Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :
Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse)

Discipline ou spécialité :

Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Présentée et soutenue par :
François FAIJAN

le : mercredi 21 novembre 2012

Titre :

Vers une meilleure utilisation des observations du sondeur IASI pour la restitution des profils atmosphériques en conditions nuageuses

---

Ecole doctorale :
Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :
CMS - CNRM/GAME

Directeur(s) de Thèse :
Florence RABIER
Lydie LAVANANT

Rapporteurs :

Philippe DUBUISSON
Jacques PELON

Membre(s) du jury :

Jean-Luc ATTIE, Président du jury
Tony McNALLY, Membre
Thierry PHULPIN, Membre

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à Lydie Lavanant et Florence Rabier qui sont les co-directrices de cette thèse. La collaboration que nous avons eu avec Lydie durant ces trois années d'études m'a été d'une grande richesse d'un point de vue professionnel et extra-professionnel ; son investissement sans faille a permis d'avancer significativement sur un sujet de recherche novateur dans le domaine de l'assimilation de données. Enfin, sa rigueur scientifique dont j'ai pu bénéficier a été un atout majeur à la réussite de cette étude. Florence Rabier qui a toujours eu un œil très attentif sur les résultats obtenus malgré notre éloignement géographique, a su orienter judicieusement les travaux quand il le fallait. Son optimisme a été un élément clé pour relancer notre étude quand les résultats n'étaient pas à la hauteur de ceux espérés. Pour toutes ces raisons je les remercie très chaleureusement.

En second lieu, je remercie l'ensemble du service R&D du CMS de Lannion pour l'accueil qui m'a été réservé durant ces trois années. Hervé Roquet a su m'écouter pour l'ensemble des problèmes administratifs et a fait en sorte que mon passage dans le service se déroule sans encombres. Je remercie Pascal Brunel pour son expertise sur ce merveilleux logiciel qu'est RTTOV ; Jérôme Vidot pour avoir apporté son expérience sur les nuages dans nos discussions ; Françoise Orain pour ces précieux conseils qui m'ont été utiles à l'oral.

Je remercie Philippe Dubuisson et Jacques Pelon rapporteurs de ce travail de recherche. Merci pour leur efficacité, leurs remarques et questions à chaque fois pertinentes. Je n'oublie pas Jean Luc ATTIE qui a présidé le jury.

Cette étude n'aurait pas pu se faire sans collaborations scientifiques. A ce titre je remercie Pascal Prunet de la société Noveltis pour le logiciel Scénes Hétérogènes. Le modèle de transfert radiatif HISCRTM nous a gracieusement été fourni par Jun Li et Elizabeth Weiz de la CIMSS, merci à eux. Je suis reconnaissant envers le centre ICARE pour nous avoir fourni les profils nuageux DarDar. Le comité de thèse comprenait Thierry Phulpin et Tony McNally, leur présence et leurs commentaires avisés tout au long de ces trois années de recherche doivent également être soulignés et remerciés.

Il est de tradition d'enchainer sur des remerciements un peu plus personnels. Je ne dérogerai donc pas à cette règle. Bon nombre de personnes vont être citées sans expliciter le pourquoi, mais je vous donne un indice : ils aiment le ballon ovale… Mickaël, Nicolas, Julien, François, Christophe, Damien, Stevan, Steven, Dominique, Baptiste, Patrice, Didier, Thomas, Jean-Jacques, Thierry, Pascal, Tristan, Etienne, Frédéric, Vincent, Guillaume, Manu, Yoann, Yann, Sylvain, Jean-François, Brice, Rémi, Camille, Yannick, Gaël, Philippe et les autres. Ils méritent largement leur présence dans ces remerciements à la vue de la joie et du bonheur inlassable que j'ai de les côtoyer très régulièrement.

Je finirai ma litanie en remerciant mes parents pour leur constante bienveillance à mon égard, pour la relecture attentive de ce manuscrit et pour avoir toujours soutenu mes projets. Ma sœur et mon frère ont également été de solides soutiens durant ces années de thèse, un très grand merci à eux deux. Enfin, merci à Lénaïg pour sa constante bonne humeur, sa spontanéité, sa joie de vivre, son sourire qui ont agréablement accompagné cette étude.

Résumé

Le sondeur hyperspectral infrarouge IASI, dont le premier modèle vole depuis 2006 sur le satellite défilant météorologique Metop-A, a déjà conduit à des retombées scientifiques très spectaculaires, en prévision météorologique et pour l'étude de la composition atmosphérique et du climat. Les mesures du sondeur sont toutefois largement sous exploitées, ceci en grande partie dû à la présence des nuages dans l'atmosphère. Ces derniers interagissent avec le rayonnement incident de façon hautement non-linéaire rendant le traitement de la mesure du sondeur bien plus complexe, voire parfois rédhibitoire pour accéder, depuis l'espace, aux propriétés des couches atmosphériques situées au-dessus du nuage. Cependant, au vu de la quantité d'informations potentielles qu'offre les sondeurs, la communauté scientifique s'intéresse de près à l'exploitation des radiances nuageuses, et c'est dans ce cadre que s'inscrivent les travaux de recherche de cette thèse. Nous proposons d'étudier deux schémas nuageux radicalement différents : la clarification nuageuse et un schéma permettant de simuler la radiance nuageuse en utilisant les propriétés optique et microphysique des nuages.

La première de ces méthodes, initiée par Smith et *al.* (1968), permet sous certaines conditions, de faire abstraction du nuage dans le pixel IASI. La méthode est basée sur l'algorithme du logiciel Scènes Hétérogènes du CNES. Après une première étape de validation, les performances de la méthode sont évaluées à travers la quantité d'informations indépendantes qu'offre la clarification par rapport à une chaîne de traitement des radiances nuageuses mise en place au CMS. Les résultats sont favorables à la méthode testée, permettant de traiter les couches atmosphériques situées sous le nuage, possédant donc une quantité d'informations plus importante. Cependant la clarification repose sur une hypothèse forte d'homogénéité atmosphérique et ne s'applique qu'à 15% des situations nuageuses.

La seconde méthode est une simulation de la radiance nuageuse par des modèles de transfert radiatif rapides utilisant les propriétés optique et microphysique du nuage. Cette méthode présente l'avantage majeur d'utiliser les mêmes profils nuageux que ceux produits par les modèles de prévision numérique, laissant entrevoir l'assimilation de ces profils à partir de la mesure IASI. Cependant, l'utilisation de ces modèles de transfert radiatif rapides dans le cadre d'une assimilation de données, n'en est encore qu'à ses prémices ; très peu d'études ont été menées sur ce sujet. Nous proposons une étude en trois étapes permettant une utilisation en opérationnel, de ces modèles de transfert radiatif. La première étape est une compréhension des modèles et de leur validité en réalisant quelques études de cas s'appuyant sur la campagne de mesures de Lindenberg. Ensuite, dans le cadre de la campagne ConcordIasi, une statistique est réalisée mettant en place des filtrages pour sélectionner uniquement les profils nuageux cohérents avec l'observation IASI. La dernière étape est une application en global ; les statistiques révèlent une nette amélioration des écarts à l'ébauche grâce aux filtres, passant de 8K à 2K. Nous proposons tout au long de l'étude une discussion sur les modèles utilisés (RTTOV et HISCRTM), leurs points forts et leurs défaillances. Enfin, l'ultime étape permet d'évaluer les performances des profils nuageux issus des modèles de prévision numérique.

Abstract

The IASI hyperspectral infrared sounding interferometer, the first model of which has been flown on board the meteorological polar orbiting satellite MetOp-A since 2006, has already led to spectacular scientific breakthroughs in both weather forecasting and research into atmospheric composition and the climate. Measurements from the sounders are however largely underutilised, mainly because of the presence of clouds in the atmosphere. The highly non-linear way in which the clouds interact with incident radiation makes analysis of the readings much more complex, and can sometimes even prohibit access from space to the properties of not only the atmospheric layers located above the cloud, but also below them in the case of semi-transparency. However, in view of the potential amount of information offered by the sounders, the scientific community is very interested in exploiting cloud radiance. The research for this thesis stems from this interest. We plan to study two radically different cloud schemes: cloud clarification and a scheme which allows for simulation of cloud radiance by using the optical and microphysical properties of clouds.

The first of these methods, initiated by Smith et *al.* (1968), allows us under certain conditions to disregard the cloud in the IASI pixel. This method is based on the CNES Heterogeneous Scenes software algorithm. After a first validation step, method performance is evaluated by the amount of independent information offered by the clarification, compared to a cloud radiance process chain established at CMS. The results are favorable to the tested method allowing us to deal with atmospheric layers under the cloud, which have therefore larger quantities. However clarification is based on a strong assumption of atmospheric homogeneity and only applies to 15% of cloud situations. The second method is a simulation of cloud radiance by fast radiative transfer models using the optical and microphysical properties of the cloud. The major advantage of this method is that it uses the same cloud profiles as those produced by numerical weather prediction models, allowing assimilation of these profiles from the IASI measurement. However, the use of these fast radiative transfer models in the context of data assimilation is still in the early stages, very few studies have been conducted on this topic. We are proposing a three-phase study which will allow for an operational use of these radiative transfer models. The first step is validation. This is done by conducting several case studies based on Lindenberg's measurement campaign. Then, within the framework of the ConcordIasi campaign, a statistical analysis will be carried out by introducing filtering, to select cloud profiles which are consistent with the IASI observations. The last step is an overall application, the statistics showing a clear improvement in deviation from the draft thanks to the filters, going from 8K to 2K. Throughout the study we will discuss the models used (RTTOV and HISCRTM), their strengths and weaknesses. Finally the last step allows us to evaluate the performance of the cloud profiles obtained by the digital forecasting models.

Table des matières

REMERCIEMENTS ..... **I**
RESUME ..... **III**
ABSTRACT ..... **V**
TABLE DES MATIERES ..... **VII**
LISTE DES FIGURES ..... **XI**

INTRODUCTION GENERALE **1**

PREMIERE PARTIE : THEORIES ET CONCEPTS **9**

CHAPITRE 1. CONCEPTS GENERAUX **11**
1.1. TELEDETECTION DEPUIS L'ESPACE 12
1.1.1. Principe de télédétection *12*
1.1.2. Satellites *12*
1.2. DESCRIPTION DU SIGNAL MESURE 14
1.2.1. Émission du rayonnement *14*
1.2.2. Extinction du rayonnement *16*
1.2.2.1. Absorption 16
1.2.2.2. Diffusion 17
1.2.2.3. Quantification de l'extinction 18
1.2.3. Fonctions de poids *19*
1.2.4. Jacobiens *19*
1.3. ÉQUATION DE TRANSFERT RADIATIF 20
1.3.1. ETR en atmosphère claire *20*
1.3.2. ETR en condition nuageuse *21*
1.4. MODELE DE TRANSFERT RADIATIF 23
1.4.1. Modèles raie par raie *23*
1.4.2. Modèles rapides *24*
1.4.2.1. L'exemple de RTTOV 24
1.5. SONDEUR ET IMAGEUR 25
1.5.1. Sondeur IASI *26*
1.5.1.1. Sondage en condition nuageuse 27
1.5.2. Imageur AVHRR *29*
1.6. LA RESTITUTION DE PROFILS 29
1.6.1. Modèles variationnels 1D-Var *30*
1.6.2. Sélection de canaux *32*

CHAPITRE 2. LES NUAGES **35**
2.1. GENERALITES 36
2.1.1. Caractérisation des nuages *36*
2.1.2. Interactions rayonnement-nuages *37*
2.1.3. Masque nuageux *38*
2.1.4. Vers une utilisation de la microphysique du nuage *39*
2.2. PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUES DES NUAGES 39

2.2.1. Fonction de phase *40*
2.2.2. Propriétés des particules nuageuses *41*
2.2.2.1. Géométrie des particules nuageuses 41
2.2.2.2. Taille des particules nuageuses 43
2.2.2.3. Fonction de phase des particules nuageuses 45
2.2.3. Indice de réfraction des nuages *45*
2.2.4. Contenu en eau *46*
2.2.5. Épaisseur optique nuageuse *47*
2.3. PROPRIETES RADIATIVES DES NUAGES 48
2.3.1. Nuages d'eau liquide *48*
2.3.2. Nuages d'eau glacée *50*
2.4. MODELISATION DES NUAGES DANS LES MODELES DE PNT 52
2.4.1. Météo-France *53*
2.4.2. CEPMMT *54*

