, de l'infrarouge ou des micro-ondes embarqués sur les satellites géostationnaires ou défilants fournissent en effet des informations pertinentes pour la validation des nuages comme les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère, l'altitude du sommet des nuages ou le contenu intégré d'eau sur toute la colonne atmosphérique. Néanmoins ces capteurs fournissent des informations limitées sur la distribution verticale des nuages et des précipitations.

Les premières observations des profils verticaux de nuages et des précipitations par radar depuis l'espace ont été réalisées avec le lancement de la Tropical Rainfall Measuring Mission

(TRMM) en 1997. Le satellite CloudSat lancé en 2006 [Stephens et al. 2002] embarque un radar à nuages présentant une sensibilité mille fois supérieure à un radar météorologique classique et permettant d'observer la structure verticale des nuages de glace, des nuages d'eau suffisamment épais et des précipitations. Lancée simultanément, la mission CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) fournit des profils verticaux de l'atmosphère, utiles pour connaître la distribution verticale des propriétés des aérosols et des nuages fins et mieux comprendre leurs rôles respectifs dans le système climatique [Winker et Ackerman, 2010].

Les satellites CloudSat et CALIPSO font partie de la constellation de l'A-Train composée de six satellites héliosynchrones (Figure 1) qui gravitent en formation à quelques minutes d'intervalle et passent au-dessus de l'Equateur à 1h30 et 13:30, heure locale. Les mesures de l'A-Train [NASA] permettent, à travers les observations des différents satellites de documenter les constituants atmosphériques (typologie des aérosols, distribution verticale des nuages) et l'impact énergétique des aérosols et des nuages (contribution des aérosols et des nuages au forçage radiatif).

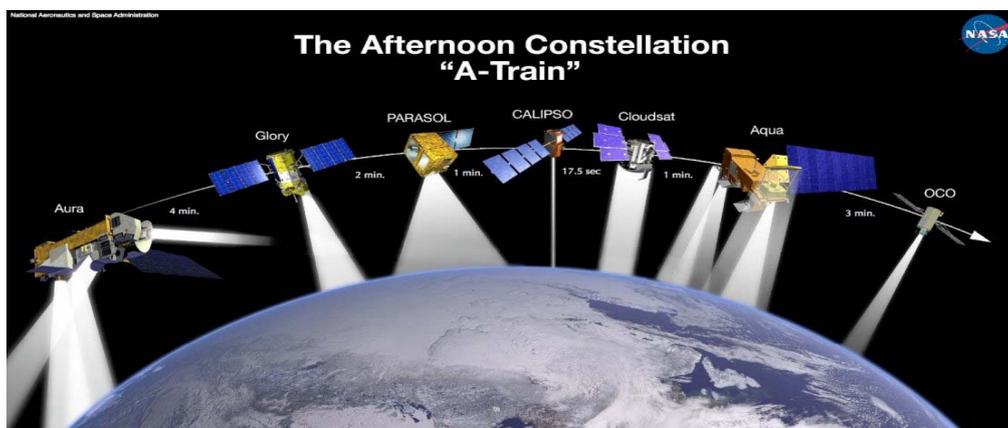


Figure 1: Représentation des six satellites constituant la constellation A-Train [NASA, http://www.nasa.gov/mission_pages/cloudsat/multimedia/a-train.html].

L'objectif de ce travail est d'exploiter les mesures de ces deux satellites afin d'évaluer la représentation tridimensionnelle des nuages dans les modèles de prévisions et de climat. Cette évaluation est conduite dans le cadre des projets EUCLIPSE (EUropean CLoud Intercomparison Process Study and Evaluation, 2009-2011) au niveau européen et DEPHY (Développement et Evaluation Physique des modèles atmosphériques) au niveau français. L'objectif de ces projets est l'amélioration et le développement des paramétrisations des processus physiques dans les modèles (thème central du projet DEPHY).

L'utilisation de paramètres géophysiques obtenus par inversion des observations satellitaires est une méthodologie souvent utilisée pour la validation des nuages à l'échelle globale. Celle-ci nécessite toutefois des informations complémentaires (propriétés radiatives des nuages, paramètres météorologiques, etc.) dont l'influence n'est pas facile à prendre en compte dans l'utilisation des paramètres géophysiques inversés et qui ne sont pas forcément cohérentes avec les diverses formulations existant dans les modèles numériques.

Une méthode originale pour effectuer cette évaluation à l'échelle globale consiste à utiliser dans les modèles des simulateurs d'observables. L'objectif de ces simulateurs est, à partir des champs du modèle, de recalculer des observations synthétiques directement comparables aux mesures effectuées par les satellites. L'ensemble des hypothèses est alors regroupé dans le calcul des observations synthétiques facilitant ainsi la mise en cohérence du modèle et du simulateur, ainsi que la réalisation d'études de sensibilité aux diverses hypothèses. Dans le cadre du projet CFMIP (Cloud Feedback Model Intercomparison Project), le module COSP (CFMIP Observations Simulator Package) a été développé. Ce module inclut en particulier le simulateur de mesure du radar CloudSat et le simulateur de mesure du lidar CALIPSO [site internet CFMIP].

2. Méthodologie: observations, modèle et simulateurs.

Dans cette section on donne les principales caractéristiques du modèle global ARPEGE avec une description détaillée des paramètres physiques pertinents pour l'étude des nuages. Ensuite on passe à la présentation du simulateur COSP, de ses composants, et de ses principales hypothèses. Enfin, on présente les traitements qui ont été effectués sur les observations radar/lidar pour effectuer les comparaisons modèle/satellite.

2.1 Le modèle ARPEGE

2.1.1 Présentation générale

ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) est un modèle global utilisé pour la prévision numérique et la simulation climatique.

Les simulations exploitées dans le cadre de ce travail ont été effectuées à partir d'une grille horizontale régulière (avec une résolution proche de la résolution utilisée en mode climat T127, correspondant à environ 150 km de résolution horizontale) et 31 niveaux verticaux, mais utilisant le mode opératoire de la prévision, c'est-à-dire que des prévisions à courte échéance sont réalisées à partir des analyses opérationnelles du modèle ARPEGE interpolées à basse résolution. Tous les jours les simulations sont effectuées pour 36 h à partir de 0h UTC. Dans ce travail, on archive les fichiers de sorties du modèle toutes les 3 heures, comme proposé dans le protocole des expériences à réaliser dans le projet EUCLIPSE. Ces résolutions horizontale et verticale sont celles qui seront utilisées pour les simulations climatiques du cinquième rapport d'évaluation de l'IPCC (Intergouvernemental Panel on Climate Change). Le dernier niveau vertical est situé vers 64 km d'altitude.

Le rayonnement de grandes longueurs d'onde est décrit par le schéma RRTM (Rapid Radiation Transfer Model), utilisé à Météo-France à la fois dans le modèle de prévision numérique et dans les simulations climatiques effectuées pour l'AR V de l'IPCC. La partie courtes longueurs d'onde du schéma, développée initialement par Fouquart and Bonnel (1980), résout l'équation du transfert radiatif et intègre les flux sur tout le spectre courtes longueurs d'onde entre 0.2 et 4 μm . La part turbulente de la diffusion verticale, qui agit à la fois dans l'air sec et la CLA nuageuse, est paramétrée par un schéma d'ordre 1.5, basé sur une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente (Cuxart et al., 2000). La convection peu profonde bénéficie d'un schéma flux de masse spécifique (Bechtold et al. 2001). La convection profonde est décrite par le schéma flux de masse de Bougeault (1985), avec une fermeture du type Kuo. L'eau nuageuse et les précipitations de grande échelle sont paramétrées dans un schéma basé sur le traitement pronostique de l'eau liquide et solide (Lopez, 2002).

Avant de parler des caractéristiques du simulateur dans la partie 2.2, il est utile d'étudier le comportement des champs simulés en sortie du modèle ARPEGE qui seront les paramètres d'entrée du simulateur (voir partie « branchement du simulateur »). Les paramètres du modèle qu'on va considérer sont les nébulosités totale et convective, les flux de précipitation et les rapports de mélange pour les nuages stratiformes et convectifs.

2.1.1.1 Modélisation des nuages dans le modèle ARPEGE

Les principales difficultés inhérentes à la modélisation des nuages résultent des résolutions spatiales (horizontale et verticale) insuffisamment actuellement utilisées dans les modèles globaux pour la prévision du temps et la simulation du climat. A titre d'exemple, les nuages convectifs tels que les cumulus ou cumulonimbus sont associés à des circulations dont la partie ascendante est typiquement de l'ordre de quelques centaines de mètres, échelle très inférieure aux résolutions horizontales actuelles des modèles globaux (>50km). Les nuages stratiformes tels les brouillards, stratus et stratocumulus ont également une extension verticale souvent inférieure à la résolution verticale des modèles (~300m). La modélisation des nuages est ainsi étroitement liée à la représentation des circulations sous-mailles dans le modèle. Ces circulations ont des caractéristiques spatio-temporelles extrêmement variées et sont généralement décrites à l'aide de trois paramétrisations physiques distinctes (turbulence, convection peu profonde, convection profonde). Compte tenu des résolutions horizontales actuelles, les échanges horizontaux sont supposés négligeables et seuls les échanges verticaux sous-maille sont représentés dans les paramétrisations physiques.

La paramétrisation de la turbulence (Cuxart et al., 2000) représente les mouvements turbulents de faible extension spatiale (inférieure à quelques centaines de mètres). Les flux verticaux turbulents de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité sont proportionnels aux gradients verticaux de ces grandeurs et sont calculés à partir de l'énergie cinétique turbulente sous-maille décrite avec une équation pronostique et d'une longueur de mélange (Bougeault et Lacarrère, 1989). La représentation des nuages stratiformes repose sur l'utilisation d'une fonction densité de probabilité triangulaire, symétrique (Smith, 1990), des fluctuations sous maille de l'humidité spécifique totale (vapeur + liquide + solide). La largeur de la PDF est actuellement climatologique et dépend de la résolution verticale et de l'altitude ; cela correspond approximativement à l'apparition du nuage pour une humidité relative de 90% en surface et de 60 % en haute troposphère pour la résolution utilisée dans cette étude (T127). La nébulosité, c'est-à-dire la fraction de la maille saturée (NEB) et l'eau condensée associée (Qc) sont totalement déterminées par cette PDF :

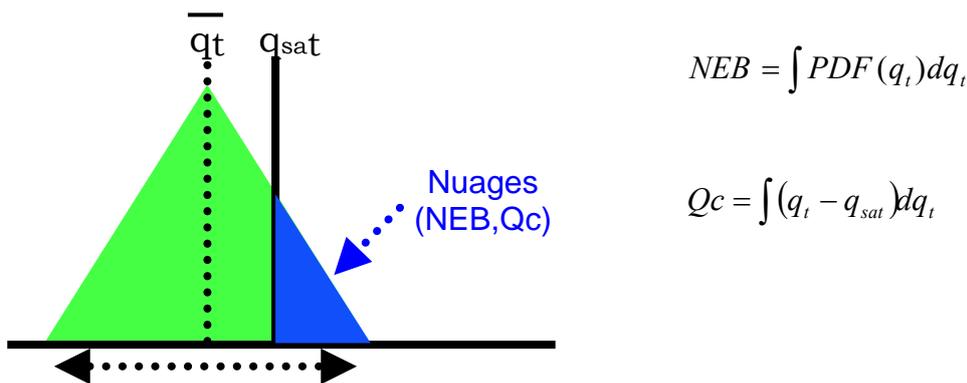


Figure 2 : Schéma de la densité de probabilité de l'eau totale permettant de déterminer la nébulosité et l'eau condensée stratiformes.

La paramétrisation de la convection peu profonde (Bechtold et al., 2001) représente les effets sous-mailles associés aux thermiques humides présents de la couche limite convective. L'ensemble de ces thermiques est modélisé avec un schéma en flux masse qui repose sur la représentation d'un thermique unique dont les caractéristiques (vent, température, humidités, fraction dans la maille, flux de masse) sont déterminés à partir des valeurs moyennes dans la maille et d'hypothèses de fermeture pour le déclenchement et l'intensité de ce thermique.

Le schéma de convection peu profonde utilisé repose de façon importante sur la CAPE (Convective Available Potential Energy) qui correspond au travail de la force de flottabilité d'une particule déplacée de son niveau jusqu'au sommet de l'atmosphère, selon un parcours adiabatique sec jusqu'au niveau de condensation, puis adiabatique irréversible humide au delà. Le schéma de convection peu profonde fournit la tendance des condensats nuageux (liquide et solide). La couverture nuageuse correspondante est ensuite diagnostiquée de façon empirique selon les formules suivantes :

$$Q_c = \tau \times \frac{\partial r_c}{\partial t} \text{ avec } \tau = 3600s$$

$$NEB = \text{MIN}(NEB_x, \frac{Q_c}{Q_{auto}}) \text{ avec } NEB_x = 0.3 \text{ et } Q_{auto} = 2.10^{-4} \text{ kg / kg}$$

où $\partial r_c / \partial t$ est la tendance du rapport de mélange des condensats nuageux calculée dans le schéma de convection peu profonde.

La paramétrisation de la convection profonde représente les effets sous-maille associés aux nuages convectifs de grande extension verticale (plusieurs kilomètres). Les processus sous-mailles correspondants sont extrêmement complexes et particulièrement difficiles à modéliser dans les modèles globaux. Il s'agit d'un sujet de recherche extrêmement ouvert, d'où l'existence de paramétrisations variées au niveau international. Le modèle ARPEGE utilise un schéma en flux de masse dont le déclenchement et l'intensité reposent sur la convergence d'humidité (Bougeault, 1987). Le schéma de convection profonde est un schéma diagnostique pour les précipitations et les nuages, ce qui signifie qu'il n'y a pas de représentation temporelle des condensats nuageux et précipitants convectifs. L'eau condensée est convertie entièrement en précipitations et sédimente dans le pas de temps, en tenant compte des processus de fonte et d'évaporation. Les nuages convectifs associés sont diagnostiqués à partir des formulations empiriques suivantes :

$$Q_c = Q_{au}(T) \cdot \left(1 - \exp \left(- \alpha_c \frac{\partial C}{\partial t} \tau / Q_{sat}(T, P) \right) \right) \text{ avec } \alpha_c = 5 \text{ et } \tau = 3600 \text{ s}$$

$$NEB = \text{MIN}(1, \frac{Q_c}{Q_{auto}})$$

où $Q_{au}(T)$ est le seuil d'autoconversion des condensats nuageux convectifs (fonction de la température), $(\partial C / \partial t)$ le taux de condensation calculé dans le schéma de convection profonde et $Q_{sat}(T, P)$ est l'humidité spécifique à la saturation (fonction de la température et de la pression).

Les nuages associés à la turbulence, la convection peu profonde et la convection peu profonde sont ainsi calculés séparément et représentés à l'aide de champs 3D pour la nébulosité (NEB), l'eau condensée nuageuse liquide (Ql) et l'eau condensée nuageuse solide (Qi) ; la répartition solide/liquide des condensats est fonction de la température. Ces trois types de nuages sont regroupés selon un recouvrement maximum par calculer les calculs radiatifs :

$$\phi_t = \phi_{urb} + \phi_{cvpp} + \phi_{cvs} \text{ avec } \phi = NEB, Q_l, Q_i$$

Les condensats nuageux associés à la turbulence et la convection peu profonde sont regroupés pour un niveau donné avec un recouvrement maximum et traités de manière pronostique. Un schéma microphysique (Lopez, 2002) décrit de manière explicite les processus d'autoconversion, de collection, de fonte, d'évaporation et de sédimentation. Les hydrométéores précipitants liquide (pluie) et solide (neige) sont également traités de manière pronostique.

Dans la suite de ce rapport, les nuages et les précipitations « stratiformes » sont associés aux schémas de turbulence et de convection peu profonde et sont représentés de manière pronostique dans le modèle. Les nuages et les précipitations « convectives » correspondent au seul schéma de convection profonde et sont diagnostiques.