CHAPITRE 3. TRAITEMENT DES RADIANCES NUAGEUSES 57
3.1. UTILISATION DES CANAUX NON AFFECTES PAR LE NUAGE 58
3.1.1. Le schéma du CEPMMT *58*
3.1.2. Radiances clarifiées *59*
3.2. NUAGES CONSIDERES COMME CORPS GRIS 60
3.2.1. L'algorithme de détection et de caractérisation nuageuse *60*
3.3. RTM INCLUANT LA MICROPHYSIQUE DU NUAGE 62
3.3.1. RTTOV *62*
3.3.1.1. Principe 62
3.3.1.2. Calculs des propriétés optiques des cristaux 63
3.3.1.3. Calculs des propriétés radiatives du nuage 63
3.3.1.4. Interface entre modèle et utilisateur 66
3.3.1.5. Couverture nuageuse 68
3.3.2. HISCRTM *68*
3.3.2.1. Principe 68
3.3.2.2. Calculs des propriétés optiques des cristaux 68
3.3.2.3. Calculs des propriétés radiatives du nuage 69
3.3.2.4. Interface entre modèle et utilisateur 71
3.3.2.5. Couverture nuageuse 73
3.3.3. Discussion *73*
3.3.3.1. Tailles et formes des cristaux 73

DEUXIEME PARTIE : CARACTERISATION ET VALIDATION DES SCHEMAS NUAGEUX 77

CHAPITRE 4. CLARIFICATION DES RADIANCES NUAGEUSES 81
4.1. LOGICIEL SCENES HETEROGENES 81
4.1.1. Classification et regroupement *82*
4.1.2. Décomposition *83*
4.2. VALIDATION DU LOGICIEL 85
4.2.1. Mise en place de l'expérimentation *85*
4.2.2. Résultats *86*
4.3. APPORT DE LA METHODE 89
4.3.1. Simulation des radiances nuageuses *89*
4.3.2. Comparaison du contenu en information *89*
4.3.3. Résultats *91*
4.4. CONCLUSION 93

CHAPITRE 5. UTILISATION DES SCHEMAS MICROPHYSIQUES A PARTIR DE DONNEES IN-SITU 95
5.1. PRESENTATION DE LA CAMPAGNE DE LINDENBERG 95
5.1.1. Instrumentations et données utilisées 96
5.1.2. Méthodologie 97
5.2. RESULTATS 97
5.2.1. Radiances claires 98
5.2.2. Nuage bas opaque 98
5.2.2.1. Saturation des modèles microphysiques 102
5.2.2.2. Type du nuage liquide 103
5.2.3. Nuage semi-transparent 104
5.2.4. Nuage multicouche 109
5.2.5. Nuage haut opaque 111
5.2.6. Synthèse des situations nuageuses 114
5.3. DISCUSSION 115

CHAPITRE 6. CAMPAGNE CONCORDIASI 117
6.1. PRESENTATION DE LA CAMPAGNE CONCORDIASI 117
6.2. FICHIER DE CO-REGISTRATION 118
6.3. PROFILS DARDAR 121
6.4. MISE EN PLACE ET PREMIERS RESULTATS 122
6.5. MISE EN PLACE D'UNE METHODE DE SCREENING 124
6.5.1. Nuages opaques 124
6.5.1.1. Problèmatique et proposition de filtre 124
6.5.1.2. Résultats 125
6.5.1.3. Impact de la paramétrisation 126
6.5.2. Nuages semi-transparents 128
6.5.2.1. Problématique et proposition de filtre 128
6.5.2.2. Résultats 129
6.5.2.3. Impact de la paramétrisation 130
6.6. CONCLUSIONS 132

TROISIEME PARTIE : APPLICATION EN GLOBAL DES SCHEMAS MICROPHYSIQUES 133

CHAPITRE 7. EVALUATION DES SCHEMAS MICROPHYSIQUES EN GLOBAL 135
7.1. OBJECTIF DE L'ETUDE 135
7.2. MISE EN PLACE 136
7.2.1. Données de la prévision 136
7.2.2. Situations traitées 136
7.2.3. Cohérence entre observations et prévisions 137
7.3. RESULTATS 139
7.3.1. Global 140
7.3.1.1. Nuages opaques 140
7.3.1.2. Nuages semi-transparents 142
7.3.2. Bandes de latitude 145
7.3.3. Terre mer 148
7.4. CONCLUSIONS 149

CINQUIEME PARTIE : CONCLUSIONS GENERALES 151

CHAPITRE 8. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....153
8.1. RAPPEL DE LA MOTIVATION ET DES OBJECTIFS DE CETTE ETUDE 153
8.2. TRAVAIL REALISE ET RESULTATS OBTENUS..... 154
8.2.1. Clarification nuageuse 154
8.2.2. Modèles de transfert radiatif microphysique..... 154
8.3. PERSPECTIVES..... 157
8.3.1. Perspectives sur les modèles de transfert radiatif..... 157
8.3.2. Perspectives générales sur l'assimilation de radiance nuageuse..... 158

BIBLIOGRAPHIE.....161

ANNEXES…….....171

ARTICLE ACCEPTE A JGR.....177

Liste des figures

Fig. 1.1 : Surface couverte par (a) les radiosondages sur une plage de 12h (b) le satellite géostationnaire Meteosat Seconde Génération en quelques minutes (c) le satellite Metop en 6h. 13
Fig. 1.2 : Variation de la brillance spectrale selon la loi de Planck en fonction du nombre d'onde, pour différentes valeurs de température du corps noir 15
Fig. 1.3 : Spectres de transmittance atmospherique pour l'ensemble de l'atmosphère (a), de la vapeur d'eau (b) et de divers composés gazeux (c) aux longueurs d'ondes infrarouges (Clerbaux et *al.,* 2003). 17
Fig. 1.4 : Fonctions de poids normalisées en fonction de la pression (ordonnée) des canaux IASI utilisé pour assimiler la température au dessus des surfaces maritimes (bleu) et la vapeur d'eau (rose). 20
Fig. 1.5 : Schéma du transfert radiatif en atmosphère nuageuse 21
Fig. 1.6 : Géométrie de navigation de IASI 27
Fig. 1.7 : Image de MSG visible haute résolution du 02 Mai 2012 à 9h00 UTC. Les spectres de la figure de droite représentent trois mesures de IASI pour le même instant. En rouge la ville de Lannion vue par IASI sous une atmosphère claire. En vert la radiance d'un nuage opaque et en bleu la radiance d'un nuage de type semi-transparent. Les localisations géographiques de ces spectres sont placées sur l'image MSG avec leurs couleurs respectives. 28
Fig. 1.8 : Masque nuageux MAIA construit à partir des Clusters AVHRR présents dans les pixels de IASI. La situation est la même que celle présentée dans la Fig. 1.7. 29
Fig. 1.9 : Exemple de minimisation de la fonction coût pour un système d'assimilation variationnelle 1D-Var 31
Fig. 1.10 : Nombre de degrés de liberté (DFS) du sondeur IASI pour différents paramètres atmosphériques en fonction du nombre de canaux sélectionnés (Ref : Rabier et *al.,* 2002). 33
Fig. 2.1 : Constellation de l'A-Train (www.nasa.gov) 39
Fig. 2.2 : Description des angles de diffusion 41
Fig. 2.3 : Type de cristaux de glace présents dans un nuage (www.SnowCrystals.com). a) colonne creuse, b) hexagonal plat, c) rosette trois branches, d) colonne plafonnée. 42
Fig. 2.4 : Fonctions de phase de six cristaux obtenues par modélisation à la longueur d'onde visible de 680 nm (Liou et *al.*, 2000). 45
Fig. 2.5 : Partie imaginaire de l'indice de réfraction de la glace dans l'infrarouge, compilation de six modélisations (Warren, 2008) 46
Fig. 2.6 : Distribution en taille (rayon), normalisée à une particule par cm^{-3}, pour 5 types de nuages d'eau présents dans OPAC 49
Fig. 2.7 : Coefficients d'extinction, de diffusion et d'absorption extrait de la base OPAC 50
Fig. 2.8 : Propriétés optiques de trois types de cristaux de glace (droxtal, hexagonal et agrégats) en fonction de la taille maximale du cristal (gauche) et du diamètre effectif (droite), (Wei et *al.*, 2004). 52
Fig. 2.9 : Représentation du schéma nuageux du modèle de prévision numérique ARPEGE de météo-France, la couleur jaune représente les variables pronostiques. 53
Fig. 2.10 : Recouvrement maximal (a), recouvrement aléatoire (b) et le recouvrement maximum aléatoire (c). 54
Fig. 2.11 : Représentation de l'ancien et du nouveau schéma nuageux du modèle de prévision numérique du CEPMMT, la couleur jaune représente les variables pronostiques. 55

Fig. 3.1 : Représentation schématique des jacobiens en température des canaux AIRS contaminés ou non par un nuage aux alentours de 600 hPa. (D'après McNally et Watts, 2003 ; source : www.ecmwf.int). 59
Fig. 3.2 : Propriétés radiatives des nuages de glace obtenues à partir des propriétés optiques des cristaux de type colonnes hexagonales à partir de différentes campagnes de mesures. Coefficient d'extinction en noir, coefficient de diffusion en rouge et d'absorption en vert (Matricardi, 2005). 64
Fig. 3.3 : Propriétés radiatives des nuages de glace obtenues à partir des propriétés optiques des cristaux agrégats à partir de différentes campagnes de mesures. Coefficient d'extinction en noir, coefficient de diffusion en rouge et d'absorption en vert (Matricardi, 2005). 65
Fig. 3.4 : Coefficients d'absorption et de diffusion divisés par le contenu en glace en fonction du diamètre effectif, pour 30 distributions de taille de particules nuageuses n(r). En bleu les cristaux de type agrégat ; en noir les colonnes hexagonales (Matricardi, 2005). 67
Fig. 3.5 : Représentation des quatre paramétrisations de taille de particules dans RTTOV 67
Fig. 3.6 : efficacité d'extinction moyenne, efficacité d'absorption moyenne, facteur d'asymétrie moyen et albédo de simple diffusion moyen en fonction du diamètre effectif, pour 4 longueurs IR. (Yang et *al.*, 2003) 71
Fig. 3.7 : Variation de la transmittance (T) et de la réflectance (R) nuageuse pour 4 longueurs d'ondes et quatre épaisseurs optique visibles. 73
Fig. 3.8 : Simulations de spectres IASI. 4 paramétrisations de RTTOV, en utilisant des cristaux de type colonnes hexagonales (A) et agrégats (B). Les spectres (C) représentent la simulation de températures de brillance avec HISCRTM. Le nuage simulé est situé entre 200 et 400 hPa et posséde une épaisseur optique visible égale à 2,04. 75
Fig. 3.9 : Simulation de radiances nuageuse par le modèle HISCRTM avec différentes valeurs de diamètre effectif entrainant un changement de l'épaisseur optique visible. 76
Fig. 4.1 : processus de décomposition du logiciel Scènes Hétérogènes. A) Observation du radiomètre avec les empreintes des pixels IASI en rouge. B) Classification des scènes observées et regroupement de ces scènes. C) Décomposition en spectres homogènes (Prunet, 2001). 82
Fig. 4.2 : Schéma du regroupement des classes pour se ramener à un maximum de 4 classes. Dans cet exemple les classes 2 et 5 ont été regroupées pour former la classe B, et la classe 4 et 6 pour former la classe D. Les numéros indiqués se réfèrent aux 3 étapes décrites précédemment. 83
Fig. 4.3 : Bruit instrumental de IASI. 85
Fig. 4.4 : Masque nuageux MAIA obtenu pour la journée du 27 septembre 2009. L'orbite du matin est représentée sur la carte du haut, celle de l'après midi est en dessous 86
Fig. 4.5 : Histogramme des amplifications de bruits obtenues pour les spectres clarifiés 87
Fig. 4.6 : Biais et écart-type entre synthétiques clairs et observés clairs (courbes noires) ; entre spectres clarifiés et observés clairs (courbes rouges). Statistique obtenue pour 8011 situations ayant un seuil inférieur à 1 pour l'amplification de bruit. 88
Fig. 4.7 : Géo-positionnement des situations 100% claires dans l'empreinte IASI (haut) et des situations clarifiées ayant une amplification de bruit inférieure ou égale à 1 (bas). 88
Fig. 4.8 : Représentation des jacobiens en température pour différents cas : a) ciel clair. b) nuage semi-transparent, c) nuage opaque, d) semi-nuageux. 91
Fig. 4.9 : Masque MAIA obtenu pour la demi journée d'étude 91
Fig. 4.10 : A) histogramme de différence de DFS (radiance nuageuse -radiance clarifiée) représentant 5401 situations. B) histogramme des DFS des radiances nuageuses (38375 situations). C) histogramme des DFS des radiances clarifiées (5401 situations). 92

Fig. 4.11 : Localisation des pixels A) Clarification nuageuse. B) Radiances nuageuses. L'échelle de couleur représente la valeur du DFS. 93
Fig. 5.1 : RMS des résidus extraits de RTTOV pour les 8 situations claires de Lindenberg, à partir des données de la prévision (bleu) et des données de Lindenberg (noir). 98
Fig. 5.2 : Profil radar de la journée du 2 juin. Le passage de Metop est symbolisé par les pointillés rouges. 99
Fig. 5.3 : Masque nuageux MAIA à partir des données de l'AVHRR pleine résolution. Lindenberg est localisé par la croix noire. 99
Fig. 5.4 : Image en composition colorée obtenue à partir des données de MSG du 02 juin à 09h00 UTC. La position de Lindenberg est symbolisée par une croix rouge. Les nuages de teinte jaune correspondent à des nuages bas. 100
Fig. 5.5 : Profil nuageux de la situation du 02 juin. En trait plein sont représentées les données de Lindenberg (passage de 8h53), en pointillés les profils de la prévision. 100
Fig. 5.6 : Spectre IASI de la situation du 02 Juin, (b) résidu (simulé-observé) obtenu avec la méthode classique, (c) résidu obtenu avec RTTOV et profils nuageux de Lindenberg, (d) résidu obtenu avec HISCRTM et profils nuageux de Lindenberg, (e) résidu obtenu avec RTTOV et profils nuageux de la prévision, (f) résidu obtenu avec HISCRTM et profils nuageux de la prévision. 101
Fig. 5.7 : Différence entre la température de brillance claire et température de brillance nuageuse simulée par RTTOV (bleu) et HISCRTM (vert) en fonction de l'épaisseur optique pour différents canaux (800, 900, 1200 et 1500 cm^{-1}). Les traits en pointillés représentent l'écart en température de brillance pour un nuage simulé comme étant un corps gris. La radiance nuageuse est simulée pour un nuage situé entre 200 et 400 hPa. 102
Fig. 5.8 : Résidus entre le spectre IASI et la simulation de la radiance nuageuse par RTTOV pour les 5 types de nuages liquide proposés par RTTOV. Le spectre du bas à gauche représente l'épaisseur optique IR pour ces 5 nuages et celle de HISCRTM (en noir). ..104
Fig. 5.9 : Variation spectrale de l'épaisseur optique nuageuse (zoom de la Fig. 5.8e ; se référer à la Fig. 5.8 pour la légende des couleurs). 104
Fig. 5.10 : Profil radar de la journée du 21 juin. Les passages de Metop sont symbolisés par les pointillées rouges. 105
Fig. 5.11 : Différence de température de brillance issue des canaux de l'observation IASI. La croix rouge symbolise la position du radar de Lindenberg, la croix verte le point de grille de la prévision utilisée et en bleu le pixel IASI. Le parcours de la radiosonde est tracé en noir sur la carte 105
Fig. 5.12 : Image en composition colorée obtenue à partir des données de MSG-SEVIRI du 21 juin à 09h00 UTC. La position de Lindenberg est symbolisée par une croix rouge. 106
Fig. 5.13 : masque nuageux MAIA à partir des données de l'AVHRR pleine résolution. Lindenberg est localisée par la croix rouge. 106
Fig. 5.14 : Profil nuageux de la situation du 21 juin. En trait plein sont représentées les données de Lindenberg, en pointillés les profils de la prévision. 107
Fig. 5.15 : (a) spectre IASI de la situation du 21 Juin, (b) résidu obtenu avec la méthode classique, (c) résidu obtenu avec RTTOV et profils nuageux de Lindenberg, (d) résidu obtenu avec HISCRTM et profils nuageux de Lindenberg, (e) résidu obtenu avec RTTOV et profils nuageux de la prévision, (f) résidu obtenu avec HISCRTM et profils nuageux de la prévision 107
Fig. 5.16 : Epaisseur optique restituée par RTTOV (noir) et HISCRTM (bleu) pour la situation du 21 juin 2007. 109
Fig. 5.17 : profil radar de la journée du 9 juin. Le passage de Metop est symbolisé par les pointillés rouges. 110

Fig. 5.18 : masque nuageux MAIA à partir des données de l'AVHRR pleine résolution. Lindenberg est localisée par la croix rouge. 110
Fig. 5.19 : Profil nuageux de la situation du 09 juin à 19h50. En trait plein est représenté le contenu en eau liquide, en pointillés le contenu en glace. 110
Fig. 5.20 : (a) spectre IASI de la situation du 09 Juin, (b) résidu obtenu avec la méthode classique, (c) résidu obtenu avec RTTOV et profils nuageux de Lindenberg, (d) résidu obtenu avec HISCRTM et profils nuageux de Lindenberg. 111
Fig. 5.21 : profil radar de la journée du 20 juin. Le passage de Metop est symbolisé par les pointillés rouges. 112
Fig. 5.22 : masque nuageux MAIA à partir des données de l'AVHRR pleine résolution. Lindenberg est localisée par la croix rouge. 112
Fig. 5.23 : Profil nuageux de la situation du 20 juin. En trait plein sont représentées les données de Lindenberg, en pointillés les profils de la prévision. 112
Fig. 5.24 : (a) Spectre IASI de la situation du 20 Juin, (b) résidu obtenu avec la méthode classique, (c) résidu RTTOV et profils nuageux de Lindenberg, (d) résidu HISCRTM et profils nuageux de Lindenberg, (e) résidu RTTOV et profils nuageux de la prévision, (f) résidu HISCRTM et profils nuageux de la prévision. 113
Fig. 6.2 : Répartition géographique des situations présentes dans le fichier de co-registration en Antarctique et Arctique. Le code de couleurs représente la pression de sommet de nuage associée. 118
Fig. 6.3 : Pressions de sommet de nuage IASI (CO_2-Slicing pour les semi-transparents et AVHRR pour les nuages opaques bas) comparées aux données du CPR de CloudSat ou de Caliop, quand le CPR ne voit rien (August et *al.*, 2011). 120
Fig. 6.4 : Statistiques des différences (observé-calculé) pour les spectres obtenus par HISCRTM et RTTOV et les 5 paramétrisations possibles. Les biais sont tracés en traits pointillés et les écart-types en traits pleins. 123
Fig. 6.5 : Histogrammes des résidus obtenus à 906 cm^{-1} par HISCRTM et RTTOV pour les 5 paramétrisations possibles. 124
Fig. 6.6 : Pression de sommet de nuage Dardar en fonction de la pression de sommet de nuage AVHRR. L'échelle de couleur représente le résidu entre HISCRTM et l'observation à 906 cm^{-1}. Le filtre appliqué est symbolisé par les traits noirs. 125
Fig. 6.7 : Statistiques spectrales, biais en pointillé et écarts-types en trait plein ; histogrammes des situations opaques simulées par HISCRTM et RTTOV. 126
Fig. 6.8 : Comparaison entre Tb simulée avec RTTOV et observée pour le canal 906 cm^{-1} et chacune des paramétrisations de RTTOV ainsi que le De optimisant les résidus. 127
Fig. 6.9 : Histogramme du diamètre effectif moyen déterminé pour chacune des paramétrisations et celui optimisant les résidus. 128
Fig. 6.10 : A) Emissivité du nuage calculée à partir du spectre IASI et la méthode du CO_2-Slicing (abscisse) en fonction de celle calculée par HISCRTM et le profil nuageux DarDar (ordonnée). B) Emissivité du nuage calculée à partir du spectre IASI et la méthode du CO_2-Slicing en fonction du contenu intégré en eau liquide et glace des profils DarDar. L'échelle de couleur représente le résidu HISCRTM à 906 cm^{-1}. 129
Fig. 6.11 : Statistiques spectrales et histogrammes des situations opaques simulées par HISCRTM et RTTOV. 130
Fig. 6.12 : Comparaison entre Tb simulée avec RTTOV et observée pour le canal 906 cm^{-1} et chacune des paramétrisations de RTTOV ainsi que le De optimisant les résidus. 131
Fig. 6.13 : Répartition du diamètre effectif moyen des 5 paramétrisations disponibles et du diamètre effectif moyen optimisant les résidus de RTTOV. 131
Fig. 7.1 : Température de brillance à 906 cm^{-1} obtenue par IASI lors de la journée du 1er février entre 00h et 12h UTC. 138

Fig. 7.2 : Masque nuageux AVHRR de la journée du 1er février entre 00h et 12h UTC 138
Fig. 7.3 : Contenu intégré en eau glacée issu de la prévision de la journée du 1er février entre 00h et 12h UTC. 139
Fig. 7.4 : Contenu intégré en eau liquide issu de la prévision de la journée du 1er février entre 00h et 12h UTC 139
Fig. 7.5 : Emissivité du nuage calculée à partir du spectre IASI en fonction de celui calculé par HISCRTM pour les situations semi-transparentes. L'échelle de couleur représente le résidu HISCRTM à 906 cm^{-1}. 140
Fig. 7.6 : Statistiques spectrales et histogrammes des situations opaques simulés par HISCRTM et RTTOV pour 6 jours de données. 141
Fig. 7.7 : situations géographiques des nuages opaques et leur biais à 906 cm^{-1} obtenues pour les 2 modèles de transfert radiatif. 142
Fig. 7.8 : Statistiques spectrales et histogrammes des situations semi-transparentes simulées par HISCRTM et RTTOV. 143
Fig. 7.9 : situations géographiques des nuages semi-transparents et leur biais à 906 cm^{-1} obtenues pour les 2 modèles de transfert radiatif. 144
Fig. 7.10 : Statistiques spectrales par bandes de latitudes des situations opaques simulées par HISCRTM et RTTOV. 146
Fig. 7.11 : Statistiques spectrales par bandes de latitudes des situations semi-transparentes simulées par HISCRTM et RTTOV. 147
Fig. 7.12 : Contenu intégré en glace moyen obtenu entre août 2006 et juillet 2007 issu de CloudSat (gauche) et de la prévision numérique (droite), Waliser et al. (2009). 148
Fig. 7.13 : Statistiques spectrales terre/mer des situations semi-transparentes simulées par HISCRTM et RTTOV. 149

Liste des tableaux

Tableau 2-1 Propriétés microphysiques des nuages d'eau liquide 49
Tableau 3-1 : Choix de la méthode utilisée pour déterminer les propriétés optiques des cristaux de type colonnes hexagonales. 63
Tableau 3-2 : Comparaison des deux modèles de transfert radiatif HISCRTM et RTTOV. 76
Tableau 5-1 : Synthèse des situations traitées avec les données nuageuses de Lindenberg. 114
Tableau 6-1 : Choix de la paramétrisation de RTTOV permettant de minimiser les résidus RTTOV pour les nuages opaques. 127
Tableau 6-2 : Choix de la paramétrisation de RTTOV permettant de minimiser les résidus RTTOV pour les nuages semi-transparents. 130
Tableau 7-1 : Choix de la paramétrisation de RTTOV permettant de minimiser les résidus RTTOV pour les nuages semi-transparents. 144

Glossaire

1D-VAR Assimilation VARiationnelle uni-dimensionnelle
3D-VAR Assimilation VARiationnelle tridimensionnelle
4D-VAR Assimilation VARiationnelle quadridimensionnell**e**
4AOP Automatized Atmospheric Absorption Atlas OPerational
AIRS Atmospheric Infra-Red Sounder
AMSU-A Advanced Microwave Sounding Unit, module A
AMSU-B Advanced Microwave Sounding Unit, module B
ARPEGE Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
ATMS Advanced Technology Microwave Sounder
AVHRR Advanced Very Hight Resolution Radiometer
CEPMMT Centre européen de prévision Météorologique à Moyen Terme
CIMSS Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies
CMS Centre de Météorologie Spatiale
CNES Centre National d'Etudes Spatiales
CNRM Centre National de Recherches Météorologiques
CrIS Cross-track Infra-red Sounder
CTP Cloud Top Pressure
CRTM Cloud Radiative Transfer Model
DFS Degrees of Freedom for Signal
DISORT DIScrete Ordinates Radiative Transfer
ECMWF Eurepan Center for Medium-range Weather Forecast (voir CEPMMT)
EPS Eumetsat Polar System
ESA Eurepean Spatial Agency
EUMETSAT Organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques
FIRE First ISCCP Regional Experiment
FDTD Finite-Difference Time Domain method
FOV Field of View
FOR Field of Regard
GEISA Gestion et Etude des Informations Spectroscopiques Atmosphériques
GIEC Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GOES Geostationary Operational Environmental Satellite
HITRAN high-resolution transmission
HISCRTM Cloud Radiativ Transfert Model
IASI Infrared Atmospheric Sounder Interferometer
ICARE Interactions Clouds Aerosols Radiation Etc
IFS Integrated Forecasting System (Modèle de prévision numérique du CEPMMT)
IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change
IRS InfraRouge Sounding (sondeur hyperspectral)
ISCCP International Satellite Cloud Climatology Project
JPSS Joint Polar Satellite Système
KCARTA kCompressed Atmospheric Radiative Transfer Algorithm
LIDAR LIght Detection And Ranging
METOP METeorological OPerational Satellite
MODIS MODerate Imager Spectroradiometer
MSG Météosat Second Géneration
MTG Météosat Third Géneration
NASA National Aeronautics and Space Administration

NWP Numerical Weather Prediction
PNT Prévision Numérique du Temps
RADAR Radio Detection And Ranging
RRTM Rapid Radiative Transfer Model
RTM Radiative Transfer Model
RTTOV Radiative Transfer for TOVS
SAF Satellite Application Facility
SEVIRI Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
SH Scènes Hétérogènes
UKMO United Kingdom Meteorological Office

Introduction Générale

Historique et généralités sur les nuages

Les nuages sont une composante principale de l'atmosphère recouvrant à chaque instant plus de 70% de la surface du globe terrestre. Les études scientifiques de ces hydrométéores ont commencé durant le XIXième siècle ; à l'origine il s'agissait d'une simple description pour des applications de prévisions du temps. L'arrivée de nouvelles techniques instrumentales, comme le radar dans les années 40, le lidar dans les années 60, mais également la possibilité d'effectuer des mesures in situ grâce à l'aviation, a relancé l'intérêt des nuages dans le milieu scientifique, trouvant son apogée avec la possibilité d'obtenir une vision globale des hydrométéores grâce à la «conquête de l'espace» dans les années 60. Ces outils scientifiques ont permis une meilleure compréhension des nuages sur leurs processus de formations, leur composition, leurs impacts sur le rayonnement solaire et tellurique. Les mécanismes de formation des nuages les plus courants sont : le soulèvement frontal, le soulèvement orographique, la convection et le refroidissement par la base… Leur composition est également connue, ils sont formés d'eau liquide ou glacée en suspension dans l'atmosphère. Enfin les processus physiques intervenant dans l'interaction du rayonnement avec le nuage sont la diffusion et l'absorption, qui sont quantifiables.