Pour les calculs radiatifs, il est nécessaire de définir le mode de recouvrement des nuages entre les niveaux verticaux. Si on considère une épaisseur d'atmosphère composée de N couches du modèle, les hypothèses de recouvrement les plus utilisées en modélisation numérique sont :

- recouvrement maximum : les nuages se recouvrent au maximum

$$Neb_intégrée = \max \{i=1, i=N_couches\} \{Neb(i)\}$$

- recouvrement aléatoire: les nuages sont distribués de manière aléatoire à chaque niveau

$$Neb_intégrée = 1 - \prod \{i=1, i=N_couches\} \{1-Neb(i)\}$$

- recouvrement maximum aléatoire : les nuages adjacents sur la verticale sont supposés être en recouvrement maximal, les nuages discontinus sur la verticale en recouvrement aléatoire

$$Neb_intégrée = 1 - \prod \{i=1, i=N_couches - 1\} \{(1-\max(Neb(i), Neb(i+1)))/(1-Neb(i+1))\}$$

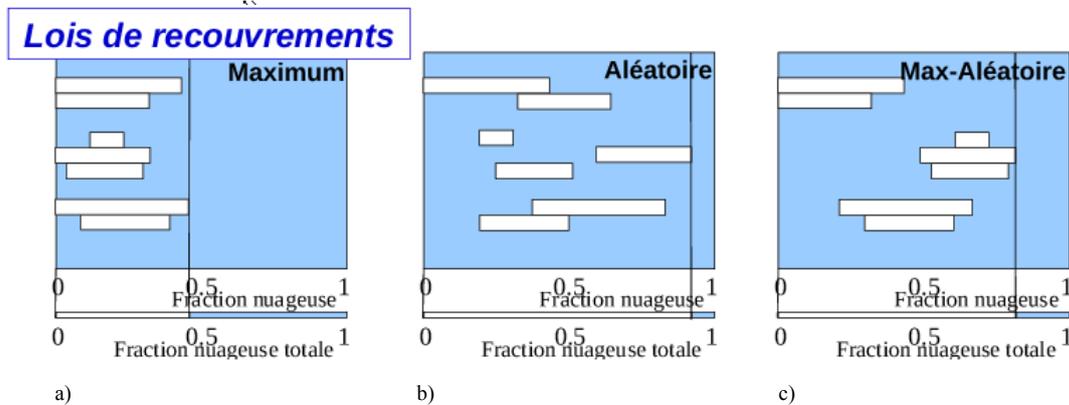


Figure 3: Recouvrement maximal (a) et le recouvrement aléatoire (b) et le max-aléatoire (c).

L'hypothèse de recouvrement maximum aléatoire est utilisée dans le modèle ARPEGE pour les calculs radiatifs et les diagnostics de nébulosité intégrée sur la verticale. Ainsi, afin de représenter les nuages bas, moyens et hauts du modèle, des champs 2D de nébulosités basse, moyenne, haute et totale sont diagnostiqués à partir du champ 3D de nébulosité. La nébulosité basse est intégrée entre les niveaux de pression à 680hPa et la pression à la surface, la nébulosité moyenne entre la pression à 440hPa et à 680hPa et la nébulosité haute entre le sommet de l'atmosphère et 440hPa. La nébulosité totale est intégrée sur toute la verticale (Figure 5).

2.1.2 Climatologie des paramètres nuageux du modèle

Pour obtenir une comparaison directe avec les observations il faut utiliser une grille pour les champs du modèle compatible avec celle utilisée pour représenter les observations. A partir de la résolution T127 utilisée dans nos simulations, on passe à une résolution spatiale de 2.5° de longitude par 2.5° de latitude et 1 km sur la verticale. Considérant cette résolution on peut définir la moyenne spatio-temporelle de la nébulosité comme :

$$\overline{Neb} = \frac{\sum_{ij} \sum_{ech} \sum_{lon, lat, alt} Neb}{n_{points}} \text{ où } n_{points} \text{ est le nombre total de points dans chaque point de grille}$$

Cette moyenne est calculée dans chaque boîte 2,5° x 2,5° x 1 km, sur 8 échéances par jour, pour chaque niveau (bas, moyen et haut). La période pour évaluer les paramètres décrits a été choisie d'après la période considérée dans le projet EUCLIPSE.

Les moyennes sont ainsi effectuées pour un mois hivernal (décembre 2008) et un mois estival (juin 2008) afin de mettre en avant l'évolution saisonnière.

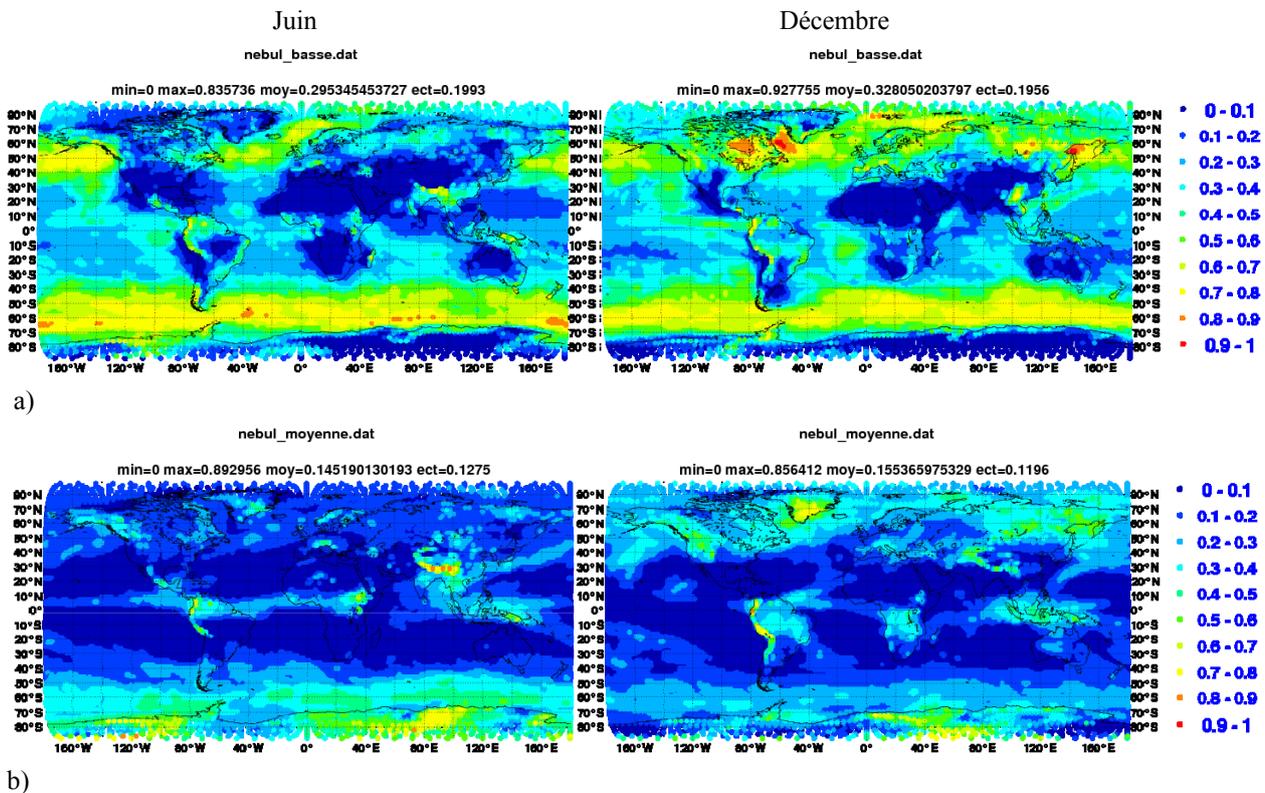
Les graphiques suivants (Figure 4) illustrent la nébulosité en moyenne mensuelle sur les trois niveaux bas, moyen et haut. La nébulosité basse et haute sont en proportions équivalentes (~30%) et plus importantes que la nébulosité moyenne (~15%).

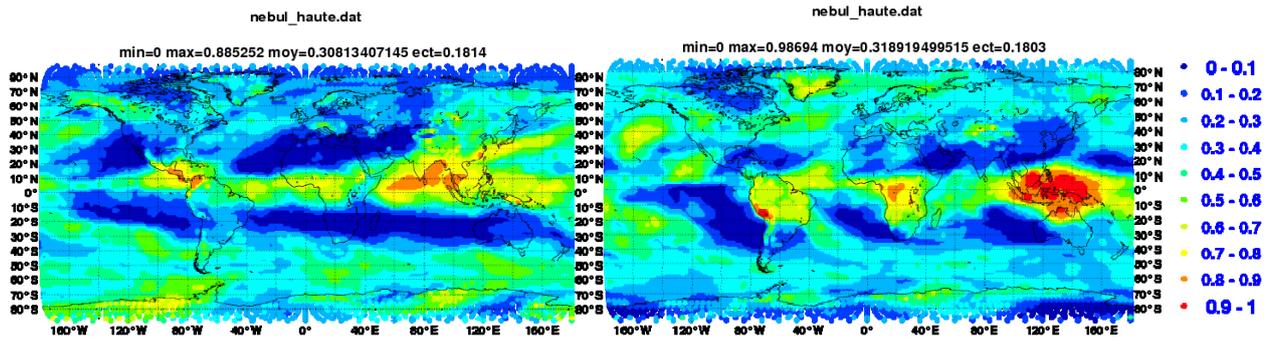
La figure 4 montre, dans les régions équatoriales, une nébulosité plus forte l'été que l'hiver (inversement aux latitudes tempérées). Cette figure illustre bien l'amplitude des variations saisonnières plus importante dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, résultant du fait que la nébulosité varie de façon significative dans les régions continentales par rapport aux régions maritimes.

La variation saisonnière des deux hémisphères est plus remarquable en considérant la distribution globale des nuages bas en regardant la variation de nébulosité sur le Brésil et sur le nord de l'Inde (Figure 4 a). Aux hautes latitudes, dans l'hémisphère sud pendant le mois de juin il y a la présence prépondérante des nuages bas comparée à la couverture des nuages bas dans l'hémisphère nord en décembre. Cette différence démontre que les variations saisonnières sont dominées par celles du flux solaire absorbé par la Terre.

En général on s'attend à observer les fortes concentrations des stratocumulus à l'est des océans dans les régions subtropicales qui semblent sous-estimées dans le modèle. Dans le modèle le bord ouest des continents présente une concentration moindre des nuages bas .

La position de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) est facilement reconnaissable avec la présence d'une nébulosité haute importante résultant d'une activité convective intensive (transport d'eau condensée important dans la haute troposphère). La ZCIT se déplace avec le zénith du soleil de quelques degrés du sud au nord, entre juin et décembre (Figure 4 c).





c) Figure 4: Distribution globale de la nébulosité en moyenne mensuelle pour juin (gauche) et décembre (droite) 2008 : a) nébulosité basse ; b) nébulosité moyenne ; c) nébulosité haute.

La formation de ces cumulonimbus se traduit par des orages et de fortes précipitations sur l'Inde, en juin, où on voit un maximum très net de la nébulosité pendant la mousson. Ce maximum est décalé en décembre sur la région comprenant l'Indonésie et le nord de l'Australie. Dans cette zone la convection est ainsi favorisée par la surface océanique très humide et surchauffée, la « warm pool ».

Dans cette figure on peut noter aussi les fortes valeurs associées aux systèmes nuageux des perturbations au dessus des océans des moyennes latitudes et les valeurs associées aux cirrus produits par l'activité convective à l'Ouest du Pacifique.

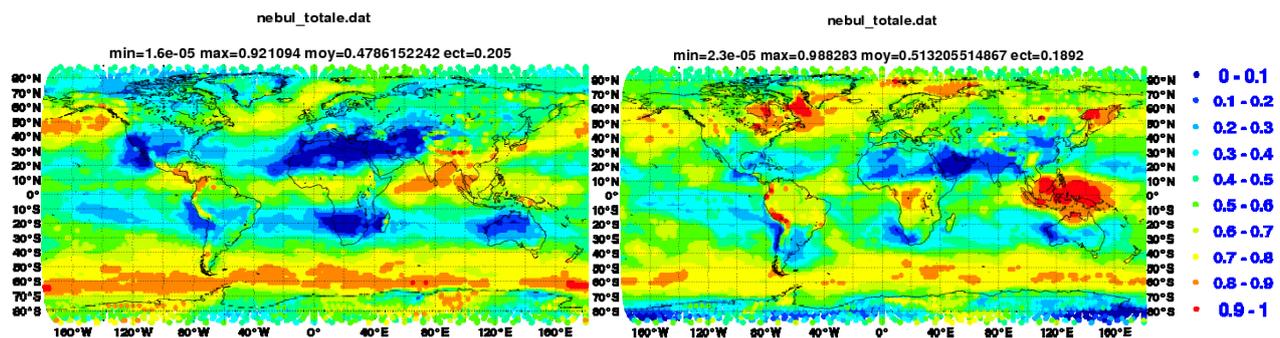


Figure 5: Distribution globale de nébulosité totale en moyenne mensuelle pour juin (gauche) et décembre (droite) 2008.

Les nébulosités totales sont représentées sur la Figure 5 pour les mois de juin et décembre 2008. On note la fréquence importante des nuages au dessus des océans aux moyennes latitudes et dans la ZCIT. Aux latitudes intertropicales, les régions continentales, comme le Sahara ou le nord de l'Australie, sont souvent dégagées en juin.

Les Figures 6, 7 et 8 représentent les paramètres nuageux en moyenne zonale pour les mois de juin et décembre. La génération des nuages par convection a une forte influence dans les caractéristiques des nébulosités dans les régions tropicales (Figure 6 b)). Il apparaît une asymétrie nette entre les hémisphères nord et sud correspondant aux deux branches des cellules de la circulation de Hadley. Un jonction des cellules est remarquable sur la fraction nuageuse en été (Figure 6 a)).

Dans la Figure 6 c) sont illustrées les occurrences des nébulosités qui représentent le nombre de fois que la nébulosité, dans chaque grille, est supérieure à 1% divisé par le nombre de points présents dans cette grille. Par construction donc l'occurrence présente une variation plus importante que la nébulosité. La variation saisonnière des nuages bas est plus marquée pour l'occurrence dans l'hémisphère nord entre juin et décembre. On retrouve en juin les stratocumulus dans l'hémisphère sud et en décembre les altocumulus dans l'hémisphère nord et aux tropiques.

Plus précisément les cumulonimbus convectifs aux tropiques sont marqués dans la moyenne de la nébulosité convective où il y a une forte concentration de l'humidité relative (Figure 6 b) et d)). Ces diagnostics indiquent que le poids de la nébulosité convective dans la nébulosité totale est relativement faible.

Dans les moyennes zonales des rapports de mélange on trouve les nuages stratiformes glacées en haute altitude (Figure 7). Les concentrations maximales (en couleur blanche) sont présentes aux moyennes altitudes et aux hautes latitudes en juin dans l'hémisphère sud et en décembre dans l'hémisphère nord (Figure 7 a)). Par contre les nuages stratiformes d'eau liquide sont situés dans les basses altitudes et sur les régions subtropicales (Figure 7 c)). Les rapports de mélange pour l'eau condensée convective sont faibles en comparaison des rapports de mélange pour l'eau condensée stratiforme. Les flux de précipitations convectives sont par contre d'intensité comparable pour la phase solide aux flux de précipitations stratiformes et plus importants pour la phase liquide. Dans le modèle, les nuages convectifs jouent proportionnellement un rôle plus important vis-à-vis du cycle hydrologique et des échanges de chaleur latente associée que du point de vue radiatif.