La prise en compte des nuages trouve des intérêts dans les modèles de prévision numérique du temps où une bonne connaissance des processus de formation des nuages est nécessaire. D'autre part, depuis quelques années, les nuages ont également trouvé leur place dans le domaine de l'assimilation de données des radiances nuageuses car la quantité d'informations provenant des satellites est en constante progression nécessitant, pour une totale exploitation, des modèles de transfert radiatif de plus en plus performants. Enfin, dans le cadre de la surveillance du climat et de son évolution, les nuages pourraient jouer un rôle prépondérant, comme cela est établi depuis la parution du premier rapport du GIEC en 1990.

La Prévision Numérique du Temps

La prévision numérique du temps a été imaginée dans les années 1920 et développée dans la seconde moitié du 20ième siècle avec des progrès qui suivent ceux de l'informatique. L'objectif de cette discipline consiste à prévoir le comportement atmosphérique par le biais de modèles dynamiques afin de décrire l'état futur de l'atmosphère. Cette discipline est basée sur des propriétés physiques comme la loi de conservation du mouvement (équations de Navier Stokes), conservation de la matière, loi des gaz parfaits, conservation de l'eau etc. La résolution de telles équations permet de prévoir le temps en obtenant une description sur l'évolution temporelle des paramètres atmosphériques que sont : la température, l'humidité, le vent ou encore la pression de surface. Cependant, la résolution formelle de ces équations est rendue extrêmement coûteuse en temps de calcul par la présence d'équations aux dérivées partielles non linéaires, il est alors nécessaire d'introduire des méthodes de calculs numériques qui permettent d'approcher la solution pour évaluer des dérivées partielles dans l'espace et dans le temps. Cela entraîne à la fois des simplifications d'équations, mais également une discrétisation spatiale et temporelle de l'atmosphère. La discrétisation spatiale se fait sur des points de grille que l'on appelle maillage, définis par un espacement en latitude, longitude et en altitude ; plus cet espacement sera fin, meilleure sera la description des phénomènes atmosphériques. Il faut donc trouver des compromis entre la résolution spatiale et la capacité à résoudre ces équations dans un temps limité. À Météo-France le modèle global ARPEGE possède une maille dynamique allant de 10 kilomètres en France, à 60 kilomètres aux antipodes et une résolution temporelle de 9 minutes. Le modèle global IFS du centre européen de prévision météorologique à moyen terme (CEPMMT) possède une grille linéaire de 16 kilomètres et une résolution temporelle de 12 minutes. Les phénomènes

dont l'échelle est inférieure à la résolution de la discrétisation (appelés phénomènes sous-maille) sont pris en compte par des paramétrisations physiques, mais ces dernières ne compensent pas parfaitement les limitations imposées par la résolution du modèle. Parmi les phénomènes sous maille, nous pouvons noter : la convection, les effets de l'orographie, les flux de turbulence, les effets radiatifs. Selon Vilhelm Bjerknes (Bjerknes, 1904), la précision des modèles du temps repose sur deux principes fondamentaux : des conditions initiales de l'atmosphère suffisamment précises ainsi qu'une précision sur les équations régissant l'état de l'atmosphère. En ce qui concerne les conditions initiales, ce point a grandement été amélioré par l'apparition des données satellitaires qui permet d'obtenir une information globale en un temps restreint. La puissance de calcul et le volume de stockage apportent une croissance exponentielle des ressources informatiques, contribuant ainsi à la précision des équations. Cela se traduit par une meilleure description du modèle spatialement, par un maillage plus fin, et temporellement. Cette finesse permet de réduire l'effet des incertitudes dans la paramétrisation des processus sous-maille.

La prévision numérique du temps est donc une modélisation de l'atmosphère réalisée par des équations de la physique et résolue par des simplifications et une discrétisation à la fois spatialement et temporellement de l'atmosphère. Un des paramètres essentiel à la résolution des équations précédemment citées sont les conditions initiales. Pour déterminer l'état de l'atmosphère à un instant futur, il est essentiel de connaître son état à l'instant présent. Ces conditions initiales sont données à la fois par le modèle lui-même mais également par les observations qui sont primordiales pour alimenter le modèle et ainsi résoudre les équations dynamiques de l'atmosphère.

L'importance de l'observation satellitaire dans la prévision

L'assimilation de données permet de combiner les équations du modèle avec les observations, le résultat, appelé analyse, donne une image précise de l'état réel de l'atmosphère. Cette technique, en constante évolution afin de suivre la quantité d'observations de plus en plus importantes, est, à l'origine, basée sur des algorithmes d'interpolation optimale (Grandin, 1965), puis a évolué vers des systèmes d'assimilation variationnels : tri- puis quadri-dimensionnels (Le Dimet and Talagrand, 1986 ; Talagrand and Courtier, 1987). Les techniques variationnelles cherchent à minimiser une fonction coût en diminuant l'écart entre l'observation et la simulation du modèle en ne s'éloignant pas de cette dernière. Le modèle quadridimensionnel permet de prendre en compte l'aspect variationnel du temps en plus des trois dimensions spatiales. L'observation utilisée pour alimenter l'assimilation de données a différentes origines instrumentales (radars, radiosondages, radiomètres etc.) permettant d'apporter au modèle de prévision numérique des informations complémentaires. De cette façon, les observations de surface, possédant une très bonne couverture sur terre et moins bonne sur mer, alimentent les modèles de prévision numérique pour définir la pression de surface mais ne permettent pas de fournir les champs d'altitude. Pour obtenir une bonne précision verticale de ces champs d'altitude, température ou humidité, le radiosondage est un élément clé. Cependant cette technique d'observation a une mauvaise résolution spatiale du globe terrestre. Les satellites permettent de couvrir le globe en quelques heures et offrent ainsi une très bonne couverture spatiale, mais avec une résolution verticale médiocre. Cette résolution verticale s'est toutefois considérablement améliorée avec l'arrivée de nouveaux sondeurs hyperspectraux comme AIRS (2002), IASI (2006), CrIS (2011) ou encore IRS sur MTG prévu aux environs de 2020. La prise en compte de ces données satellitaires a fondamentalement changé et révolutionné la discipline d'assimilation de données. Le passage des algorithmes d'interpolation optimale aux systèmes variationnels est grandement dû au fait que l'interpolation optimale n'était pas en mesure

d'assimiler les observations ayant une relation non-linéaire avec les variables du modèle. Cette bascule vers des systèmes variationnels a alors permis de tirer profit du volume considérable qu'offrent les données satellitaires (Figure **1**). Dans les années 80, l'assimilation était réalisée à partir de profils inversés de température ou d'humidité. Actuellement, les progrès réalisés permettent d'assimiler directement les radiances, celles-ci représentant l'observation la plus proche de la mesure des satellites. Ainsi, les techniques d'assimilation ne travaillent plus dans l'espace du modèle de prévision numérique (température, humidité, vent etc.) mais dans l'espace des radiances. Pour réaliser cela, il a fallu construire des modèles de transfert radiatif robustes et rapides permettant de passer d'un espace à l'autre. Cet effort a été réalisé au cours des années 80 et 90 au vu de l'augmentation sans cesse croissante de l'utilisation de données satellitaires.

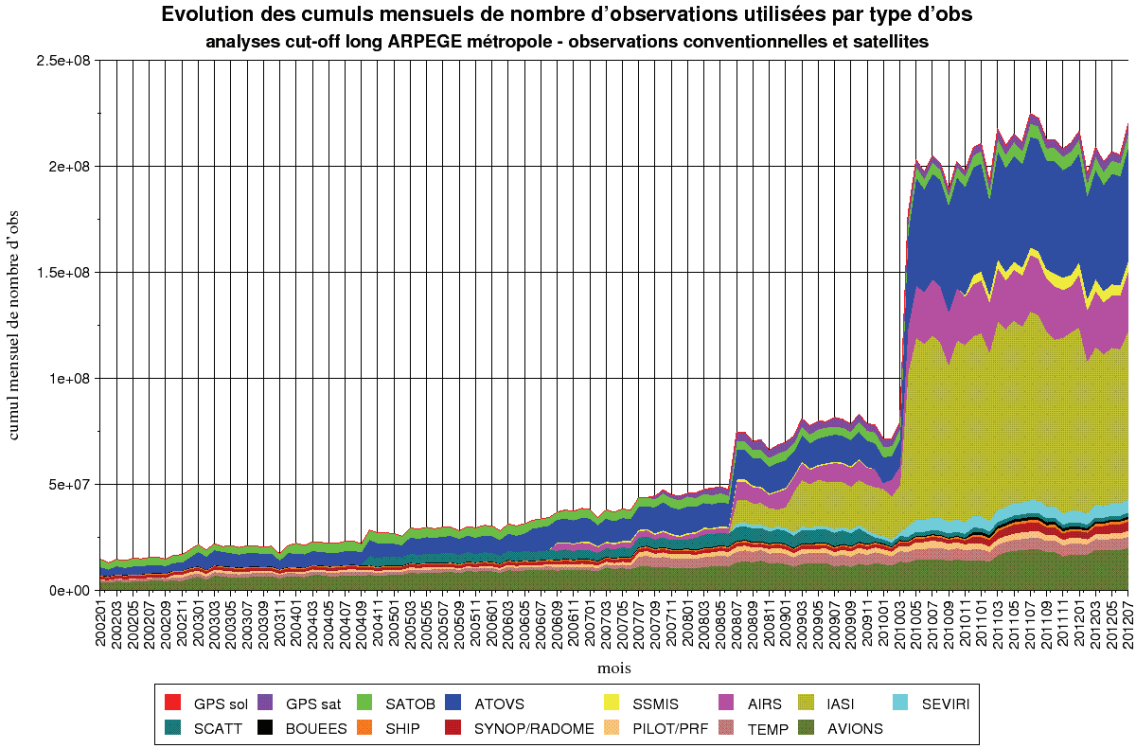


Figure 1 : évolution du nombre d'observations et leurs provenances dans le modèle de prévision numérique de Météo-France ARPEGE entre janvier 2002 et juillet 2012.

L'enjeu de l'assimilation des radiances nuageuses

L'utilisation des données satellitaires est introduite étape par étape dans les systèmes d'assimilation. Dans un premier temps l'assimilation des radiances était utilisée uniquement pour les situations de ciel clair. Cela a permis de considérablement améliorer les modèles de prévision numérique. Cependant l'utilisation exclusive des radiances claires n'est pas représentative de l'atmosphère car elle ne présente statistiquement que 30 % de la surface terrestre. La non prise en compte des radiances nuageuses a pour conséquence de biaiser la prévision numérique car l'information sur ces zones couvertes par les hydrométéores est synonyme de phénomènes météorologiques cruciaux (Fourrié et Rabier 2004 ; McNally 2002) qu'il est nécessaire de décrire dans un modèle de prévision numérique. C'est de ce constat qu'est apparue la nécessité de prendre en compte les radiances nuageuses. Par le caractère non linéaire des nuages et leur fugacité, ce défi n'est pas évident à relever. Pourtant

diverses techniques existent et sont mises en place, parmi lesquelles on relève la clarification des radiances nuageuses, méthode décrite par Smith et al (1986). Cette méthode permet de faire abstraction du nuage et ainsi d'extraire l'information sur toute la colonne atmosphérique. Les difficultés d'assimilation des radiances nuageuses sont dues principalement aux problèmes rencontrés par les modèles de prévision numérique à bien simuler les observations affectées par les nuages. Ceci est dû aux petites échelles spatiales et temporelles inhérentes aux processus de développement et de dissipation des nuages. Cependant, à partir d'un minimum de données nuageuses (altitude et couverture du nuage dans l'empreinte de l'instrument), la simulation des observations nuageuses est réalisable en considérant le nuage comme corps gris mais cela n'est applicable qu'à un nombre limité de situations. Cette technique est utilisée dans certains centres d'assimilation de données (Météo-France, CEPMMT etc.) il s'agit là d'un premier pas dans l'assimilation des radiances nuageuses. On obtient ainsi les variables thermodynamiques (température et humidité) de l'atmosphère au-dessus du nuage et dans le cas d'un nuage semi-transparent, ces informations s'étendent jusqu'à la surface. Pour aller plus loin dans l'utilisation de ces radiances nuageuses, les centres d'assimilation de données souhaiteraient fournir de l'information sur les variables physiques du modèle comme les contenus en glace et en eau liquide des nuages.