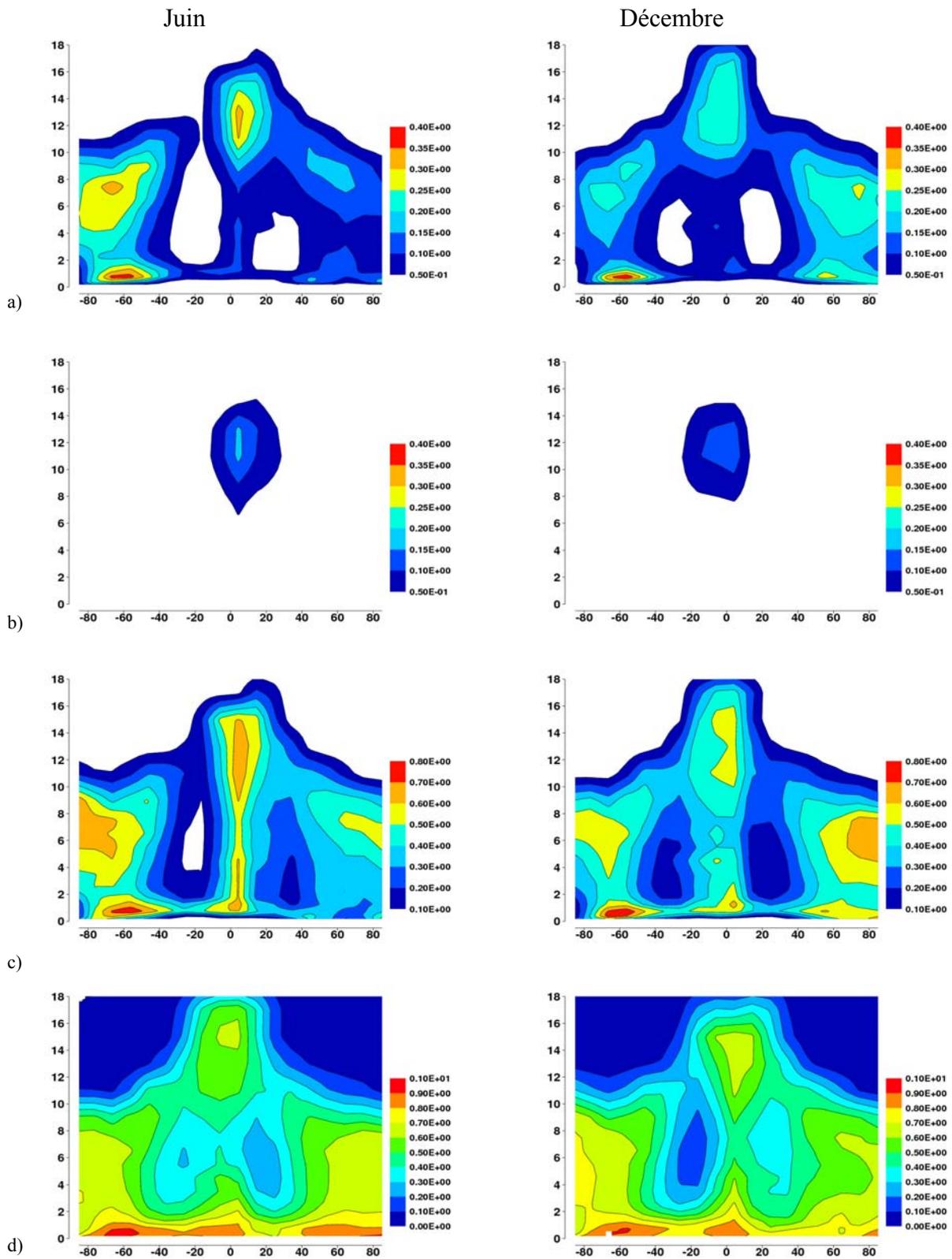


Figure 6: Moyennes zonales des champs ARPEGE pour juin (gauche) et décembre (droite) 2008 : a) nébulosité totale, b) nébulosité convective, c) occurrence nébulosité, d) humidité relative. En abscisse : latitudes (degrés) et en ordonnée : altitude (en km).

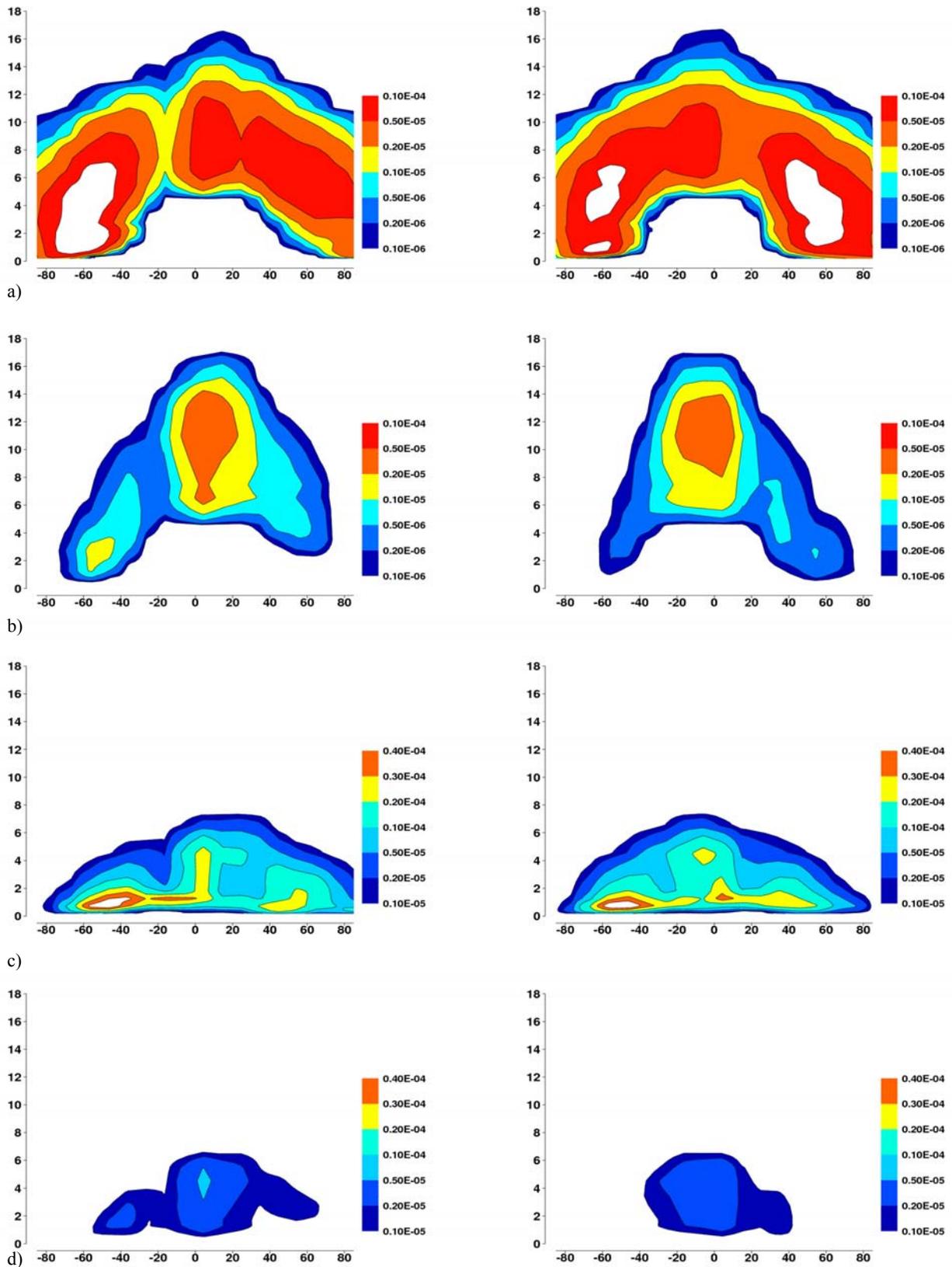


Figure 7: Moyennes zonales des champs ARPEGE pour juin (gauche) et décembre (droite) 2008 de rapports de mélange de l'eau condensée (kg/kg) : a) solide stratiforme, b) solide convective, c) liquide stratiforme, d) liquide convective. En abscisse : latitudes (degrés) et en ordonnée : altitude (en km).

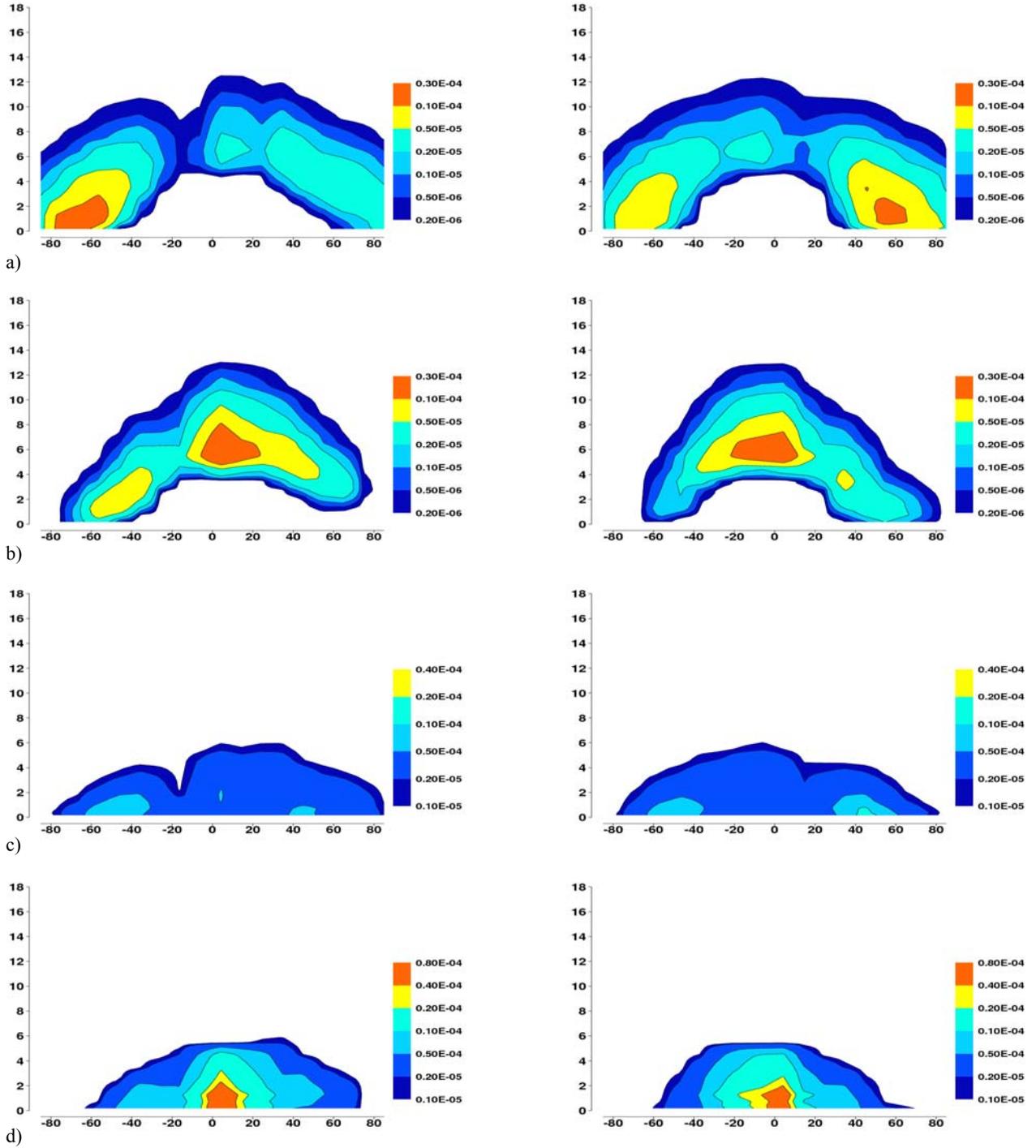


Figure 8: Moyennes zonales des champs ARPEGE pour juin (gauche) et décembre (droite) de flux de précipitation ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) : a) solide stratiforme, b) solide convective, c) liquide stratiforme, d) liquide convective. En abscisse : latitudes (degrés) et en ordonnée : altitude (en km).

2. 2 Les simulateurs COSP

La méthode choisie pour évaluer la nébulosité du modèle ARPEGE consiste en l'utilisation de simulateurs d'observables. Deux méthodes existent pour l'interfaçage de cet outil avec le modèle: le branchement in-line consistant à appeler le simulateur dans le modèle de simulation atmosphérique à l'endroit où les calculs radiatifs sont effectués ou le branchement off-line consistant à stocker les informations nécessaires aux simulateurs dans des fichiers qui sont utilisés en entrée des simulateurs dans un second temps. Dans le cadre de ce travail c'est le branchement off-line qui a été choisi afin d'être en mesure d'effectuer des tests de sensibilité aux différentes hypothèses incluses dans le simulateur en gardant les champs d'entrée parfaitement identiques. Le branchement off-line consiste à remplir les différents tableaux qui contiennent les champs d'entrée du simulateur à partir des champs simulés par ARPEGE stockés toutes les trois heures.

Les simulations d'observables ont dû être effectuées sur un cluster de PC du CNRM pour gérer les nombreux tableaux de 24572 points sur l'horizontale et 31 sur la verticale utilisés dans le simulateur.

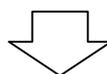
La résolution horizontale des modèles de climat actuels étant de l'ordre de la centaine de kilomètres, ceux-ci ne sont pas capables de résoudre explicitement la variabilité de petite échelle des variables nuageuses. Mais cette variabilité sous-maille et le type de recouvrement nuageux utilisé dans la maille ont un impact sur le transfert radiatif dans la colonne atmosphérique. Il est ainsi nécessaire de prendre en compte la variabilité sous-maille dans les GCM pour calculer des réflectivités et les comparer avec des observations à plus petite échelle.

SCOPS (Subgrid Cloud Overlap Profile Sampler), développé pour le simulateur ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project), prend en compte cette variabilité à l'échelle de la maille. Il échantillonne la distribution des nuages à petite échelle dans une maille à grande échelle en utilisant un algorithme d'échantillonnage pseudo-aléatoire. Cet algorithme divise la maille en sous-colonnes (dont le nombre est à fixer par l'opérateur), il répartit ensuite dans chacune de ces sous-colonnes les différentes quantités nuageuses de la maille en tenant compte de l'hypothèse de recouvrement vertical d'une maille à l'autre. Cette distribution de nuages à l'échelle de la maille est donc cohérente avec les profils verticaux moyennés sur la maille des variables nuageuses et avec les hypothèses de recouvrement nuageux.

A partir de cette distribution sous-maille COSP effectue les simulations des signaux radar et lidar. Pour simuler le signal radar, les distributions dimensionnelles de chaque type d'hydrométéore (précipitant ou non) sont considérées à chaque niveau dans chaque sous-colonne. Pour simuler le signal lidar, le profil vertical du signal de rétrodiffusion est calculé à partir des hydrométéores non-précipitants. Le Tableau 1 détaille le fonctionnement général du simulateur.

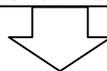
Pour une comparaison directe avec les observations, les sorties de COSP sont considérées dans des éléments de $2,5^\circ$ de latitude, $2,5^\circ$ longitude et un kilomètre sur la verticale. Les diagnostics en sortie du simulateur sont effectués à l'aide d'une moyenne initiale sur les sous-colonnes dans chaque point de grille.

<p>Les entrées RADAR</p> <p>Paramètres instrumentaux La fréquence du radar (GHz)</p> <p>Paramètres microphysiques Type de distribution dimensionnelle des hydrométéores N(D) Loi masse diamètre $M_x(D) = a_x D^{b_x}$</p> <p>Paramètres nuageux du modèle Rapport de mélange et fraction nuageuse pour les nuages : Stratiforme-liquide/Stratiforme-solide Convective-liquide/Convective-solide Température de la couche atmosphérique (K)</p> <p>Rayon effectif des particules liquides/solides pour les nuages stratiformes/convectifs (m) (optionnel)</p>	<p>Les entrées LIDAR</p> <p>Paramètres nuageux du modèle à évaluer Rapport de mélange et fraction nuageuse pour les nuages: Stratiforme-liquide/Stratiforme-solide Convective-liquide/Convective-solide.</p> <p>Température de la couche atmosphérique (K)</p> <p>Rayon effectif des particules liquides/solides pour le nuage stratiforme/convectif (m)</p> <p>Les hypothèses de la forme des particules solides (glace, sphères, glace non sphérique) ; ici on suppose que les particules sont sphériques.</p> <p>[Code source de COSP v1.2.1]</p>
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

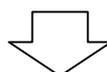


SCOPS

Sub grid Cloud Overmap Profile Sampler : échantillonne la distribution sous-maille des nuages avec un algorithme statistique pseudo- aléatoire. Il fournit une sous-grille de distribution.



Radar	Lidar
<p>Le simulateur utilise la théorie de Mie et utilise un tableau des propriétés de diffusion calculées a priori.</p> <p>[Haynes, J.M., R.T. Marchand, Z. Luo, A. Bodas-Salcedo, and G.L. Stephens, 2007]</p>	<p>Le simulateur calcule le coefficient d'atténuation pour particules utilisant comme rayon effectif la définition de Stephens et al. (1990) et Francis et al. (1994)</p> <p>[Chiriaco et al., 2006] et [H. Chepfer et al, 2008]</p>



<p><u>Sorties Radar:</u> Le facteur de réflectivité effective non atténuée Z (mm^6/m^3) Le coefficient d'atténuation K ($db km^{-1}$)</p>	<p><u>Sorties Lidar:</u> Le rapport de la section efficace de rétrodiffusion apparente normalisé au signal moléculaire (SR) L'épaisseur optique intégrée du sommet à l'altitude z [Code source de COSP v1.2.1]</p>
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Tableau 1 : schéma présentant les entrées et les sorties du simulateur.

2.2.1 Le simulateur radar

2.2.1.1 Principe de la mesure

Le radar émet des ondes électromagnétiques à une fréquence donnée et mesure la quantité d'énergie rétrodiffusée par les diffuseurs tels que les gouttelettes de pluie ou les cristaux de glace présents dans le volume atmosphérique échantillonné. La théorie développée par Mie pour le cas général de la diffusion des ondes électromagnétiques par des particules sphériques homogènes a servi de base à l'étude de la diffusion des particules atmosphériques. En pratique, l'onde émise par un radar est rétrodiffusée par l'ensemble de toutes les particules contenues dans le volume échantillonné. En supposant que la répartition des cibles dans ce volume est homogène, on définit alors le facteur de réflectivité radar Z_e [mm^6m^{-3}] par :

$$Z_e = \frac{\lambda^4 10^{18}}{\pi^5 |K_w|^2} \int N(D) \sigma(D, \lambda) dD \quad (1)$$

où $|K_w|^2$ est le facteur diélectrique de l'eau associé à l'indice de réfraction du milieu, $\sigma(D)$ est la section efficace de rétrodiffusion obtenu grâce à la théorie de Mie et $N(D)$ est le nombre de particules par intervalle de diamètre dD et par unité de volume d'air exprimé en m^{-4} . Pour les phénomènes atmosphériques, le facteur de réflectivité est converti conventionnellement en dBZ via la forme suivante :

$$Z = 10 \log[Z(\text{mm}^6 \text{m}^{-3})] \quad (2)$$

En fonction du milieu traversé (nuage d'eau ou de glace) les ondes électromagnétiques peuvent être absorbées ou diffusées. On calcule donc le coefficient d'atténuation K [dB km^{-1}] comme:

$$K = \frac{10^4}{\ln 10} \int N(D) \sigma_a(\lambda, D) dD \quad (3)$$

où σ_a est la section efficace d'atténuation.

2.2.1.2 Les hypothèses du simulateur Radar

Le simulateur calcule la réflectivité radar et le coefficient d'atténuation donnés dans les équations (2) et (3). La section efficace de rétrodiffusion est déterminée via la théorie de Mie qui nécessite de connaître la température, la phase des hydrométéores et leur densité. Ces paramètres sont donnés en entrée du simulateur (cf. Tableau 1).

Dans le simulateur on utilise la distribution dimensionnelle des particules définie par la fonction gamma :

$$\eta_x(D) = \eta_{0x} D^{\alpha_x} e^{-\lambda_x D} \quad (4)$$

où η_{0x} est le paramètre d'interception, λ_x est le paramètre d'inclinaison, α_x est le paramètre constante de forme. Dans cette équation x peut correspondre à : R pour la pluie, a pour les agrégats, c pour les cristaux glaces ou g pour les graupels. Il faut donc les spécifier pour chacune des espèces dans le simulateur. Le simulateur COSP convertit les flux de précipitations en rapport de mélange en utilisant les hypothèses de Khairoutdinov et Randall (2003), valables pour un hydrométéore distribué selon la loi de Marshall-Palmer (1948).

Les hypothèses microphysiques du simulateur radar dans COSP sont définies par différents paramètres pour chaque type d'hydrométéores. Les paramètres dépendent de la distribution choisie, et de la relation masse-diamètre, de type :

$$M_x(D) = a_x D^{b_x} \quad (5)$$

et donc par suite des paramètres a_x et b_x de l'équation (5).

Chaque espèce d'hydrométéores est décrite par son type de distribution, sa phase et sa relation masse-diamètre. Neuf types d'hydrométéores peuvent être prescrits en entrée du simulateur:

Grande échelle		Convective		graupel
Nuage	Précipitations	Nuage	Précipitations	
Liquide solide (glace)	Liquide (pluie) Solide (neige)	Liquide solide (glace)	Liquide (pluie) Solide (neige)	graupel

Tableau 2: table des types d'hydrométéores utilisés en entrée du simulateur radar.

Compte tenu du nombre d'hypothèses à inclure dans le simulateur radar ces dernières doivent présenter la plus grande cohérence possible avec les hypothèses microphysiques effectuées dans le modèle de prévision. Dans la physique opérationnelle utilisée dans ce stage il n'existe aucune hypothèse relative à la microphysique des différents types d'hydrométéores, sauf pour les précipitations de grande échelle, liquide et solide [Lopez 2002], pour lesquelles la distribution de Marshall-Palmer [1948] (exponentielle) est utilisée. Enfin dans le modèle ARPEGE, l'hydrométéore « graupel » n'existe pas, il n'y a donc que huit espèces d'hydrométéores considérés dans le simulateur.

2.2.1.3 Données de sortie

En sortie du simulateur les réflectivités radar sont fournies pour tous les points de grille, sur chaque sous-colonne et à tous les niveaux, comme indiqué dans le tableau 1. Le premier traitement en sortie du simulateur est de calculer une réflectivité moyenne à l'échelle de la grille du modèle. Pour cela on calcule la moyenne de la réflectivité (en mm⁶ m⁻³) sur les sous-colonnes nuageuses (c'est à dire avec une réflectivité supérieure à -27,5 dBZ [Stephens 2002], le calcul de réflectivité n'est pas effectué pour les sous-colonnes non-nuageuses) que l'on divise par la fraction nuageuse dans la maille c'est à dire le nombre de sous-colonne nuageuse sur le nombre de sous-colonne total.

Il convient de rappeler que les seules hypothèses microphysiques connues dans la version utilisée du modèle ARPEGE sont celles qui sont données pour les précipitations de grande échelle (Lopez, 2002). Il faudrait tester la sensibilité du signal radar simulé aux hypothèses réalistes qui pourraient être formulées pour les hydrométéores nuageux et les hydrométéores précipitants convectifs.

La possibilité est laissée à l'opérateur, d'utiliser en entrée du simulateur radar les flux de précipitations. Ici toutes les simulations ont été effectuées en utilisant les flux de précipitations.

2.2.2 Le simulateur Lidar

2.2.2.1 Principe de la mesure

A la longueur d'onde du lidar ($\lambda = 532$ nm), les particules atmosphériques des nuages et les molécules des gaz ne contribuent pas à l'absorption mais elles participent à la diffusion.

Le phénomène de diffusion multiple est déterminé par le rayonnement diffus provenant de toutes les directions dues aux interactions qui ont lieu entre le milieu très diffusant, comme un nuage, et le récepteur. La diffusion multiple a été introduite dans le calcul du signal de rétrodiffusion atténuée ATB (ATtenuated Backscattered), avec des corrections pour les effets géométriques et une normalisation pour le signal moléculaire.

Dans ces conditions, le signal de rétrodiffusion atténuée ATB est donné par :

$$ATB(z) = (\beta_{sca,part}(z) + \beta_{sca,mol}(z)) \cdot e^{-2\eta \int_{z_{TOA}}^z (\alpha_{sca,part}(z) + \alpha_{sca,mol}(z)) dz} \quad (6)$$

où $\beta_{sca,part}(z), \beta_{sca,mol}(z)$ sont les coefficients de rétrodiffusion lidar [$m^{-1}sr^{-1}$], $\alpha_{sca,part}(z), \alpha_{sca,mol}(z)$ sont les coefficients d'atténuation [m^{-1}] pour particules et molécules de l'air respectivement, et η est le coefficient de diffusion multiple [Chiriaco et al., 2006].

Le coefficient de rétrodiffusion de la particule est relié au coefficient d'atténuation et au rapport de rétrodiffusion vers l'extinction k_{part} [sr^{-1}] :

$$\beta_{sca,part}(z) = k_{part}(z) \alpha_{sca,part}(z) \quad (7)$$

$$\alpha_{sca,part}(z) = \int \pi r^2 Q(r) n(r, z) dr \quad (8)$$

et $k_{part} = P(\pi)/4\pi$, où r est le rayon de la particule, $n(r, z)$ la distribution dimensionnelle des particules, $P(\pi)$ la fonction de phase de rétrodiffusion et $Q(r)$ l'efficacité de diffusion. Pour être en accord avec le modèle, on suppose que les particules des nuages sont sphériques. $P(\pi)$ est paramétré comme une fonction du rayon effectif (défini par l'équation 12) en utilisant la théorie de Mie. $Q(r)$ est choisi égal à 2 puisque la plupart des particules des nuages sont supposées de taille supérieure à $\lambda = 532$ nm [Chiriaco et al., 2006]. Le coefficient de diffusion multiple η varie selon l'espace et le temps comme une fonction du diamètre, de la taille, de la forme et de la densité des particules dans l'atmosphère. Dans le cas de CALIPSO, le coefficient de diffusion multiple est d'environ 0,7 dans les nuages glacés [Winker, 2003].

2.2.2.2 Les hypothèses du simulateur Lidar

Dans chaque sous-colonne, les coefficients de rétrodiffusion $\beta_{sca,part}(z)$ et d'atténuation $\alpha_{sca,part}(z)$ pour les particules sont la somme des coefficients des particules de nuage liquide ou solide. Ces coefficients sont calculés dans les équations (7) et (8) après que le rapport de mélange des contenus en eau liquide LWC (liquid water content) et solide IWC (ice water content) soient convertis en concentration de particules :

$$LWC[IWC] = \frac{\rho_{w[ice]}}{6} \int N(r, z) r^3 dr \quad (9)$$

La conversion est faite en supposant que les particules des nuages sont sphériques avec un rayon égal au rayon effectif donné par le modèle. Le coefficient d'atténuation peut alors être défini par :

$$\alpha_{sca,part} = \int \frac{3}{4} Q(r) \rho_{air} \frac{LWC[IWC]}{\rho_{part} \cdot r_e} dr, \quad (10)$$

et en considérant la densité de l'air environ 1 kg/m^3 et en prenant en compte la valeur de $Q(r)$ selon Chiriaco et al., 2006 on obtient :

$$\alpha_{sca,part} = \frac{3LWC[IWC]}{2\rho_{w[ice]}r_e} \text{ avec } \rho_w \text{ la densité de l'eau, ayant pour valeur } 106 \text{ gm}^{-3} \quad (11)$$

Les définitions du rayon effectif (voir équation 12) utilisés ici pour calculer le coefficient d'atténuation $\alpha_{sca,part}$ de particule de nuages stratiformes (liquide et glace) et de nuages convectifs (liquide et glace) non précipitants sont celles proposées par Stephens et al. (1990) et Francis et al. (1994).

$$r_e = \frac{1}{2} \frac{\int N(D)D^3 dD}{\int N(D)D^2 dD} = \frac{3LWC[IWC]}{\rho_{w[ice]}\alpha_{sca,part}} \quad (12)$$

Cela explique la dépendance du simulateur lidar à la définition du rayon effectif.

Enfin l'équation (6) est utilisée pour calculer dans chaque sous-colonne de chaque grille les profils de l'ATB moléculaire et totale, et ensuite le profil du rapport de diffusion SR (scattering ratio) [H. Chepfer et al, 2008].

2.2.2.3 Données de sortie

On a en sortie du simulateur les signaux de rétrodiffusion lidar pour tous les points dans chaque sous-colonne et à tous les niveaux, comme indiqué dans le tableau 1. Comme pour le signal radar, le premier traitement effectué est une moyenne, en chaque point de grille, sur l'ensemble des sous-colonnes.

Pour considérer une maille comme nuageuse, des seuils de SR sont utilisés pour la détection des nuages. On considère dans la suite une maille comme nuageuse si $SR \geq 5$ [Chiriaco et al., 2006].

2.3 Prétraitement des observations

2.3.1 Présentation des observations

Le lidar et le radar fonctionnent sur le même principe, ils émettent des ondes électromagnétiques ou lumineuses qui sont retournées vers les instruments par les hydrométéores présents dans l'atmosphère. Le lidar et le radar sont semblables sur le plan théorique, mais leurs capacités de détection sont bien différentes du fait de leurs longueurs d'onde très éloignées.

Le satellite CALIPSO emporte un lidar à rétrodiffusion (à 1060 nm et 532 nm avec mesure de la polarisation). Les résolutions verticale et horizontale sont respectivement de 30m et 333m au sol. Le lidar est capable de détecter avec précision le sommet des nuages et la base de ceux qu'il est capable de traverser, environ jusqu'à une épaisseur optique de l'ordre de 3. Au delà, le signal est trop atténué pour être mesuré, la base du nuage ne peut alors plus être détectée par le lidar qui manque également les couches éventuellement situées sous le nuage. Les données utilisées (version 3.01 Lidar Level 2) ont une résolution horizontale de 5 km.

Le satellite CloudSat embarque un radar à 94 GHz, soit 3.2 mm. Les résolutions verticale et horizontale sont respectivement de 500m au sol. La sensibilité de l'instrument est définie par un facteur de réflectivité minimale de -29 dBz. Le radar discerne donc à la fois le sommet et la base des nuages, même épais, mais quand ils ne précipitent pas. Il n'est cependant pas assez sensible pour observer les nuages fins.

La complémentarité de ces deux techniques explique pourquoi les satellites CALIPSO et CloudSat volent en tandem, CloudSat étant asservi en position à CALIPSO à moins de 15 secondes.

2.3.2 Construction des diagnostics

Une comparaison des observations réelles (CloudSat et CALIPSO) et des observations simulées par COSP sur la trace des orbites satellitaires en utilisant 150 sous-colonnes est réalisée sur les mois de juin et décembre 2008. On calcule dans chaque élément de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ sur l'horizontale et de 1km sur la verticale une fraction d'hydrométéores, c'est-à-dire le nombre de fois qu'on observe un nuage dans ce volume sur le nombre total d'observations du volume pour un temps donné (ici un mois). On ne considère comme nuageuses que les observations pour lesquelles la réflectivité est supérieure à -27.5 dBZ pour le radar et un SR supérieur à 5 pour le lidar.

La comparaison aux observations radar sur juin et décembre 2008 (figures 9 et 10) montre qu'aux moyennes latitudes la fraction nuageuse du modèle est sous-estimée pour les nuages bas sur les océans et dans une moindre mesure pour les nuages hauts. Les stratocumulus marins à l'est des anticycloniques sub-tropicaux sont également sous-estimés. Au contraire la fraction nuageuse (basse, moyenne et haute) est sur-estimée dans la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT).

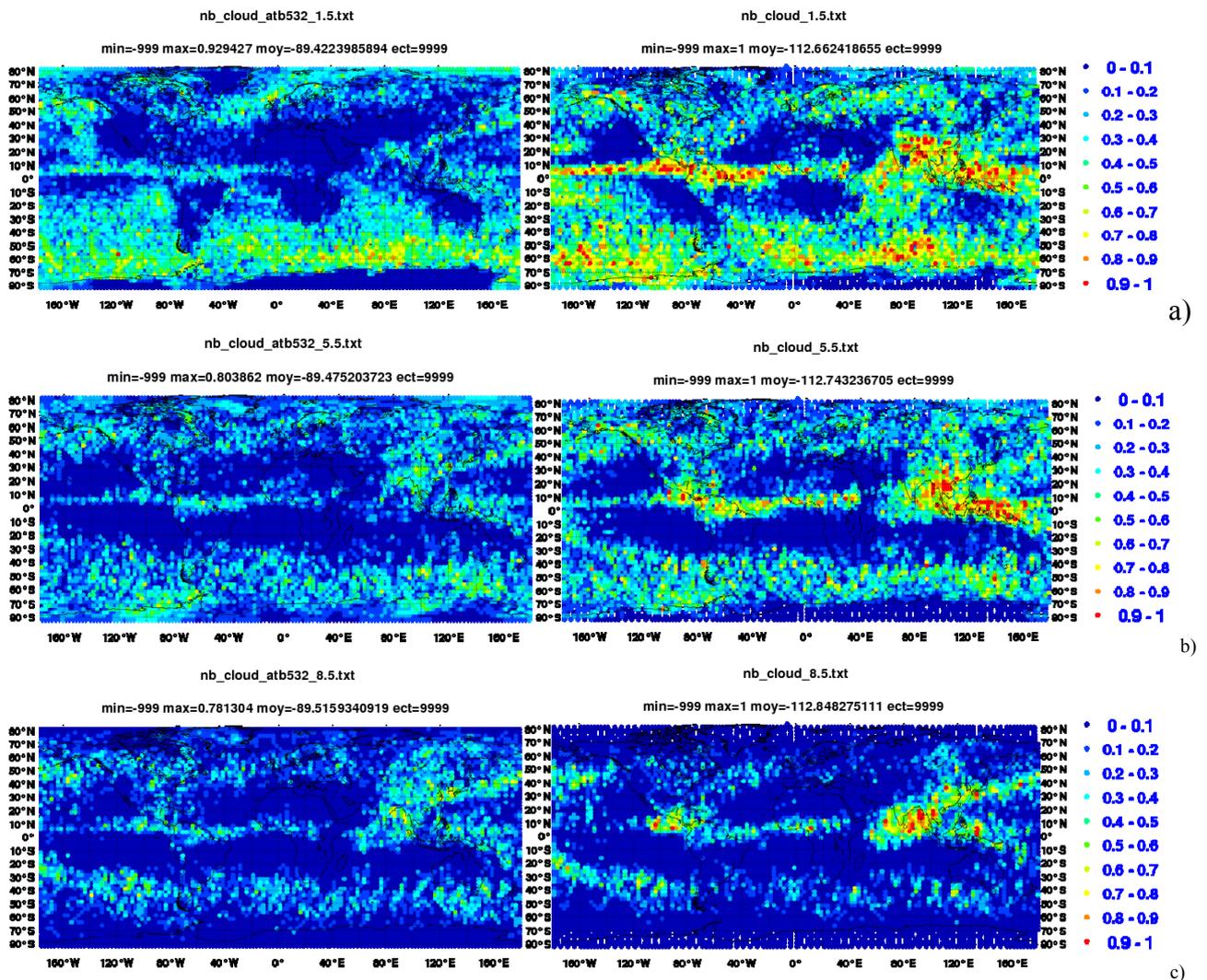


Figure 9 : Fractions d'hydrométéores observées par CloudSat (gauche) et simulées par le simulateur radar (droite) sur le mois de juin 2008 pour des couches de 1 km d'épaisseur centrées autour de l'altitude précisée: a) à 1,5km b) à 5,5km c) à 8,5km.