Vers une utilisation des propriétés optique et microphysique des nuages

Les propriétés microphysique et optique du nuage sont souvent représentées par l'épaisseur optique et le diamètre des particules composant les nuages. L'utilisation de ces propriétés permet d'obtenir une description plus fine du nuage dans les modèles de prévision numérique pour une meilleure prévision des phénomènes météorologiques. Depuis les années 2000, les centres de prévision numérique pronostiquent dans leurs modèles dynamiques les condensats nuageux (Météo-France (Lopez, 2002) CEPMMT (Forbes, 2011)). En parallèle, l'utilisation des sondeurs hyperspectraux infrarouge permet d'extraire ces mêmes variables nuageuses. Un des objectifs sous jacents de ces travaux de recherche est de se diriger vers une assimilation des radiances nuageuses pour initialiser les variables pronostiques nuageuses du modèle de prévision numérique à l'aide des observations des sondeurs IR. Tout comme la restitution des profils atmosphérique (température et humidité), l'assimilation de ces radiances nuageuses repose sur des modèles de transfert radiatif pouvant simuler les interactions qui existent entre le nuage et le rayonnement incident. Ces modèles, qui intègrent les propriétés microphysique et optique des nuages, existent depuis la fin des années 80 (DISORT, Stamnes 1988) ; cependant, ils ne sont pas adaptés à un contexte de météorologie opérationnelle. Pour cela, de nombreux efforts ont été réalisés pour diminuer ces temps de calculs. Ainsi des modèles de transfert radiatif rapides adaptés à un contexte opérationnel utilisent directement les variables nuageuses des modèles de prévision numérique laissant présager à moyen terme une assimilation des radiances nuageuse pour initialiser les variables nuageuses du modèle de prévision numérique du temps.

Objectifs et organisation de la thèse

Les travaux de recherche de cette thèse s'inscrivent dans la continuité de cette problématique d'assimilation des radiances nuageuses. Actuellement, Météo-France assimile les cas présentant une couverture totale dans l'empreinte de l'instrument et détermine les paramètres nuageux (émissivité effective et pression de sommet de nuage) à l'aide d'un algorithme nommé CO2-Slicing. Les situations traitées doivent répondre à d'autres contraintes, ce qui limite grandement le pourcentage de données nuageuses dans le système d'assimilation de

données (Guidard et *al.* 2011). Le CEPMMT traite les radiances nuageuses de IASI en utilisant les données du radiomètre AVHRR (McNally, 2008). Nous tentons, à travers ce manuscrit, de proposer de nouvelles solutions afin d'augmenter ce nombre de données. Ainsi, nous testons et qualifions deux méthodes radicalement opposées : la clarification et l'utilisation des propriétés microphysique et optique du nuage pour simuler l'observation nuageuse. Ces études comportent deux objectifs principaux :

- Tout d'abord, les processus de traitement que nous évaluons sont des procédés connus, dont le développement algorithmique est déjà réalisé. Cependant, l'utilisation de ces méthodes sur un sondeur hyperspectral n'a encore jamais été évaluée. Il est donc nécessaire dans une première étape, de caractériser, réaliser des études de sensibilité, ou suggérer des modifications à apporter à ces algorithmes. Nous proposons également des solutions afin d'augmenter les performances de ces méthodes.
- Dans une seconde étape, nous appliquons ces méthodes en conditions de type opérationnel. Nous évaluons ces méthodes en mesurant leur capacité à simuler les radiances observées par le sondeur IASI. Enfin nous en tirons des conclusions quant à leur utilisation.

Le manuscrit s'articule autour de trois étapes distinctes :

- La première partie, intitulée concepts généraux, donne les bases nécessaires à la compréhension de l'étude menée. Nous commençons dans le premier chapitre par des thèmes généraux comme le transfert radiatif, l'équation de transfert radiatif en conditions nuageuses ; nous faisons une description des sondeurs infrarouges hyperspectraux ; nous donnons également quelques notions d'assimilation de données à travers l'étude du 1D-Var. Dans le second chapitre, nous traitons les nuages par quelques descriptions de nuages suivies de leurs propriétés radiatives. Enfin, dans le troisième chapitre, nous traitons les méthodes permettant de traiter les radiances nuageuses. Parmi ces méthodes, nous faisons une description complète des logiciels que nous caractériserons par la suite, à savoir la clarification nuageuse ainsi que deux modèles de transfert radiatif RTTOV et HISCRTM.
- La seconde partie représente le cœur de l'étude. Nous y détaillerons les méthodes employées pour caractériser les logiciels de traitement des radiances nuageuses. Dans un premier temps nous évaluerons la clarification nuageuse ; nous discuterons sur les points positifs et négatifs de cette méthode et nous justifierons nos choix quant à l'utilisation de modèles de transfert radiatif incluant la microphysique du nuage. Nous enchaînerons tout naturellement vers ces modèles de transfert radiatif. Dans un premier temps à travers une campagne de mesures menée à Lindenberg durant l'été 2007 ; puis, dans le cadre de la campagne ConcordIasi, nous étudierons un fichier de co-registration satellitaire en zone polaire afin d'en tirer un protocole sur l'utilisation des radiances nuageuses.
- Enfin, dans la dernière partie, nous appliquons les résultats obtenus à travers les campagnes à un contexte opérationnel et global. Nous évaluerons donc les capacités des modèles de transfert radiatif incluant la microphysique à simuler les radiances nuageuses dans un tel contexte. Nous donnerons des pistes permettant d'améliorer leur utilisation.

Ce manuscrit de thèse se termine par des conclusions générales suivies de perspectives.

Première partie : théories et concepts

Chapitre 1. Concepts généraux

1.1. TELEDETECTION DEPUIS L'ESPACE 12
1.1.1. Principe de télédétection 12
1.1.2. Satellites 12
1.2. DESCRIPTION DU SIGNAL MESURE 14
1.2.1. Émission du rayonnement 14
1.2.2. Extinction du rayonnement 16
1.2.2.1. Absorption 16
1.2.2.2. Diffusion 17
1.2.2.3. Quantification de l'extinction 18
1.2.3. Fonctions de poids 19
1.2.4. Jacobiens 19
1.3. ÉQUATION DE TRANSFERT RADIATIF 20
1.3.1. ETR en atmosphère claire 20
1.3.2. ETR en condition nuageuse 21
1.4. MODELE DE TRANSFERT RADIATIF 23
1.4.1. Modèles raie par raie 23
1.4.2. Modèles rapides 24
1.4.2.1. L'exemple de RTTOV 24
1.5. SONDEUR ET IMAGEUR 25
1.5.1. Sondeur IASI 26
1.5.1.1. Sondage en condition nuageuse 27
1.5.2. Imageur AVHRR 29
1.6. LA RESTITUTION DE PROFILS 29
1.6.1. Modèles variationnels 1D-Var 30
1.6.2. Sélection de canaux 32

INTRODUCTION

L'utilisation des satellites scientifiques dédiés à l'étude de la terre et de son atmosphère permet de récolter de précieuses informations sur l'état atmosphérique mais également sur les propriétés des surfaces : mesures de température, concentrations de gaz, vitesse du vent, émissivité de surface, humidité des sols, température de surface de la mer etc. Toutes ces mesures trouvent leur utilité dans plusieurs applications telles que l'étude des processus météorologiques, la surveillance du climat ou encore la prévision numérique du temps. Pour toutes ces applications, la télédétection est devenue au fil du temps une composante principale de l'observation de l'atmosphère. Les instruments embarqués sur les plateformes satellitaires donnent une couverture globale tout en ayant d'assez bonnes résolutions spatiales et temporelles. L'interprétation du signal reçu par ces instruments nécessite une bonne compréhension des phénomènes physiques résultant de cette mesure : loi de Planck et principes généraux du transfert radiatif. L'observation instrumentale est comparée au modèle de prévision numérique pour en estimer la validité et le corriger si nécessaire. Il faut calculer les équivalents permettant de passer de l'espace du modèle à celui des observations reçues par l'instrument. Cette étape est réalisée par des opérateurs utilisant les équations de transfert

radiatif et s'attache à formuler la relation existant entre l'état de l'atmosphère et le rayonnement électromagnétique atteignant l'instrument. En fin de chapitre, le sondeur hyperspectral IASI embarqué à bord du satellite Metop est caractérisé. Ce dernier représente une grande avancée technologique dans la prévision numérique bien qu'il ne soit pas exploité au maximum en terme de nombre de canaux utilisés et du fait de son utilisation restreinte, en majorité, au ciel clair.

1.1. Télédétection depuis l'espace

1.1.1. Principe de télédétection

La télédétection est une technique de mesure permettant de restituer les paramètres physiques d'un milieu ou d'un corps sans contact à partir de l'analyse de l'onde électromagnétique ou acoustique émise par le milieu ou le corps que l'on souhaite caractériser. Il existe deux grandes familles d'instruments se basant sur ce principe : les télédétections passive et active. Celles-ci se différencient par l'origine de l'onde mesurée par l'instrument : naturelle (passif) ou artificielle (actif). Dans le second cas, l'onde est générée par l'instrument lui-même. Le sonar, le lidar et le radar sont des instruments basés sur ce principe de télédétection active, la différence étant le type et la fréquence de l'onde émise pour interagir avec le milieu à mesurer : onde acoustique pour le sonar et électromagnétique pour le radar et le lidar. L'instrumentation dédiée à la télédétection passive est appelée radiomètre. Ces derniers mesurent une onde électromagnétique naturelle émise par le milieu à caractériser, qui se trouve dans un spectre qui s'étale généralement du visible aux micro-ondes en passant par l'infrarouge. Cette technique de mesure est rendue possible par le fait que les objets étudiés émettent et réfléchissent du rayonnement à différentes longueurs d'ondes et intensités selon leurs états. En analysant le rayonnement, on est alors capable de restituer les paramètres physiques caractérisant l'objet étudié. Dans le domaine spatial lié à la météorologie, les techniques de télédétection passive sont utilisées depuis le début des années 60.

1.1.2. Satellites

La mesure par télédétection en météorologie est largement répandue et les instruments cités précédemment peuvent être, soit installés au sol, aéroportés ou embarqués à bord de satellites. Cette dernière option offre un avantage majeur dans la capacité à fournir des mesures quasi simultanées sur une très large surface et ainsi couvrir les surfaces marines et désertiques où le déploiement de mesures au sol, comme les radiosondages, bouées etc. est peu évident (Fig. 1.1a). Deux types de satellites aux orbites distinctes sont utilisés en météorologie : les satellites géostationnaires et les satellites défilants. Les satellites géostationnaires se situent sur une orbite qui est sur un plan contenant l'équateur à 35786 Km d'altitude. Leur mouvement étant synchronisé avec celui de la terre, leurs champs de vue recouvrent en permanence la même partie du globe, environ un quart de la surface terrestre (Fig. 1.1b). Les satellites météorologiques des séries Meteosat et GOES financés respectivement par l'Europe et les Etats-Unis sont les géostationnaires les plus couramment cités. Les satellites météorologiques défilants, également appelés polaires, possèdent une orbite héliosynchrone : le plan de l'orbite suit le déplacement apparent du soleil autour de la terre et les points terrestres situés sur un même parallèle sont tous survolés à la même heure solaire. La plateforme européenne Metop-A mise en orbite en 2006 tout comme les satellites de recherche franco-américains de l'A-Train (2002) sont placés sur une orbite polaire.