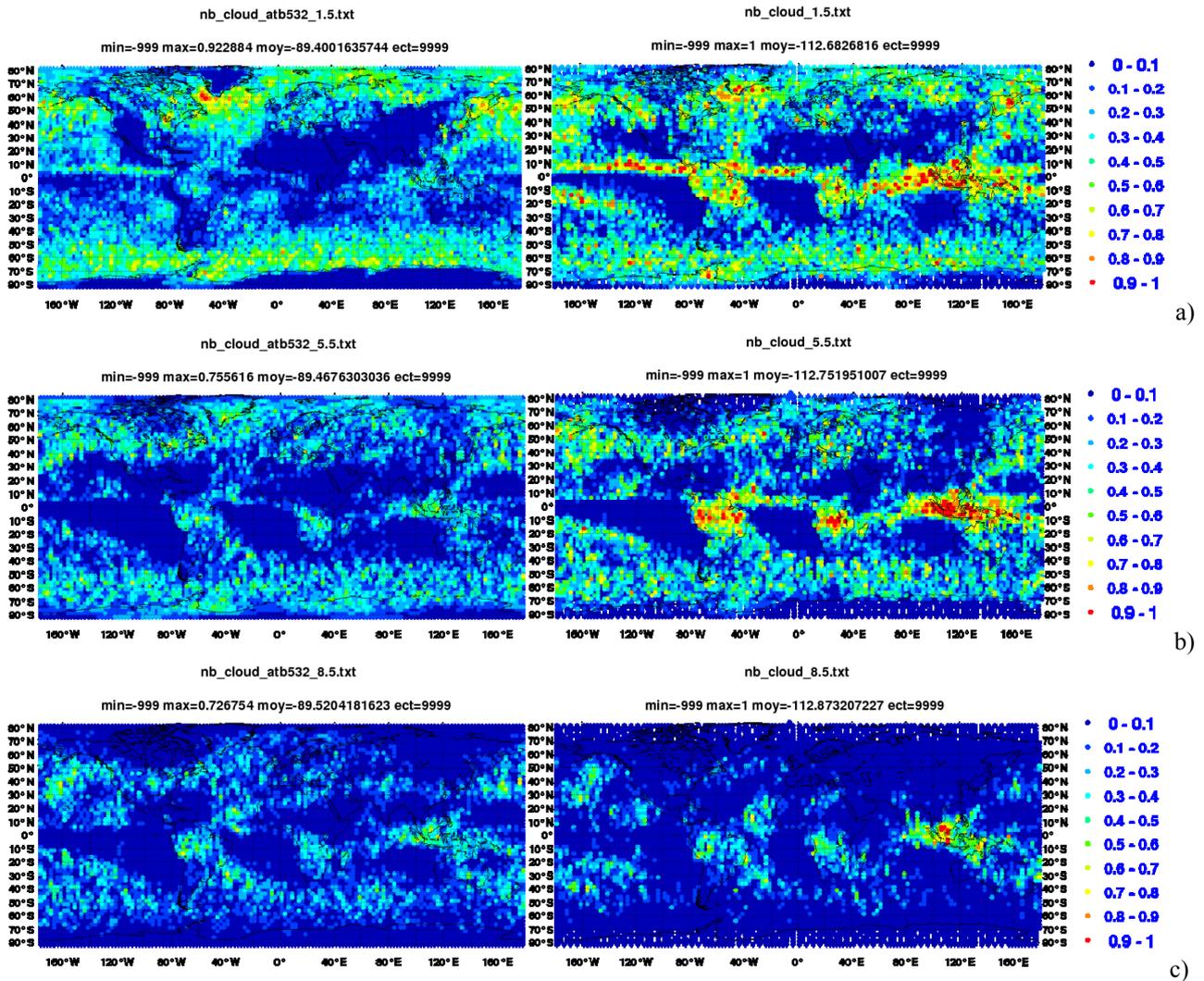
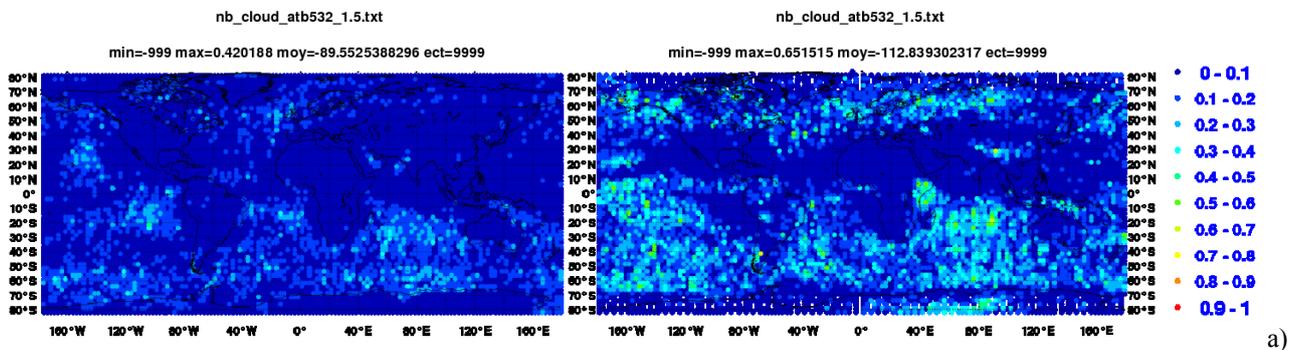


Figure 10 : Fractions d'hydrométéores observées par CloudSat (gauche) et simulées par le simulateur radar (droite) sur le mois de décembre 2008 pour des couches de 1 km d'épaisseur centrées autour de l'altitude précisée: à a) 1,5km b) à 5,5km c) à 8,5km.

La comparaison aux observations du lidar sur juin et décembre 2008 (figures 11 et 12) montre des résultats cohérents avec le radar sur la sous-estimation des stratocumulus maritimes et la surestimation des nuages élevés dans la ZCIT. On ne retrouve pas la sous-estimation des nuages bas aux moyennes latitudes diagnostiquée avec le radar, du fait sans doute d'une épaisseur optique trop grande des systèmes nuageux des moyennes latitudes pour le lidar. On note que, pour l'atténuation du signal lidar par les nuages élevés, on a une occurrence moindre dans les nuages bas.



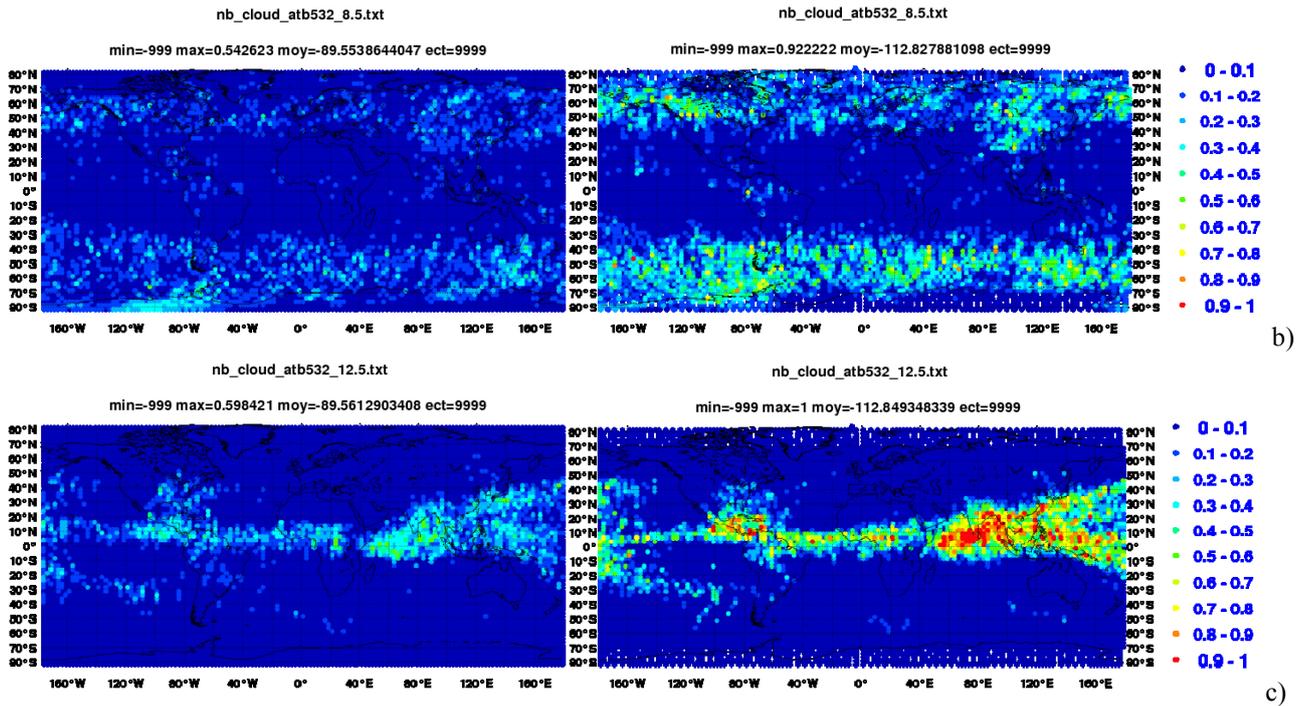
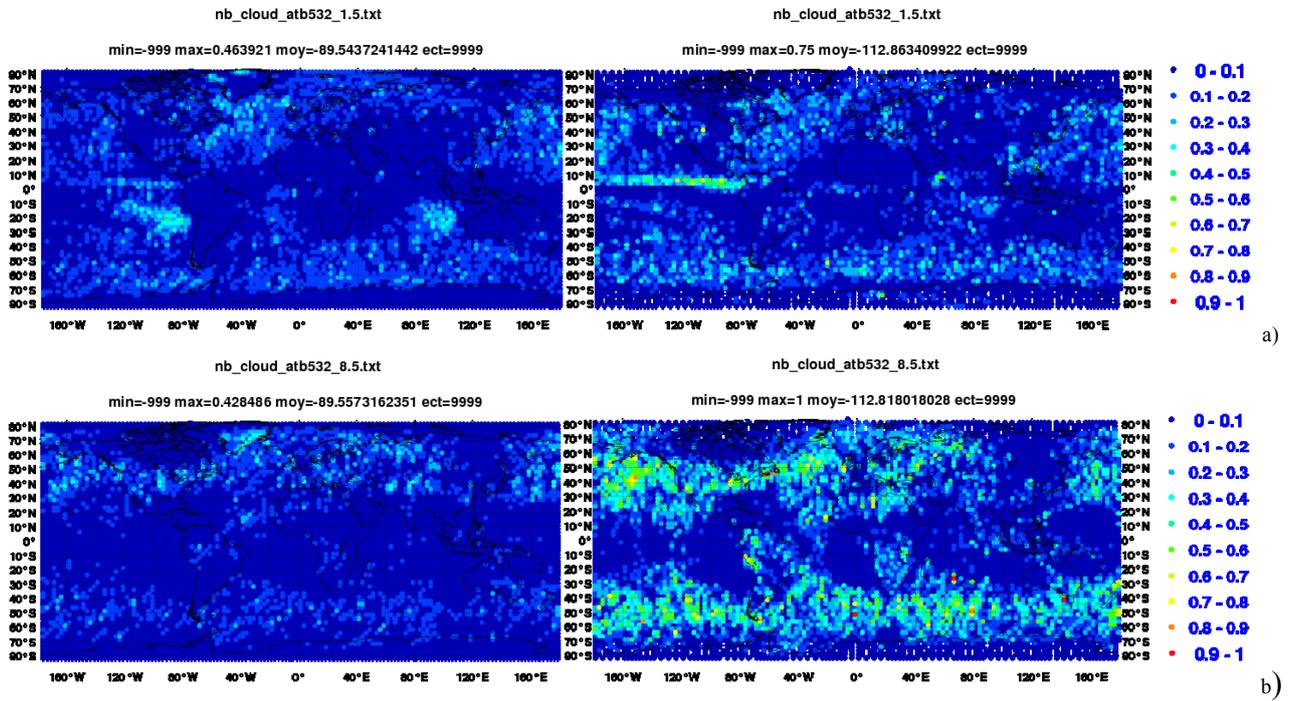


Figure 11 : Fractions d'hydrométéores observées par CALIPSO (gauche) et simulées par le simulateur lidar (droite) sur le mois de juin 2008 pour des couches de 1 km d'épaisseur centrées autour de l'altitude précisée: a) à 1,5km b) à 8,5km c) à 12,5km.



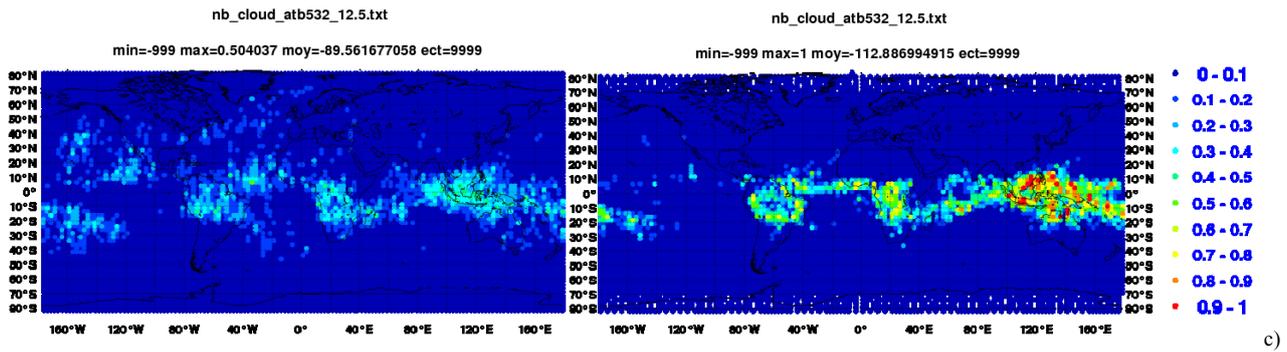


Figure 12 : Fractions d'hydrométéores observées par CALIPSO (gauche) et simulées par le simulateur lidar (droite) sur le mois de décembre 2008 pour des couches de 1 km d'épaisseur centrées autour de l'altitude précisée: a) à 1,5km b) à 8,5km c) à 12,5km.

Dans ces figures 9, 10, 11, 12 les fractions des hydrométéores simulées sont directement comparables aux observations puisque la moyenne est effectuée uniquement sur l'ensemble des points qui se trouvent sur la trace effectuée par les satellites CALIPSO et Cloudsat.

Par contre, dans les graphiques suivants (Figure 13), la moyenne est calculée en considérant tous les points qui sont présents dans la maille.

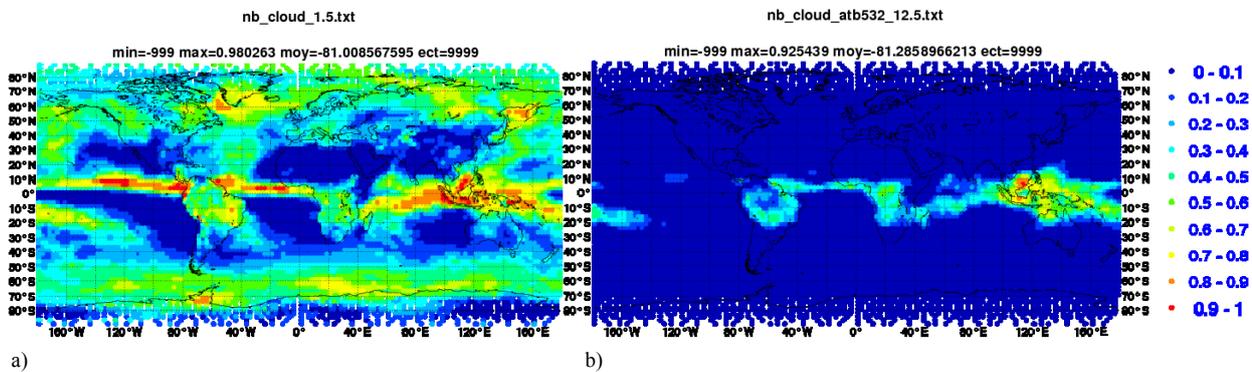
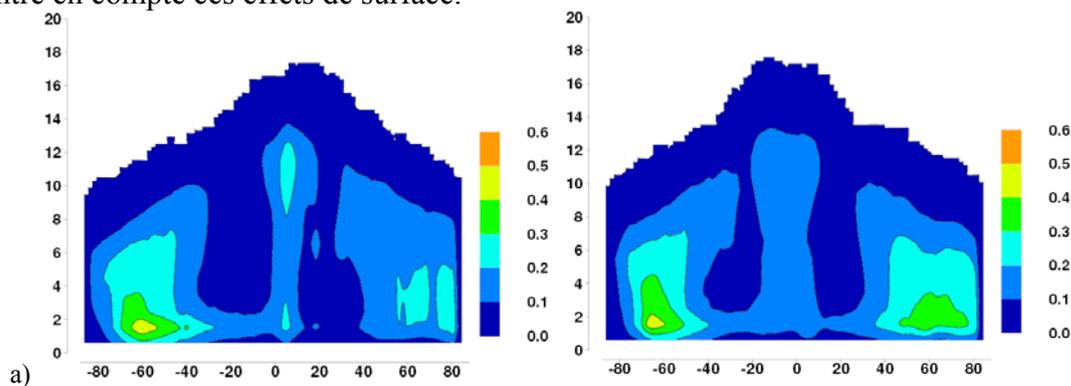


Figure 13 : Fractions des hydrométéores moyennées sur la maille : simulation radar (a) et lidar (b) pour le mois de décembre 2008. Sur des couches de 1 km d'épaisseur centrées autour de l'altitude précisée a) à 1,5km b) à 12,5km.

En comparant les figures 10 a) (à gauche) et 13 a) ainsi que les figures 12 c) (à gauche) et 13 b), on peut observer des différences notables sur la fréquence d'occurrence montrant l'importance de faire ces diagnostics mensuels sous la trace des satellites. Soulignons que la fréquence la plus faible correspond au lissage effectué par la moyenne sur tous les points considérés dans la maille.

Afin d'effectuer une comparaison plus quantitative, on construit également, une moyenne zonale des fractions d'hydrométéores présentée figure 14 (radar) et figure 15 (lidar).

Il est important de préciser que CloudSat ne permet pas une couverture des pôles (inclinaison de l'orbite de 98.2°) et des nuages/précipitations dont l'altitude est inférieure à un kilomètre à cause des effets de surface [Marchand et al., 2008]. Le simulateur radar COSP prend par contre en compte ces effets de surface.



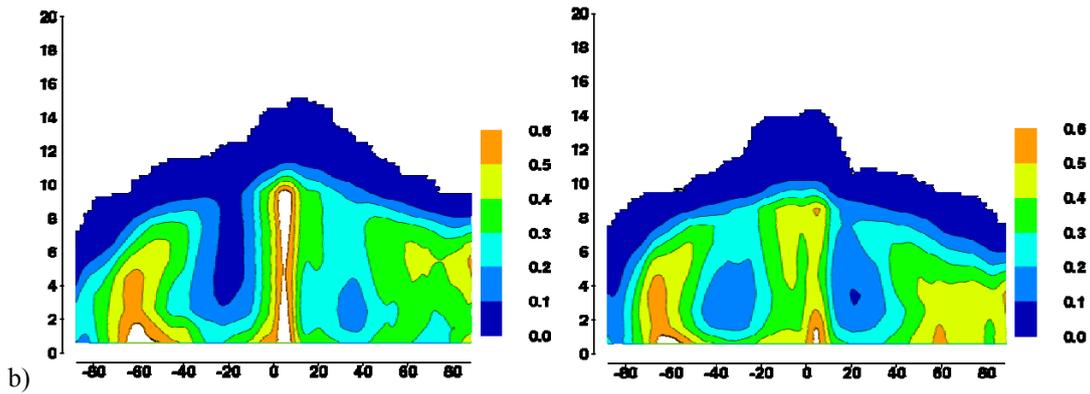


Figure 14 : Les occurrences d'hydrométéores en moyennes zonales pour juin (gauche) et décembre (droite) 2008: a) observées par le radar CloudSat (dBZe > -27.5) ; b) simulées. En abscisse : latitudes (en degrés). En ordonnée : altitude (en km).

La répartition zonale d'occurrences d'hydrométéores se compare relativement bien avec les observations radar (Figure 14). Les occurrences semblent toutefois sur-estimées par le modèle. Le sommet des nuages convectifs semble sous-estimé dans le modèle par rapport aux observations. Ce résultat est cohérent avec une faiblesse connue de la paramétrisation de la convection profonde. Les graphiques équivalents obtenus pour le lidar (Figure 15) montrent que des nuages élevés sont détectés par le lidar et non par le radar. Le sommet des nuages convectifs tropicaux sont plus élevés, mais reste sous-estimée dans le modèle par rapport aux observations. A contrario de nombreux nuages observés par le radar ne sont pas vus par le lidar. Compte tenu du pourcentage faible d'occurrence nuageuse détectée avec le lidar, on peut se demander si la valeur seuil choisie de 5 n'est pas trop forte.

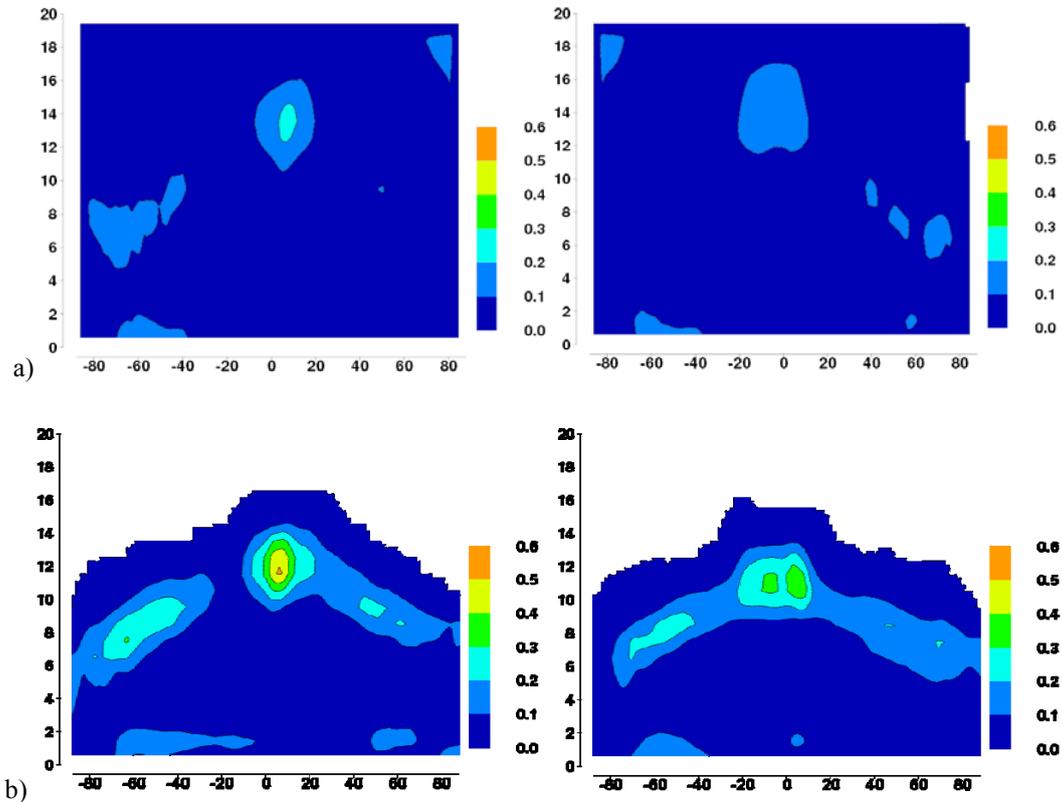


Figure 15 : Les occurrences d'hydrométéores en moyennes zonales pour juin (gauche) et décembre (droite) 2008: a) observées par le lidar CALIPSO (SR>5); b) simulées. En abscisse : latitudes (en degrés). En ordonnée : altitude (en km).

La gamme de valeurs des réflectivités simulées peut être directement comparée à la gamme des valeurs mesurées. Pour cela deux types de distributions sont construites à l'échelle mensuelle et globale (Figure 16). On construit tout d'abord un histogramme par niveau en normalisant chaque niveau par le nombre de valeurs nuageuses rencontrées à ce niveau (visible à droite sur les figures a) et c)). Les observations sont montrées à gauche et les observations synthétiques à droite. Ces graphiques renseignent sur le type de distributions des valeurs de réflectivités obtenu à un niveau donné.

Les figures e) et f) présentent la densité des valeurs de réflectivité en fonction de l'altitude. Dans ce cas la distribution est normalisée par le nombre total d'observations nuageuses rencontrées et également les niveaux auxquels la majorité des observations nuageuses sont rencontrées.

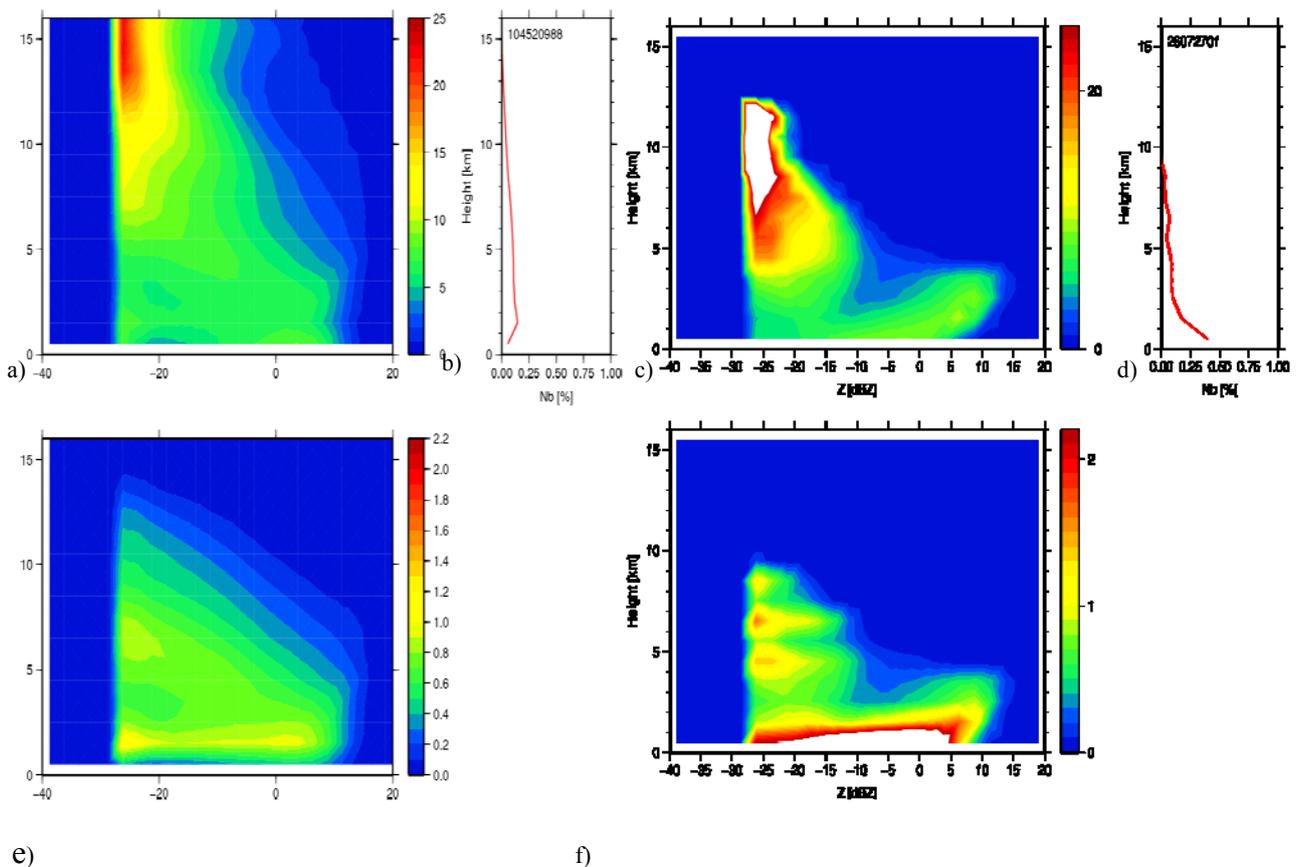
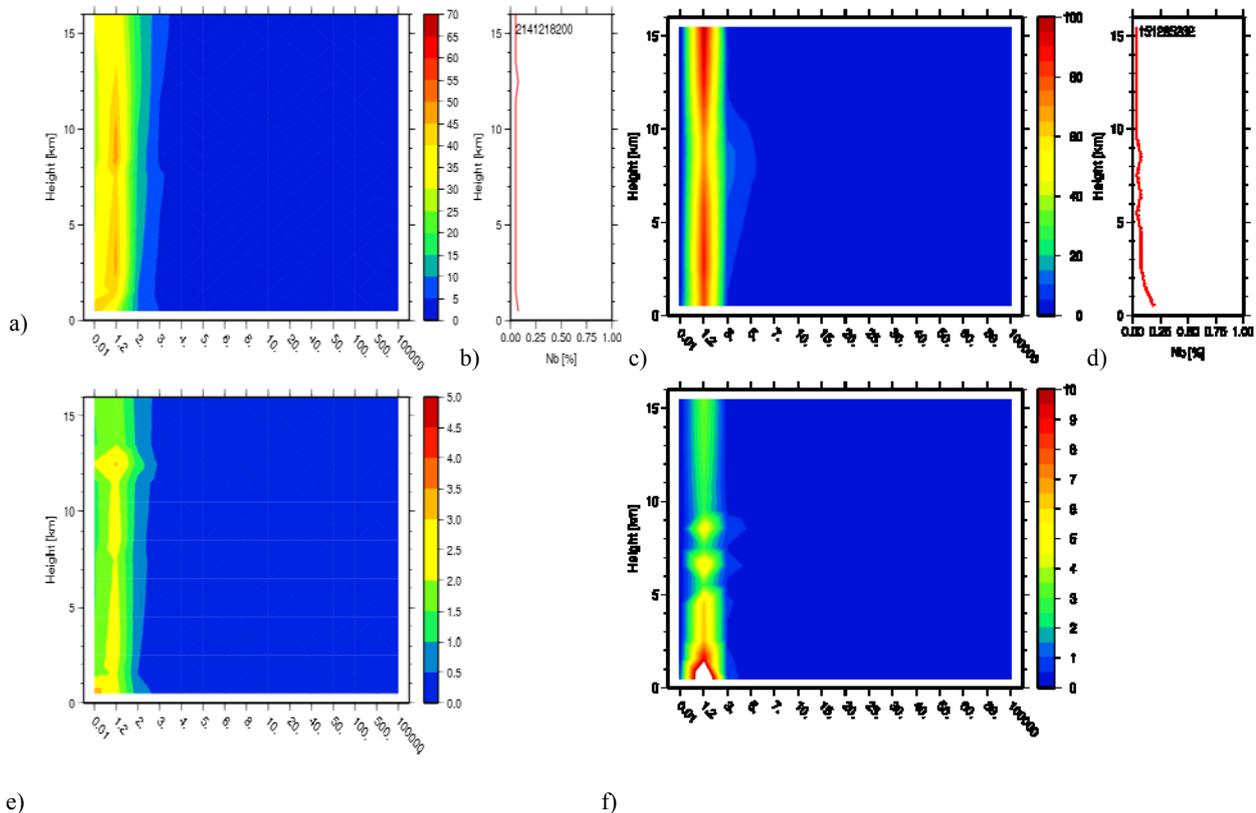


Figure 16 : Distribution de réflectivité par niveau a) observée ; c) simulée ; profil moyen de l'occurrence b) observée, d) simulée ; Distribution de réflectivité e) observée par CloudSat; f) simulation radar. Décembre 2008.