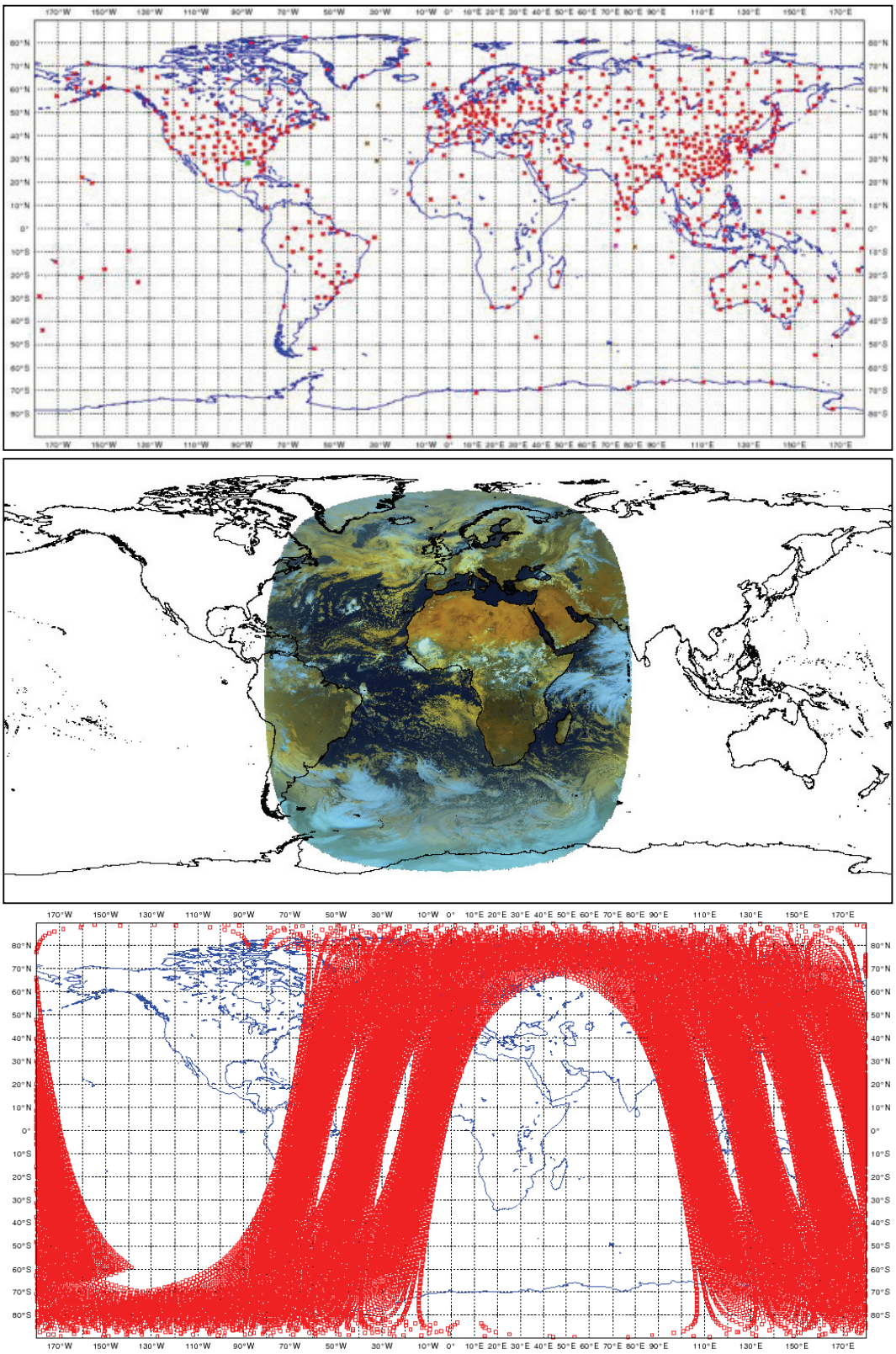


Fig. 1.1 : Surface couverte par (a) les radiosondages sur une plage de 12h (b) le satellite géostationnaire Meteosat Seconde Génération en quelques minutes (c) le satellite Metop en 6h.

Les satellites sur orbite polaire fournissent une information sur l'ensemble de la surface du globe deux fois par jour (Fig. 1.1c), y compris les régions polaires qui ne sont pas couvertes par les satellites géostationnaires. Situés sur des orbites basses (environ 800 Km d'altitude) ils embarquent des instruments ayant de très bonnes résolutions spectrales, car le signal reçu est plus intense que celui atteignant les géostationnaires. Mais du fait de leur très faible résolution temporelle (résolution d'environ 12h), ils sont mal adaptés pour le suivi de structures comme les vents, de phénomènes où le cycle diurne est crucial, contrairement aux satellites géostationnaires qui ont constamment le même champ de vue. Il est nécessaire d'avoir une constellation des satellites polaires afin que l'ensemble de la surface terrestre soit observé avec une forte résolution temporelle.

1.2. Description du signal mesuré

Le flux lumineux mesuré par les instruments de télédétection est la luminance énergétique spectrale. Ce terme est plus communément nommé par l'anglicisme « radiance ». L'unité de mesure de cette grandeur physique est une puissance par unité de surface, par unité d'angle solide et pour une longueur d'onde donnée ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$). Lorsque cette radiance traverse un milieu gazeux, liquide ou solide, elle peut subir plusieurs processus physiques : l'absorption (a), la réflexion (r) ou la transmission (τ). Ces processus, très fortement dépendants de la longueur d'onde, sont liés entre eux par la conservation de l'énergie :

$$a + \tau + r = 1 \quad \textbf{(1-1)}$$

Selon la longueur d'onde et les propriétés spectroscopiques du milieu, le rayonnement incident peut être absorbé. Cette énergie absorbée est alors réémise dans l'atmosphère à la même longueur d'onde, sous condition que le milieu considéré soit en équilibre thermodynamique. Le processus d'absorption équivaut donc à l'émission, ce phénomène est décrit par la loi de Kirchhoff. Le pouvoir émissif du milieu est défini par l'émissivité (ε).
Dans cette partie, nous expliquons l'origine de cette radiance à partir de la loi de Planck. Nous donnons quelques explications sur le processus d'absorption, mais également sur le phénomène de diffusion qui est inclus dans le processus de réflexion et de transmission.

1.2.1. Émission du rayonnement

Le rayonnement est la conséquence d'une excitation thermique : sous l'effet de la température tout corps émet un rayonnement thermique. Max Planck met en équation en 1901 ce phénomène en s'appuyant sur le concept du corps noir. Ce dernier est un émetteur et absorbant parfait du rayonnement dans toutes gammes de longueurs d'ondes allant des rayons X aux ondes radio. Il émet un signal homogène et isotrope caractérisé par la brillance spectrale B_λ de Planck :

$$B_\lambda[T] = \frac{2hc^2}{\lambda^5\left(\exp\left(\frac{hc}{k_\lambda T}\right) - 1\right)} \quad (1\text{-}2)$$

Avec :

- ✓ T : Température en Kelvin
- ✓ h : Constante de Planck (6,6237.10^{-34}J.s)
- ✓ λ : Longueur d'onde du rayonnement (µm)
- ✓ c : Vitesse de la lumière dans le vide (299 792 458 m.s^{-1})
- ✓ k : Constante de Boltzmann (1,381.10^{-23} J.K^{-1})

B_λ, exprimé en W.m^{-2}.sr^{-1}.µm^{-1}, est une fonction croissante de la température à une longueur d'onde donnée (Fig. 1.2). Avec une température de surface d'environ 6000 °K, le soleil (courbe jaune) émet dans les longueurs d'ondes allant de 0.2 µm à 5 µm, avec un maximum vers 0.55 µm. Beaucoup plus froide, environ 300 °K (courbe rouge), la terre émet au-dessus de 3 µm, avec un pic autour de 10 µm. Par les phénomènes d'absorption atmosphérique, le rayonnement infrarouge (>5 µm) provenant du soleil n'est pas transmis à la surface terrestre, de sorte que selon la partie du spectre considérée dans le transfert radiatif, on peut négliger une des deux sources (solaire ou tellurique), en dehors de la zone de recouvrement entre 3 µm et 5 µm.

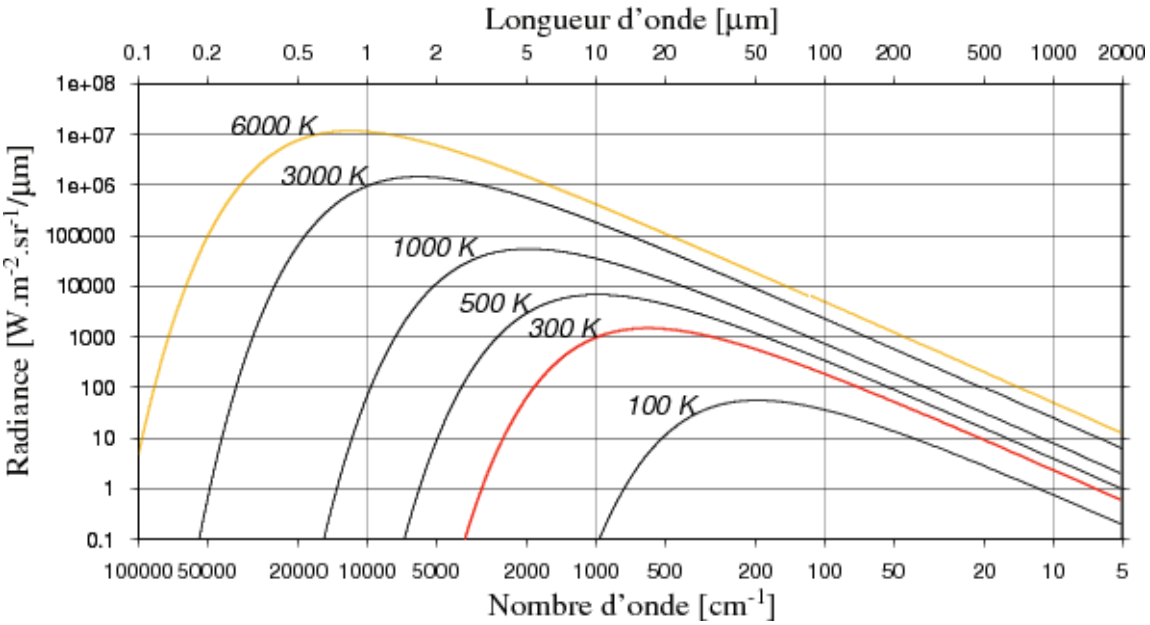


Fig. 1.2 : Variation de la brillance spectrale selon la loi de Planck en fonction du nombre d'onde, pour différentes valeurs de température du corps noir

- ➢ Lien entre température de brillance (T_b) et température réelle (T)

Un corps à une température physique T émet un rayonnement moins énergétique que celui du corps noir à la même température physique. On lui associe alors une température de brillance T_b définie comme étant la température d'un corps noir qui rayonnerait la même brillance spectrale que ce corps naturel à la température physique T. Cette dernière est alors linéairement liée à la température de brillance par l'émissivité (ε) :

$$T_b = B_\lambda^{-1}\left[\varepsilon(\lambda).B_\lambda(T)\right] \quad (1\text{-}3)$$

Ainsi l'émissivité mesure la capacité d'un corps à réémettre le rayonnement incident. Si cette valeur vaut 1, cela signifie que le rayonnement incident a totalement été absorbé et réémis. Cette valeur est rarement atteinte, elle est propre au milieu et varie suivant le domaine spectral : dans l'infrarouge, elle reste proche de 1, alors que, dans le domaine micro-onde, elle a une plus grande étendue, entre 0,45 et 1.

1.2.2. Extinction du rayonnement

La propagation du rayonnement tellurique et solaire à travers l'atmosphère subit une atténuation d'intensité due à deux phénomènes physiques distincts : l'absorption et la diffusion. Le terme d'extinction est utilisé pour englober ces deux phénomènes physiques (extinction = absorption + diffusion).

1.2.2.1. Absorption

L'absorption du rayonnement est due aux différents gaz présents dans l'atmosphère : l'ozone (O_3), la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4) etc.… Chacun de ces gaz a sa propre signature spectrale. Ainsi l'ozone absorbe le rayonnement solaire entre 0,2 et 0,4 μm ; cela nous protège du rayonnement ultraviolet (UV) émis par le soleil qui serait néfaste pour les êtres vivants. Ce constituant atmosphérique absorbe également le rayonnement tellurique vers 10 μm. L'absorption se fait de façon discrète, on parle alors de raies d'absorption. En connaissant la signature spectrale des gaz et l'intensité de la raie d'absorption, il est possible de remonter à la concentration des constituants gazeux présents dans l'atmosphère à partir du rayonnement incident. Cette science est appelée la spectroscopie d'absorption. Pour quantifier cette absorption, il est d'usage d'utiliser la transmittance.

La transmittance exprime le pourcentage du rayonnement ayant traversé une couche de l'atmosphère à une longueur d'onde donnée. Ce terme est compris entre 0 et 100%, lorsque cette dernière valeur est atteinte le rayonnement ne subit aucune modification d'intensité. La transmission est quantifiable en faisant l'hypothèse d'une atmosphère plane et est donnée par l'équation 1-4. Pour un gaz donné à une longueur d'onde λ, quittant l'atmosphère sous un angle d'incidence θ, la transmittance en absorption (τ^{abs}) entre la pression p_1 et la pression p_2 peut s'exprimer en fonction du profil de densité atmosphérique ρ(p), du rapport de mélange de gaz absorbant c(p) et du coefficient d'absorption massique k^{abs} (p) selon l'équation :

$$\tau^{abs}(p_1,p_2) = \exp\left[-\sec\theta \int_{p_1}^{p_2} k^{abs}(p)c(p)\rho(p)dp\right] \quad (1\text{-}4)$$

À partir de cette équation, il est possible de représenter les spectres de transmission du rayonnement entre la surface de la terre et le sommet de l'atmosphère pour différents constituants atmosphériques (Fig. 1.3). Ce spectre représente la capacité d'un rayonnement émis à la surface terrestre à traverser l'atmosphère. Si l'intégralité du rayonnement est transmise, cela signifie que l'instrument est en mesure de « voir » la surface de la terre. Un exemple bien connu est celui des longueurs d'ondes du visible, qui sont observables depuis l'espace. Les rayonnements infrarouges situés entre 8 et 9 μm et entre 10 et 12 μm sont également transmis quasi intégralement. Ces gammes de longueurs d'ondes sont nommées canaux fenêtre, leur traitement permet de caractériser la surface terrestre et la basse

atmosphère. Les bandes spectrales situées autour de 4,3 µm et au-dessus de 14 µm sont sensibles au dioxyde de carbone (CO_2). Ce gaz de densité relativement fixe sera utile pour extraire une information sur les profils de température. Par contre pour déduire des informations sur des gaz à absorption variable tels que la vapeur d'eau ou l'ozone, on se placera respectivement autour des bandes de 6 µm et de 9,6 µm.