A des altitudes moyennes et hautes, le simulateur montre des réflectivités plus faibles. Une grande fraction de nuages bas précipitants est bien détectée par le radar. Cependant, lorsque ces nuages sont moins précipitants, seule une petite fraction est détectée par le radar, néanmoins ils peuvent être détectés par le lidar. En outre, le lidar de CALIPSO peut détecter la plupart des cirrus optiquement minces et les nuages peu profonds que seront absents sur les observations CloudSat [Chepfer et al. 2008].

Pour obtenir des informations détaillées sur la distribution de l'intensité du signal et sa variabilité, on considère également les histogrammes des valeurs de SR(Figure 16 e)-f)).



e) f)
 Figure 17 : Distribution de SR par niveau a) observée ; c) simulée ; profil moyen de l'occurrence b) observé, d) simulé ; Distribution de SR e) observées par CALIPSO; f) simulation lidar. Décembre 2008.

La figure 17 présente la même figure que pour le radar mais pour le lidar. On note une surestimation en surface et une sous-estimation à environ 12 km.

3 Tests de sensibilité : Choix du nombre de sous-colonne

Le simulateur utilise des sous-colonnes pour discrétiser la distribution verticale des nuages (partie 2.2) selon la méthode de Monte-Carlo. Le nombre optimal de sous-colonnes est discuté sur le forum COSP (<http://groups.google.com/group/cosp-user>). Les utilisateurs précisent que le nombre de sous-colonnes optimal dépend de la précision désirée et du type de moyennes effectuées sur les sorties.

Ainsi, les utilisateurs fournissent quelques règles empiriques. Ainsi, si aucune moyenne n'est effectuée, c'est-à-dire si le simulateur fonctionne sur des sorties instantanées du modèle et que l'on regarde directement les résultats obtenus, le nombre de 2400 sous-colonnes permet de conserver un niveau de bruit statistique raisonnable.

Si l'on s'intéresse à des moyennes quotidiennes effectuées en moyennant 8 sorties tri-horaires, le nombre de sous-colonnes optimal devrait être $300 = 2400/8$. Pour des moyennes mensuelles et si le simulateur est appelé toutes les 15 h, par exemple, le nombre optimal de sous-colonnes serait $50 = 2400/(24*30/15)$. Pour des moyennes mensuelles obtenues à partir de 8 sorties tri-horaires quotidiennes, le nombre de sous-colonnes serait $10 = 2400/(8*30)$. Utiliser un nombre de sous-colonnes inférieur à 10 est déconseillé car des biais systématiques ont pu être observés. Nous avons donc cherché à déterminer le nombre de sous-colonnes optimal pour nos simulations, c'est-à-dire celui au delà duquel les résultats analysés sont stables.

La représentation des nuages est évaluée à l'échelle du mois à partir de 8 fois échéances (espacées de 3 heures) quotidiennes. On cherche donc le nombre de sous-colonnes nécessaires pour obtenir des résultats stables à l'échelle mensuelle.

La méthodologie utilisée est de se donner un jeu de référence obtenu avec 1000 sous-colonnes (tester plus de 1000 sous-colonnes a été impossible car, même sur le cluster de PC Aneto, le passage à 2 ou 3000 sous-colonnes pose des problèmes de mémoire). Puis, on compare les valeurs, point de grille par point de grille, entre une réalisation du simulateur effectuée avec un nombre inférieur de sous-colonnes et la réalisation avec 1000 sous-colonnes. Ces valeurs peuvent être des valeurs considérées échéance par échéance ou moyennées, par exemple sur 1 ou 10 jours.

Dans un premier temps on a construit des diagrammes de dispersion (figure 18) : en abscisse on trouve la réflectivité (dBZe) ou le signal lidar produits par le simulateur COSP pour n_x sous-colonnes et en ordonnée la réflectivité/ signal lidar produits pour n_y sous-colonnes. Les plages de couleur correspondent à une densité plus ou moins forte de points (24572 points sur l'horizontale * 31 niveaux verticaux * 8 échéances quotidiennes). Plus la zone du diagramme de dispersion contient de points, plus la couleur tend vers le rouge. A priori, on souhaiterait que, le nombre de sous-colonnes augmentant, la dispersion diminue et que les points se regroupent autour de l'axe $x=y$.

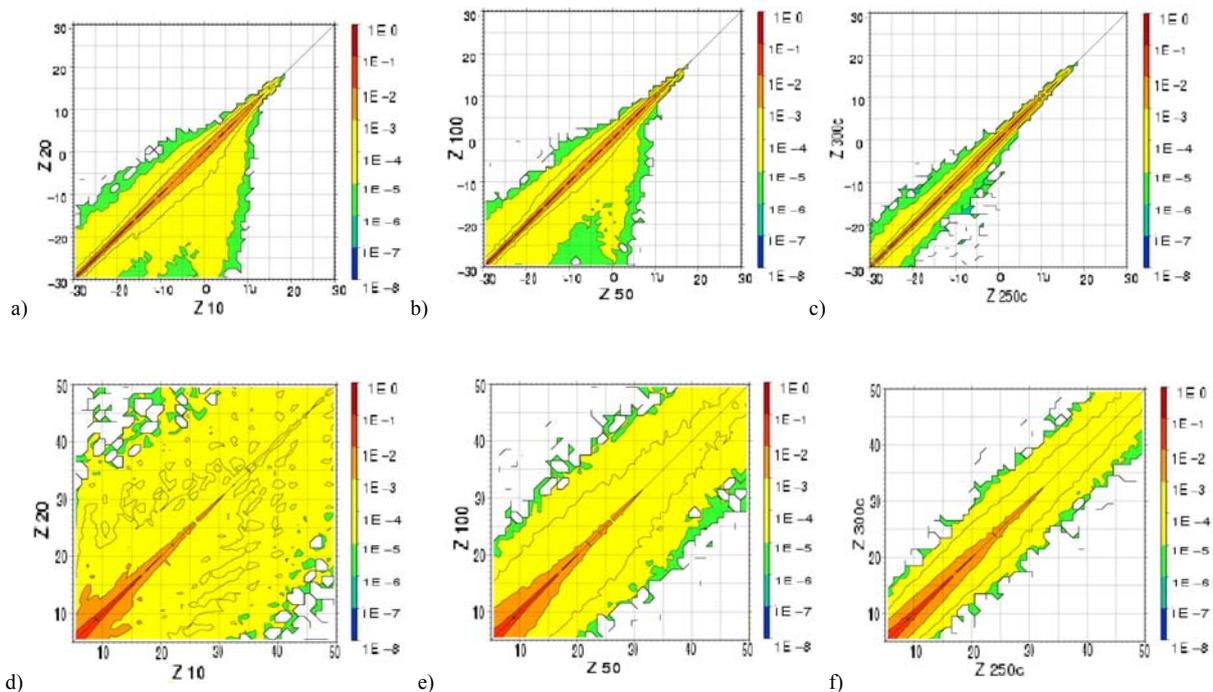


Figure 18 : Diagrammes de dispersion avec sur les axes horizontal et vertical respectivement : a) 10 sous-colonnes versus 20 sous-colonnes ; b) 50vs100 ; c) 250vs300 dans le cas du simulateur radar ; d) 10vs20 ; e) 50vs100 ; f) 250vs300 dans le cas du simulateur lidar. Une seule journée considérée, sans moyenne temporelle (décembre 2008). Echelle logarithmique. Les fortes densités de points correspondent aux zones rouges-orange ; les plus faibles aux zones vertes et bleues. Attention : les échelles ne sont pas identiques pour les deux simulateurs (dBZe/signal lidar).

La figure 18 montre les diagrammes de dispersion du simulateur radar (a, b, c) et du simulateur lidar (d, e, f) sans faire aucune moyenne spatiale ou temporelle. Ces graphiques illustrent clairement la sensibilité des résultats au nombre de sous-colonnes retenues et, donc, à l'échantillonnage sous-maille. Comme attendu, la dispersion a tendance à diminuer lorsque le nombre de sous-colonnes augmente (les fortes densités de points s'alignent le long de l'axe $x=y$). La dispersion semble plus réduite dans le lidar, et la convergence vers la solution stable semble assurée pour un nombre plus faible de sous-colonnes que pour le radar. D'après ces résultats, il semble bien qu'il n'est pas souhaitable de travailler avec moins de 100 sous-colonnes.

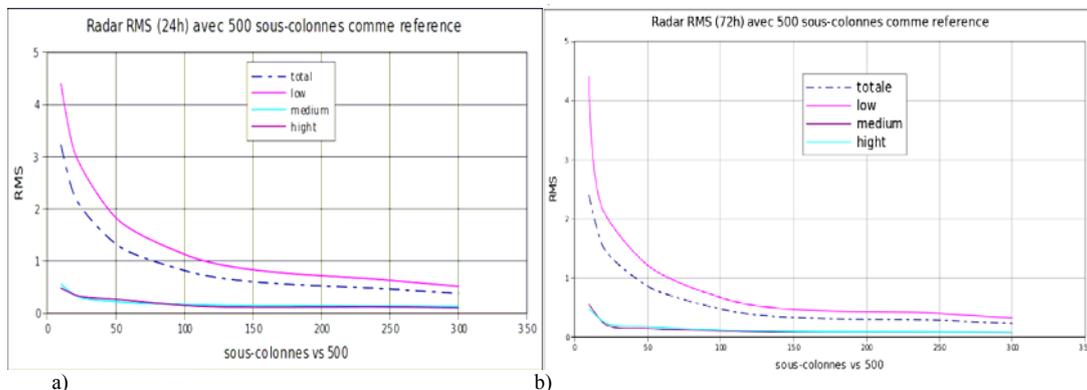
Le critère de comparaison point à point par échéance temporelle est extrêmement rigoureux et exigeant. Nous avons un peu relâché cette contrainte en étudiant, toujours point par point, mais avec une moyenne mensuelle effectuée en amont du calcul du diagramme de dispersion. Ainsi, on évalue la dispersion de la moyenne mensuelle point par point. Les résultats (figures non montrées) exhibent une faible sensibilité des résultats au nombre de sous-colonnes, tant pour le simulateur radar que pour le simulateur lidar, ce qui ne nous permet pas de conclure sur ce type de diagnostics.

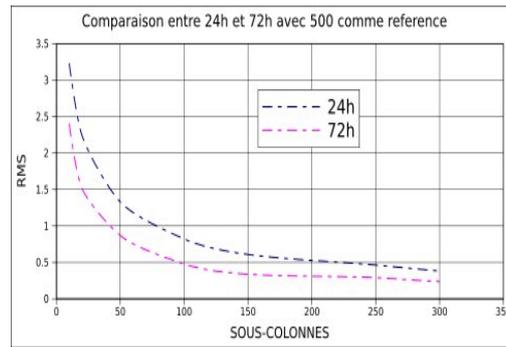
Ainsi, les diagrammes de dispersion permettent des comparaisons d'une réalisation à n colonnes et d'une réalisation à m colonnes. Pour évaluer de manière synthétique la convergence des réalisations vers une solution stable, nous avons effectué un autre type de diagnostics. L'erreur quadratique moyenne est définie dans chaque réalisation par l'équation (13) :

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum (x_1 - x_2)^2}{N}} \quad (13)$$

où x_1 et x_2 sont les valeurs des séries temporelles de signal radar ou lidar en chaque point de grille obtenues pour des valeurs différentes du nombre de sous-colonnes et N est le nombre de points considérés. Comme précédemment, on va se fixer une réalisation de référence obtenue avec un grand-nombre de sous-colonnes et on va regarder l'évolution de l'erreur par rapport au nombre de sous-colonnes choisi. On souhaite, dans les tests de sensibilités suivants, évaluer la représentation des nuages à l'échelle de la journée et du mois.

Pour le radar, une simulation de référence avec 500 sous-colonnes est effectuée. La figure 19 représente la variation de la rms en fonction du nombre de sous-colonnes, pour une journée du mois de juin 2008 (a) et pour trois journées de juin (b). Sur chacun de ces graphiques, on trouve la rms pour le signal total, le signal des couches élevées (altitudes supérieures à 8.5 km), le signal des couches moyennes, entre 3 et 8.5 km, et le signal des basses couches en dessous de 3 km d'altitude. On observe une décroissance plus rapide de la rms lorsqu'on considère 3 jours ; par exemple, pour avoir une précision de 1 dBz à l'échelle de la journée sur le signal total, il faut environ 75 sous-colonnes et environ 45 sous-colonnes à l'échelle des 3 journées (figure c). La rms du signal des basses couches est celui qui contribue majoritairement à la rms du signal total ; pour avoir une précision de 1 dBz sur ce paramètre, il faudrait 110-120 sous-colonnes pour une journée, environ 60 à l'échelle des 3 jours. Les rms des signaux des couches moyennes et supérieures varient peu, ce qui traduit la faible sensibilité de ces signaux au nombre de sous-colonnes. On observe que la différence entre les différentes réalisations tend à se stabiliser plus rapidement si une période de trois jours est considérée pour effectuer les moyennes. Ce différent comportement est plus évident dans la figure 19 c). Si on s'intéresse à l'asymptote de ces courbes, on choisirait une valeur de 150 sous-colonnes (figure (b)) à l'échelle des 3 jours, valeur au-delà de laquelle la rms semble avoir atteint une valeur asymptotique de quelques dixièmes de dBz.

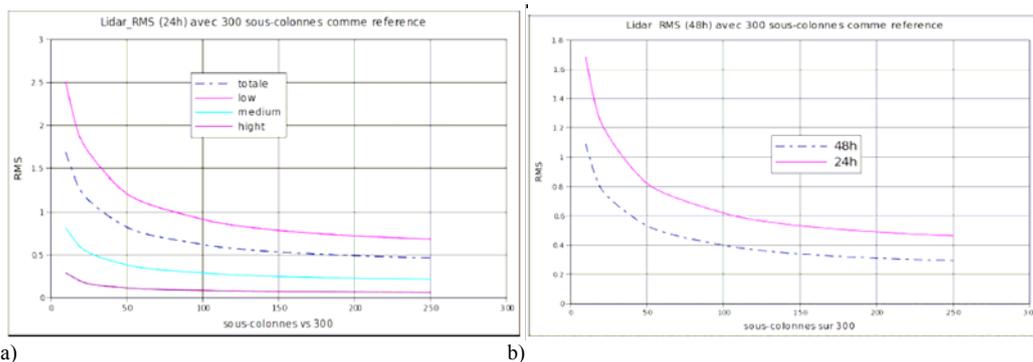




c)

Figure 19: Simulateur radar : variation de l'erreur par rapport au nombre de sous-colonnes en considérant (a) un jour et (b) trois jours (du mois de juin 2008), pour le signal total, le signal des couches élevées, le signal des couches moyennes et le signal des basses couches; c) Comparaison entre (a) et (b) pour le signal total.

Pour le simulateur lidar, la simulation de référence a été réalisée avec 300 sous-colonnes. Le comportement global de la rms en fonction du nombre de sous-colonnes est globalement analogue à celui de la rms radar : décroissance rapide pour l'augmentation des nombres de sous-colonnes faibles (entre 50 et 100 sous-colonnes), puis stabilisation plus ou moins rapide autour d'une valeur asymptotique, contribution majoritaire des basses couches à la rms totale, nombre de sous-colonnes nécessaire à la stabilisation plus fort pour une seule journée que pour plusieurs journées. Cependant, la contribution des couches moyennes à la rms est un peu plus importante dans le cas du lidar que dans le cas du radar. Un nombre de 150 sous-colonnes semble raisonnable à l'échelle de 48 heures.



a)

b)

Figure 20: Simulateur lidar : (a) variation de l'erreur par rapport au nombre de sous-colonnes en considérant un jour (décembre 2008) avec 300 sous-colonnes comme référence: b) La figure illustre la comparaison entre les signaux lidar moyennés sur 24h et 48 h:

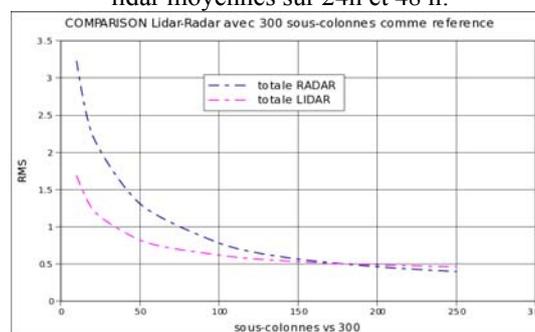


Figure 21 : Variations de l'erreur rms par rapport au nombre de sous-colonnes pour le lidar et le radar.