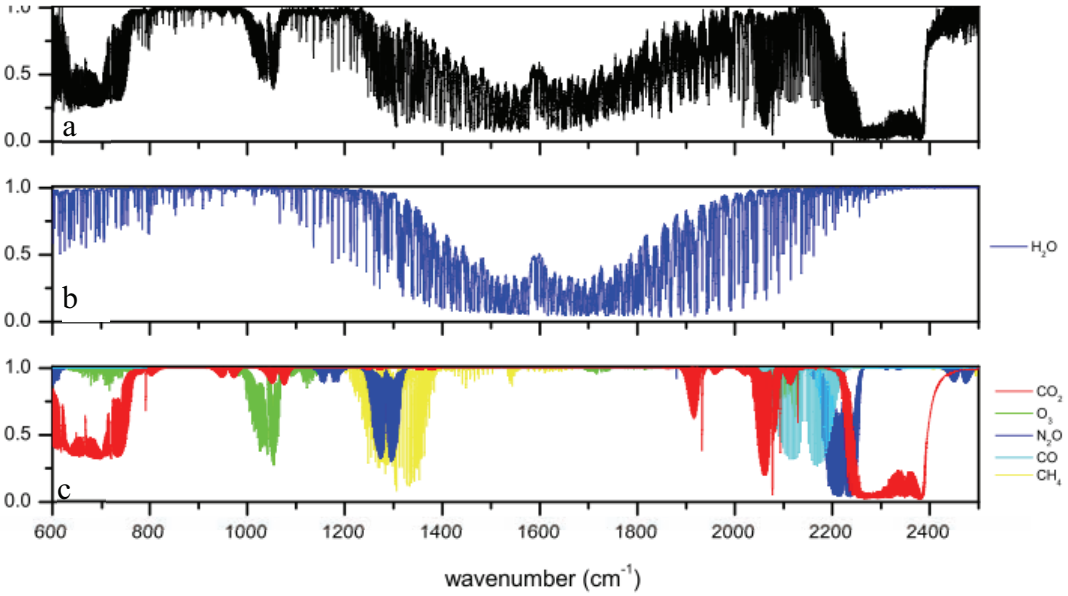


Fig. 1.3 : Spectres de transmittance atmospherique pour l'ensemble de l'atmosphère (a), de la vapeur d'eau (b) et de divers composés gazeux (c) aux longueurs d'ondes infrarouges (Clerbaux et *al.,* 2003).

Le rayonnement subit des absorptions autres que celles des gaz, notamment par les hydrométéores et les aérosols. Pour ces constituants atmosphériques, l'absorption est quantifiée par la partie imaginaire de l'indice de réfraction caractérisant les milieux absorbants.

1.2.2.2. Diffusion

La diffusion disperse dans toutes les directions le rayonnement incident. Ce phénomène est plus difficile à quantifier car il prend en compte la géométrie des particules avec qui le rayonnement interagit. Trois régimes sont considérés :

- La taille de la particule diffusante est inférieure à la longueur d'onde du rayonnement incident ($D_{particule} << \lambda$) ;
- La taille de la particule diffusante est du même ordre de grandeur que la longueur d'onde de rayonnement incident ($D_{particule} \approx \lambda$) ;
- La taille de la particule diffusante est supérieure à la longueur d'onde de rayonnement incident ($D_{particule} >> \lambda$).

Pour ces trois régimes, le traitement de la diffusion est différent. Pour le premier d'entre eux, nous sommes dans le régime de la diffusion de Rayleigh. Cette diffusion est essentiellement due aux molécules présentes dans l'atmosphère, elle est inversement proportionnelle à la longueur d'onde prise à la puissance quatre ($1/\lambda^4$). Ainsi, plus la longueur d'onde est petite,

plus le pouvoir de diffusion par les molécules est fort ; cela explique la couleur bleue du ciel (plus petite longueur d'onde du spectre visible). Inversement lorsque la taille de la particule est beaucoup plus grande que la longueur d'onde du rayonnement, l'interaction du rayonnement et de la matière peut être décrit en utilisant les lois de l'optique géométrique. Enfin, pour le dernier cas ($D_{particule} \approx \lambda$), la description de la diffusion est obtenue par la théorie de Mie. Cette théorie n'est valable que pour les particules sphériques (ou assimilées). Dans un milieu d'aérosols ou nuageux de glace, les particules ne sont pas sphériques et il n'est pas possible d'appliquer cette théorie. Il est alors nécessaire d'introduire d'autres méthodes telles que T-Matrix (Waterman, 1971) ou encore Finite-Difference Time Domain (FDTD) (Yee, 1996).
Notons que nous traitons ici la diffusion en tant que contributrice de l'extinction du rayonnement, alors qu'elle contribue tout autant au gain de ce dernier. Si le rayonnement incident subit un changement de trajectoire dans l'angle solide considéré dû à la diffusion, il sera contributeur dans un autre angle solide. La fonction de phase est alors utilisée pour prendre en compte le caractère directionnel de la lumière.

1.2.2.3. Quantification de l'extinction

Nous définissons dans cette section quelques paramètres permettant de définir l'atténuation du rayonnement ; la dépendance spectrale de ces paramètres est implicitement liée aux équations qui suivent. Pour pouvoir quantifier l'atténuation du rayonnement incident, on a l'habitude d'introduire différents paramètres qui tiennent compte de la diffusion et de l'absorption. Ainsi, pour une particule seule, on définit la section efficace de diffusion et d'absorption (en cm^2) : σ^{abs} et σ^{diff}. La section efficace d'extinction étant la somme de ces deux paramètres, on a :

$$\sigma^{ext} = \sigma^{abs} + \sigma^{diff} \quad (1\text{-}5)$$

Les sections efficaces sont définies pour une géométrie de particule donnée. Lorsqu'elles sont divisées par la section géométrique de la particule (A), on obtient le facteur d'efficacité d'absorption, de diffusion et d'extinction : Q^{abs}, Q^{diff} et Q^{ext}, avec $Q^{ext} = Q^{abs}+Q^{diff}$. Pour une population de particules de distribution de taille n(r) comprise entre un rayon maximum et minimum, notés respectivement r_{max} et r_{min} (n(r) est exprimé en $cm^{-3}.mm^{-1}$), on calcule les coefficients de diffusion et d'absorption, en cm^{-1} :

$$\begin{aligned} \beta^{abs} &= \int_{r_{min}}^{r_{max}} \sigma^{abs}(r) n(r) dr \\ \beta^{diff} &= \int_{r_{min}}^{r_{max}} \sigma^{diff}(r) n(r) dr \end{aligned} \quad (1\text{-}6)$$

De même que l'équation (1-5), on calcule le coefficient d'extinction en faisant la somme des coefficients de diffusion et d'absorption ($\beta^{ext} = \beta^{abs} + \beta^{diff}$). Les coefficients exprimés dans l'équation (1-6) permettent d'introduire l'épaisseur optique d'extinction (δ^{ext}). Ainsi, entre deux niveaux de pression (P_1 et P_2) on a :

$$\delta^{ext}(p_1, p_2) = \int_{p_1}^{p_2} \beta^{ext}(p) dp \quad (1\text{-}7)$$

Ce paramètre est très largement utilisé pour quantifier les nuages ou les aérosols, il a une valeur comprise entre 0 et $+\infty$. Lorsqu'il tend vers cette dernière valeur, le milieu est

considéré opaque, le rayonnement est très fortement atténué. Inversement, quand il tend vers 0, le milieu est dit transparent. Enfin, notons que la transmittance en extinction ($\tau^{ext}=\tau^{abs}+\tau^{diff}$) est reliée à l'épaisseur optique par une exponentielle :

$$\tau^{ext}(p_1,p_2) = e^{-\delta^{ext}(p_1,p_2)} \quad (1\text{-}8)$$

Remarquons que l'équation 1-4 définit la transmittance en absorption pour les gaz composant l'atmosphère. Il est possible de définir cette transmittance en extinction, pour des milieux solides comme les nuages de glace ou liquide, et en diffusion. C'est ce que nous faisons dans l'équation 1-8, cependant il n'est pas d'usage de l'utiliser.
Un paramètre régulièrement utilisé dans le transfert radiatif est l'albédo de simple diffusion ω défini comme le rapport entre le coefficient de diffusion sur le coefficient d'extinction (single scattering albedo en anglais) :

$$\omega = \frac{\beta^{diff}}{\beta^{ext}} \quad (1\text{-}9)$$

L'albédo de simple diffusion donne la proportion de la diffusion dans l'extinction totale.

1.2.3. Fonctions de poids

Les fonctions de poids permettent d'obtenir une information sur les couches de l'atmosphère contribuant le plus à l'émission du rayonnement au sommet de l'atmosphère. Elles sont obtenues en dérivant la transmittance par rapport à la pression (Kaplan et *al.* (1977)) : $\frac{\partial \tau_\lambda(p_1,p_2)}{\partial p}$. Pour les couches très élevées de l'atmosphère, le rayonnement émis vers l'espace sera faible malgré la très forte transmittance due à la faible densité de gaz d'émission. Les basses couches, en revanche, émettent un plus fort rayonnement, mais, celui-ci devra traverser davantage d'atmosphère pour atteindre l'espace, et l'absorption sera donc beaucoup plus importante. La couche d'origine du rayonnement observé depuis l'espace représente un compromis entre ces deux phénomènes opposés et elle correspond au pic de la fonction de poids. La Fig. 1.4 présente diverses fonctions de poids pour l'instrument IASI. Ces fonctions de poids pointent à divers niveaux de l'atmosphère et possèdent une largeur de plusieurs kilomètres pour certaines. Pour caractériser la basse atmosphère et la surface terrestre nous utiliserons les canaux ayant leur fonction de poids non nulle dans les hautes pressions.

1.2.4. Jacobiens

Au même titre que les fonctions de poids qui décrivent la sensibilité de la transmittance par rapport à la pression, les jacobiens décrivent la sensibilité de la radiance (R), pour un canal donné, à un paramètre physique (X) telles que la température ou l'humidité : $\frac{\partial R}{\partial X}$. Avec la nouvelle génération de sondeurs hyperspectraux, les jacobiens trouvent une utilité, entre autres, dans la sélection de canaux pour restituer des paramètres atmosphériques, nuageux etc.… Plus un canal sera sensible à un paramètre, plus il sera judicieux de l'utiliser pour restituer ce dernier.

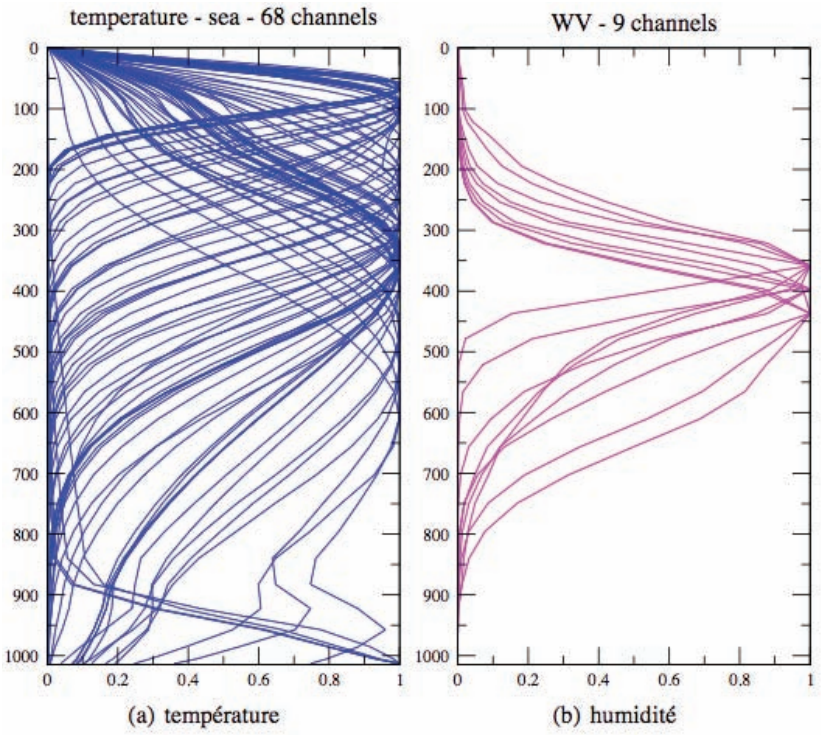


Fig. 1.4 : Fonctions de poids normalisées en fonction de la pression (ordonnée) des canaux IASI utilisé pour assimiler la température au dessus des surfaces maritimes (bleu) et la vapeur d'eau (rose).