La figure ci-dessus confirme l'analyse précédente et précise que la décroissance de la rms radar est plus rapide que celle du lidar. Pour les deux simulateurs, la valeur de 150 sous-colonnes semble optimale.

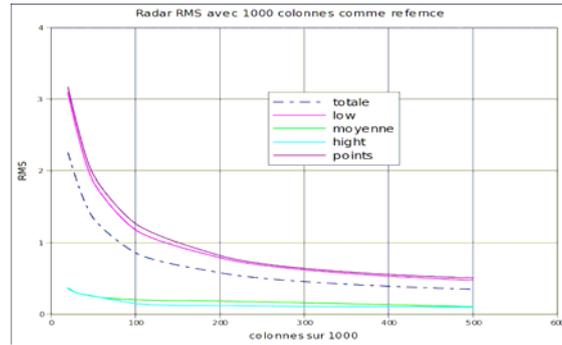


Figure 22: Variation de l'erreur pour le simulateur radar par rapport au nombre de sous-colonnes : en prenant 1000 comme nombre de sous-colonnes de référence.

La figure ci-dessus, obtenue avec 1000 sous-colonnes dans l'expérience de référence, confirme les principaux points énumérés précédemment. Rappelons qu'une simulation radar d'un jour et 1000 sous-colonnes nécessite environ 15 heures de calcul.

Pour avoir des résultats directement comparables avec le travail du Met'Office disponible sur le site internet : <http://groups.google.com>, sur la figure 23, on ne considère pas l'erreur quadratique moyenne en terme de réflectivité, mais en terme de puissance, par le calcul de Δz qui est définie par :

$$\Delta z = \sqrt{\frac{\sum (|10^{x_1/10}| - |10^{x_2/10}|)}{N}} \quad (14)$$

où N est le nombre des points considéré à chaque niveau.

Ici Δz varie par rapport au nombre de sous-colonnes en prenant 1000 comme nombre de sous-colonnes de référence. Le graphique est fait pour trois niveaux différents (basses couches, étage moyen, couches élevées) avec ou sans moyenne temporelle effectuée

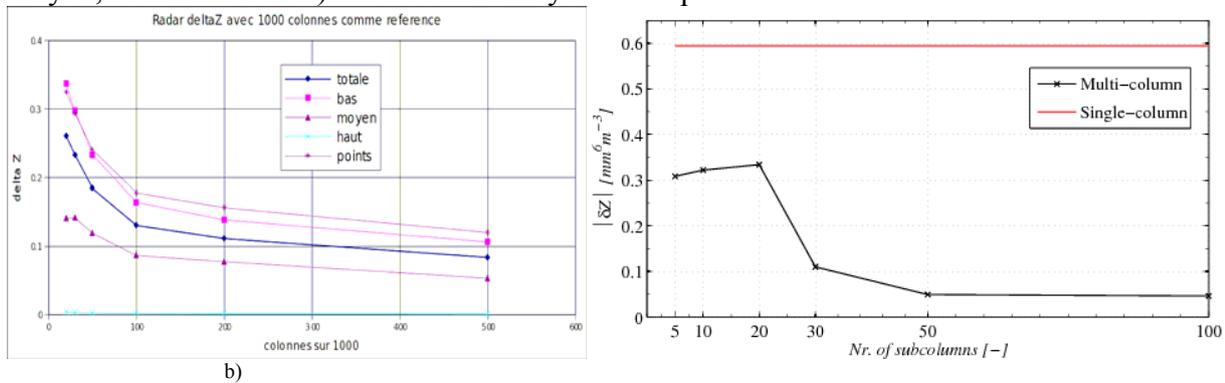


Figure 23: Variation de Δz en fonction du nombre de sous-colonnes a) notre expérience avec la réalisation de référence comprenant 1000 sous-colonnes ; b) les résultats obtenus au Met'Office [site internet : <http://groups.google.com>]

La comparaison des courbes relatives à la réflectivité totale de la Figure 23 (a et b) exhibe une différence de comportements pour les petits nombres de sous-colonnes (inférieurs à 20). Dans le cas des résultats de Bodas-Salcedo, le paramètre augmente légèrement entre 5 et 20 sous-colonnes tandis que, dans nos résultats, la décroissance du paramètre est continue. Dans le cas de la figure (b), les résultats semblent stabilisés au delà de 50 sous-colonnes, alors que les nôtres, après une décroissance brutale jusqu'à 100 sous-colonnes, commencent à se stabiliser lentement pour les valeurs supérieures à 100 sous-colonnes. Pour le signal total, une valeur de 150 sous-colonnes semble assez représentative de la valeur asymptotique vers laquelle convergent les résultats.

Le signal radar des couches élevées paraît peu sensible au nombre de sous-colonnes. Au contraire, le signal des basses couches est sensible au nombre de sous-colonnes et nécessite un nombre de sous-colonnes supérieur à 200 pour obtenir une stabilisation du signal.

Un élément d'explication peut sans doute être trouvé dans les difficultés du capteur radar à analyser les couches nuageuses basses.

Etant donné que le simulateur lidar nécessite moins de sous-colonnes que le signal radar, la valeur de 150 sous-colonnes nous paraît convenir pour les deux simulateurs pour effectuer des études de moyennes mensuelles.

L'extinction plus rapide du signal lidar dans les couches nuageuses peut être un élément d'explication au nombre plus faible de sous-colonnes nécessaires pour stabiliser le signal lidar.

Dans le cadre du projet EUCLIPSE, des simulations longues (plusieurs dizaines d'années) devront être réalisées avec le simulateur lidar ; pour ce simulateur, un nombre de 80 à 100 sous-colonnes serait sans doute suffisant pour l'étude des résultats à l'échelle mensuelle et permettrait de réduire la durée de calcul du simulateur et la taille des fichiers archivés.

4 Conclusions et perspectives

Pour la première fois au CNRM ce sujet exploite les sorties des simulateurs radar et lidar COSP implantés depuis l'hiver dernier en sortie du modèle ARPEGE dans le cadre du projet européen EUCLIPSE. Ce sujet combine des expertises diverses : observations radar et lidar embarqués, modélisation numérique, simulateurs de signal radar et lidar.

Au niveau des observations disponibles, les instruments actifs (lidar et radar) embarqués à bord des satellites CALIPSO et CloudSat, permettent l'observation d'un profil complet des nuages à partir de la surface jusqu'à la basse stratosphère avec une grande résolution verticale. Au cours du stage, les champs d'entrée du simulateur (variables nuageuses) ont été analysés et validés. Des diagnostics facilitant la comparaison (cartes d'occurrences par exemple) observations/simulations ont été développés. La comparaison des sorties des simulateurs COSP aux observations radar et lidar montre que les stratocumulus marins à l'est des anticycloniques sub-tropicaux sont sous-estimés. Au contraire la fraction nuageuse (basse, moyenne et haute) est sur-estimée dans la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT), alors que le sommet des nuages convectifs profonds est sous-estimés. Par contre, si les observations radar exhibent une sous-estimation des nuages bas aux moyennes latitudes, celle-ci n'est pas retrouvée dans les observations lidar sans doute du fait d'une épaisseur optique trop grande des systèmes nuageux des moyennes latitudes pour le lidar.

Pour l'optimisation du nombre de sous-colonnes sur lequel le simulateur échantillonne les nuages, des outils tels que les diagrammes de dispersion et les variations de l'erreur quadratique moyenne ont été développés. Il semble que l'on ait besoin de davantage de sous-colonnes pour obtenir un résultat stable avec le radar qu'avec le lidar, ce qui est sans doute lié à l'extinction plus rapide du signal lidar sur la verticale. Dans le cas où l'on souhaiterait utiliser simultanément les deux simulateurs aux échelles quotidienne et mensuelle, un nombre de 150 sous-colonnes paraîtrait raisonnable.

Les perspectives de l'étude peuvent concerner les entrées du simulateur.

Ainsi, la sensibilité aux conditions initiales utilisées pour la simulation ARPEGE pourrait être étudiée. Des questions relatives à l'implantation du simulateur en sortie du modèle pourraient être explorées : moyenne temporelle effectuée ou non en entrée du simulateur ? Par exemple, en entrée du lidar, on pourrait tester la sensibilité du signal simulé à l'utilisation de moyennes journalières [Chepfer et al.] ou de 8 échéances trihoraires (conservation du cycle diurne en entrée du simulateur)?

La sensibilité des résultats à la fréquence d'appels du simulateur devrait être étudiée; des premiers résultats semblent montrer un impact non négligeable (jusqu'à 25 % de différence, localement et sur un mois).

Des tests de sensibilité à la résolution verticale et à la résolution horizontale des simulations ARPEGE, donc des champs d'entrée du simulateur, devraient être menés. Il serait intéressant d'étudier si la sensibilité obtenue en entrée du simulateur est reproduite ou non à la sortie du simulateur.

Les résultats obtenus ici l'ont été pour la physique pronostique du modèle ARPEGE opérationnel avec la résolution verticale et horizontale des runs réalisés pour l'exercice du GIEC. Il faut envisager de réaliser des tests avec la physique de l'AR V de l'IPCC (physique diagnostique). Avec la physique diagnostique, les tests de sensibilité du simulateur radar à la microphysique devraient être élargis puisque aucune hypothèse n'est faite dans cette version de la physique.

A l'intérieur du simulateur, il faudrait effectuer des tests de sensibilité des résultats du simulateur radar aux hypothèses microphysiques (tests sur les espèces nuageuses et les espèces précipitantes convectives, pour lesquelles il n'y a pas d'hypothèse dans le modèle ; les espèces précipitantes de grande échelle sont décrites par les hypothèses du schéma de Lopez (2002)).

De manière analogue, il faudrait tester la sensibilité des résultats du simulateur lidar aux hypothèses relatives aux rayons effectifs. Dans le modèle ARPEGE, des hypothèses de calcul sont proposées, mais uniquement pour les espèces nuageuses, pas pour les espèces précipitantes.

Le passage des flux de précipitation aux rapports de mélange est fait dans le simulateur avec les hypothèses de Khairoutdinov et Randall (2003) ; mais d'autres formulations existent en fonction des distributions des hydrométéores ; cela nécessiterait donc une série de tests de sensibilité à la formulation de passage des flux aux rapports de mélange.

Le code du simulateur lidar n'utilise pas les flux de précipitation, ce qui induit sans doute un déficit des nuages moyens. Il serait intéressant de juger de l'impact de la prise en compte des précipitations dans le simulateur lidar.

Enfin, en sortie du simulateur, on pourrait réaliser des tests de sensibilité selon que les résultats des simulateurs sont demandés sur les niveaux modèle ou sur les 40 niveaux CloudSat.

Des tests de sensibilité de la validation des résultats de manière globale ou sous la trace du satellite permettraient d'évaluer l'impact de l'échantillonnage.

Et, de manière plus générale, l'apport du simulateur, par rapport aux méthodes de validation des nuages plus « classiques », devrait être analysé et évalué. L'analyse des résultats obtenus pourrait bénéficier d'une étude par zones géographiques (Tropiques/Moyennes Latitudes/ zoom sur la zone AMMA...). Enfin, il serait intéressant de mener des études de cas sur des zones privilégiées du globe (warm-pool, moyennes latitudes...).

Bibliographie

Articles :

Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart and E. Richard, 2001: A mass flux convection scheme for regional and global models, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 869-886.

Bodas-Salcedo A., et al. (2008) Evaluating cloud systems in the met office global forecast model using simulated CloudSat radar reflectivities. *J. Geophys. Res.* 113(D00A13).

Bougeault, P., 1982. Cloud-ensemble relation based on the Gamma probability distribution for the higher-order models of the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 39, pp. 2691–2700

Bougeault, Ph., 1985: A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 2108–2121.

Bougeault, Ph., and Lacarrère, P., 1989 : Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta scale model. *MWR*, 117, p.1872-1890.

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, D00H16.

Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, M. Chiriaco, J.-L. Dufresne and G. Sèze, 2008: Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L15704.

Chiriaco, M., R. Vautard, H. Chepfer, M. Haeffelin, Y. Wanherdrick, Y. Morille, A. Protat, J. Dudhia, and C. F. Mass (2006), The ability of MM5 to simulate thin ice clouds: Systematic comparisons with lidar/radar and fluxes measurements, *Mon. Weather Rev.*, 134, 897–918.

Cuxart, J., Bougeault, Ph. and Redelsperger, J-L., 2000 : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *QJRM*S, 126, p.1-30.

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. Climate* , Vol. 21, No. 19.

Fouquart, Y., and B. Bonnel, 1980: Computations of solar heating of the earth's atmosphere: a new parameterization. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 53, 35-62.

Francis, P. N., A. Jones, R. W. Saunders, K. P. Shine, A. Slingo, and Zhian Sun, 1994: An observational and theoretical study of the radiative properties of cirrus: Some results from ICE '89. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 120, 809-848.

Jakob, C., and S. A. Klein (1999), The role of vertically varying cloud fraction in the parametrization of microphysical processes in the ECMWF model, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 941– 965.

- Khairoutdinov, M., and D. Randall (2003): Cloud Resolving Modeling of the ARM summer 1997 IOP: Model formulation, results, uncertainties, and sensitivities. *J. Atmos. Sci.*, 60, pp. 607–625
- Lopez, Ph., 2002 : Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 128, p.229-257
- Marchand, R., G. G. Mace, T. Ackerman, and G. Stephens (2008), Hydrometeor detection using CloudSat—An Earth-orbiting 94-GHz cloud radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25, 519 – 533.
- Marshall J. S. and W.M. Palmer, "The distribution of raindrops with size," *Journal of Meteorology*, Vol. 5 (1948), pp. 165-166.
- Stephens, G.L., S. Tsay, P.W. Stackhouse Jr and P.J. Flatau, 1990: The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback, *Journ. Atmosph. Sci.*, 47, 14, 1742-1753.
- Stephens, G. L., D. G. Vane, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. J. O'Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden, S. D. Miller, R. T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and the CloudSat Science Team, 2002: The CloudSat mission and the A-TRAIN: A new dimension to space-based observations of clouds and precipitation. In *Bull. Am. Met. Soc.*, 83, 1771-1790.
- Xu, K.-M. and Randall, D. A. (1996). A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, 53 :3084–3102.
- Winker, D. M., B. H. Hunt, and M. J. McGill (2007), Initial performance assessment of CALIOP, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19803.
- Winker D., S. T., Gille J., Craig C., Khosravi R., Barnett J., Read W., and Massie (2010): HIRDLS and CALIPSO observations of tropical cirrus, *J. Geophys. Res.*, 115, D00H11.
- Winker, D. M., J. Pelon, J. A. Coakley, Jr., S. A. Ackerman, R. J. Charlson, P. R. Colarco, P. Flamant, Q. Fu, R. Hoff, C. Kittaka, T. L. Kubar, H. LeTreat, M. P. McCormick, G. Megie, L. Poole, K. Powell, C. Trepte, M. A. Vaughan, B. A. Wielicki, 2010. The Calipso Mission: A Global 3D View Of Aerosols And Clouds, *Bull. Am. Met. Soc.* (submitted)
- Zhang Y., S. A. Klein, G. G. Mace, and J. Boyle, 2007: Cluster analysis of tropical clouds using CloudSat data. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12813.
- Zeng, X., W.K. Tao, M. Zhang, C. Peters-Lidard, S. Lang, J. Simpson, S. Kumar, S. Xie, J.V. Geiger, C.L. Shie, and J.L. Eastman, 2007: Evaluation of long-term cloud resolving modeling with observational cloudy data. *J. Atmos. Sci.*, 64, 4153–4177.

Sites internet

<http://cloudsat.atmos.colostate.edu>
<http://cfmip.metoffice.com/>
<http://cfmip.metoffice.com/COSP.html>
<http://groups.google.com/group/cosp-user>).
<http://smc.cnes.fr/>
<http://smc.cnes.fr/CALIPSO/Fr/>
<http://smc.cnes.fr/PARASOL/Fr/a-train.htm>
<http://www.cnrm.meteo.fr/ama2010/>
http://www.ecmwf.int/research/EU_projects/EUCLIPSE/
<http://www.nasa.gov>
http://www.nasa.gov/mission_pages/cloudsat/multimedia/a-train.html

Projects :

Titre du projet : Développement et Evaluation PHYsiques des modèles atmosphériques 2010.

Nom des porteurs du projet : Frédéric Hourdin (LMD/IPSL), François Bouyssel (Météo-France/CNRM/GAME), et Marie-Pierre Lefebvre (Météo-France/IPSL)

Référence : AO2010-517926 - Dephy

Titre du projet : EU Cloud Intercomparison, Process Study & Evaluation Project 2009

Organization: Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI) Wilhelminalaan PO Box 201, NETHERLANDS

Référence : 244067