1.3. Équation de transfert radiatif

Tous les effets décrits précédemment se retrouvent dans l'équation de transfert radiatif (ETR) afin de décrire l'évolution de la radiance dans un volume atmosphérique. Dans les applications de prévision numérique, cette équation est décrite verticalement, entre la pression de surface (p_s) de la terre et la pression à laquelle se situe le satellite (p_{sat} considéré comme le sommet de l'atmosphère), en sommant les processus d'émission et d'atténuation du rayonnement. Dans cette partie, nous nous attacherons à décrire cette équation dans une atmosphère dépourvue de nuages et d'aérosols dans un premier temps, puis en présence d'une couche nuageuse.

1.3.1. ETR en atmosphère claire

En atmosphère claire, la radiance arrivant au sommet de l'atmosphère, à la longueur d'onde λ et sous un angle d'incidence θ, est donnée par l'équation ci-dessous :

$$R_\lambda(\theta) = \overbrace{\varepsilon(\lambda,\theta)B_\lambda\left[T(p_s)\right]\tau_\lambda^{abs}\left(p_s,p_{sat}\right)}^{(1)} + \overbrace{\int_{p_s}^{p_{sat}} B_\lambda\left[T(p)\right]\frac{\partial\tau_\lambda^{abs}\left(p,p_{sat}\right)}{\partial p}dp}^{(2)} + \overbrace{\left(1-\varepsilon(\lambda,\theta)\right)\tau_\lambda^{abs}\left(p_s,p_{sat}\right)R_\lambda^{\downarrow}(\theta)}^{3} \quad (1\text{-}10)$$

Avec ε(λ,θ) représentant l'émissivité de la surface, T(p) la température atmosphérique à la pression p, B_λ la brillance spectrale caractérisée par l'équation 1-2 et τ_λ^{abs} la transmittance de l'atmosphère (équation 1-4). L'équation de transfert radiatif en atmosphère claire est la contribution de trois termes bien distincts :

1. $\varepsilon(\lambda,\theta)B_\lambda\left[T(p_s)\right]\tau_\lambda^{abs}\left(p_s,p_{sat}\right)$, est la contribution des radiances issues de la surface terrestre pondérées par le coefficient d'émissivité et la transmittance atmosphérique entre la surface et le sommet de l'atmosphère.
2. $\int_{p_s}^{p_{sat}} B_\lambda\left[T(p)\right]\frac{\partial\tau_\lambda^{abs}\left(p,p_{sat}\right)}{\partial p}dp$, représente la somme des processus d'émission des composés gazeux dans la colonne atmosphérique.
3. $(1-\varepsilon(\lambda,\theta))\tau_v^{abs}\left(p_s,p_{sat}\right)R_\lambda^{\downarrow}(\theta)$, représente le rayonnement atmosphérique se dirigeant vers le bas et ensuite réfléchi par la surface de la terre. La réflexion est représentée par le terme $(1-\varepsilon)$, ceci est la conséquence de la loi de Kirchoff. En considérant la surface en équilibre thermodynamique, la transmittance par la surface de la terre est négligée. Du fait du fort pouvoir émissif de la surface dans le domaine spectral de l'infrarouge (>0,90) nous considérons uniquement le premier ordre de la réflexion.

Pour notre étude, nous nous plaçons dans la partie du spectre infrarouge (>5 μm). De ce fait les réflexions solaires sont négligées, ainsi que la diffusion de Rayleigh qui n'est pas prépondérante dans cette gamme de longueur d'onde. Dans le cas où l'étude serait réalisée dans les longueurs d'ondes visibles, l'ajout d'un quatrième terme à l'équation 1-10 prenant en compte ces phénomènes physiques aurait été nécessaire.

1.3.2. ETR en condition nuageuse

Ignorer les milieux diffuseurs et absorbants que sont les nuages ou les aérosols dans l'équation de transfert radiatif serait une erreur compte tenu de leur quasi omniprésence dans l'atmosphère. Nous présentons ici l'équation de transfert radiatif en présence d'une unique couche nuageuse. Le travail serait le même en considérant des aérosols ; de plus, il est bien entendu possible d'étendre cette équation à un problème multicouche.

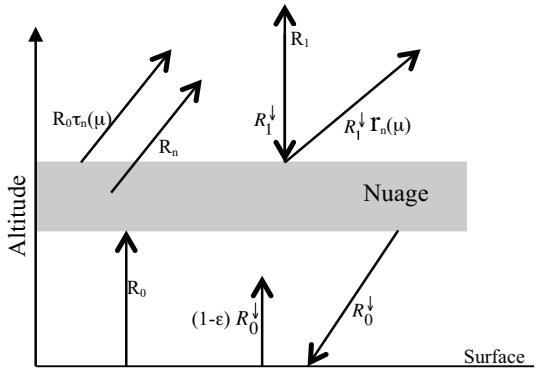


Fig. 1.5 : Schéma du transfert radiatif en atmosphère nuageuse

La radiance qui atteint le sommet de l'atmosphère en condition nuageuse est la contribution de quatre termes : la radiance émise sous, par et au-dessus le nuage à laquelle il faut rajouter la radiance descendante et réfléchie par la surface. Le schéma de la Fig. 1.5 représente la contribution de ces différentes radiances ; r_n et τ_n symbolisent respectivement la réflexion et la transmittance du nuage. Sur cette figure, nous supposons le nuage situé sur une couche plane, parallèle, homogène et isotherme. Les flèches verticales désignent les radiances définies dans l'équation (1-10), à savoir la contribution de la surface ainsi que celle de l'atmosphère en ciel clair. Les flèches obliques sont, quant à elles, l'expression de la radiance nuageuse ayant une dépendance angulaire (μ). Les valeurs des quatre termes précédemment cités sont données ci-dessous :

1. Le premier terme est la radiance R_0 issue des couches situées sous le nuage et transmise à la fois par le nuage ($\tau_n(\mu)$) et par les couches atmosphériques au-dessus du nuage ($\tau(p_n,p_{sat})$) : $R_0\tau(p_n,p_{sat})\tau_n(\mu)$. Le paramètre p_n est la pression à laquelle se situe le nuage, la radiance R_0 est définie par :

$$R_0 = \varepsilon(\lambda)B_\lambda\left[T(p_s)\right]\tau_\lambda^{abs}\left(p_s,p_n\right) + \int_{p_s}^{p_n} B_\lambda\left[T(p)\right]\frac{\partial\tau_\lambda^{abs}\left(p,p_n\right)}{\partial p}dp + (1-\varepsilon(\lambda))\tau_\lambda^{abs}\left(p_s,p_n\right)R_0^{\downarrow} \quad (1\text{-}11)$$

2. La radiance issue du nuage puis transmise par les couches au-dessus du nuage est équivalente à : $R_n\tau(p_n,p_{sat})$, avec R_n :

$$R_n = \left[1 - r_n - \tau_n\right]B\left[T(p_n)\right] = \varepsilon_n B\left[T(p_n)\right] \quad (1\text{-}12)$$

3. La radiance des couches comprises entre la pression de sommet de nuage et le sommet de l'atmosphère R_1, donnée par :

$$R_1 = \int_{p_n}^{p_{sat}} B_\lambda\left[T(p)\right]\frac{\partial\tau_\lambda^{abs}\left(p,p_{sat}\right)}{\partial p}dp \quad (1\text{-}13)$$

4. La radiance émise par les couches atmosphériques au-dessus du nuage et réfléchie par ce dernier : $r_n(\mu)\tau(p_n,p_{sat})R_1^{\downarrow}$, avec $R_1^{\downarrow}$:

$$R_1^{\downarrow} = \int_{p_{sat}}^{p_n} B_\lambda\left[T(p)\right]\frac{\partial\tau_\lambda^{abs}\left(p,p_{sat}\right)}{\partial p}dp \quad (1\text{-}14)$$

Ainsi au sommet de l'atmosphère (R), la radiance cumulée depuis la surface et en présence d'une unique couche nuageuse est la somme des quatre termes décrits précédemment :

$$R = R_0\tau_n(\mu)\tau_\lambda^{abs}(p_n,p_{sat}) + R_n\tau_\lambda^{abs}(p_n,p_{sat}) + R_1 + R_1^{\downarrow}r_n(\mu)\tau_\lambda^{abs}(p_n,p_{sat}) \quad (1\text{-}15)$$

La radiance descendant à la surface $R_0^{\downarrow}$ dans l'équation (1-10) est donnée par :

$$R_0^{\downarrow} = \tau_\lambda^{abs}(p_n,p_s)\left[R_1^{\downarrow}\tau_n(\mu) + R_n(\mu)\right] + \int_{p_n}^{p_s}\frac{\partial\tau_\lambda^{abs}(p,p_s)}{\partial p}dp \quad (1\text{-}16)$$

Dans cette équation, la réflexion par la surface ainsi que par le nuage n'est prise qu'au premier ordre car cette valeur dans l'infrarouge est faible. Les paramètres de réflexion, de transmittance et d'absorption du nuage sont eux déterminés par les équations présentées dans le paragraphe 1.2.2.3. Enfin, notons que cette équation ne prend pas en compte les réflexions solaires par la surface et par les nuages dans la gamme spectrale de 3 à 5 μm.

1.4. Modèle de transfert radiatif

Les modèles de transfert radiatif (RTM pour Radiative Transfer Model) permettent de simuler la radiance pour différentes longueurs d'ondes du spectre pour des conditions atmosphériques données (température, concentrations de gaz, etc.). Nous avons évoqué en début de chapitre l'émission d'un rayonnement thermique sous l'effet de la chaleur définie par la loi de Planck ainsi que l'extinction de ce rayonnement par les différents constituants de l'atmosphère. Les modèles de transfert radiatif s'attachent à décrire au plus juste ces deux contributions afin de calculer la radiance au sommet de l'atmosphère en s'appuyant sur l'équation de transfert radiatif (1-10). Il existe trois grandes familles de modèles qui sont les modèles raie par raie, semi-rapide et rapide. Nous décrivons les principes de fonctionnement des RTM raie par raie et rapide. Pour ce dernier, nous présenterons le modèle RTTOV qui est largement utilisé tout au long de cette étude.

1.4.1. Modèles raie par raie

Le rayonnement électromagnétique est absorbé par les gaz atmosphériques de façon discrète, on parle alors de raies d'absorption. Elles sont centrées sur la longueur d'onde λ_i et ont un élargissement naturel pris en compte par le terme $g(\lambda,\lambda_i)$.

Les modèles raie par raie (line by line en anglais) décrivent pour chaque raie les phénomènes d'absorption moléculaire. Cette description est réalisée en calculant l'épaisseur optique d'absorption par les molécules atmosphériques (δ^{abs}) pour chaque couche de l'atmosphère. Cette dernière dépend de l'intensité de l'absorption (S), de la forme de la raie d'absorption (g) et de la densité du gaz considéré (ρ). Elle est calculée pour un ensemble limité de gaz :

$$\delta^{abs}(\lambda) = \exp\left[- \sum_{\substack{toutes \\ lesraies(i)}} \sum_{\substack{tous \\ gaz(j)}} S_{i,j}\, g(\lambda,\lambda_i)\rho_j \right] \quad (1\text{-}17)$$

La résolution de l'équation (1-17) s'appuie sur des bases de données spectroscopiques telles que GEISA (Jacquinet-Husson et *al.*, 2011) et HITRAN (Rothman et *al.*, 2009). Ces bases de données répertorient l'ensemble des molécules présentes dans l'atmosphère et les caractérisent : largeur et forme de raie, densité, intensité d'absorption. Cela permet pour chaque raie d'obtenir l'épaisseur optique d'absorption moléculaire. La seconde information nécessaire pour simuler la radiance au sommet de l'atmosphère sont les profils de température, d'humidité et autres, afin de quantifier l'émission du rayonnement thermique. Ces profils sont généralement issus d'une prévision à courte échéance ou de mesures routinières comme les radiosondages. A partir de ces informations, le modèle de transfert radiatif est capable de fournir la radiance au sommet de l'atmosphère. Cette description des modèles raies par raie, est réalisée pour une atmosphère claire : sans milieux diffuseurs autres que les molécules atmosphériques. Il existe plusieurs modèles raie par raie, tels que GENLN2 (Edwards, 1992). Ces modèles sont très précis mais sont très coûteux en temps de calcul, leur utilisation n'est donc pas adaptée aux utilisations opérationnelles. Ils sont surtout utiles aux travaux de recherche ainsi qu'à la validation ou à l'apprentissage des modèles rapides. Il existe des modèles semi-rapides (également appelés pseudo raie par raie) s'appuyant également sur des bases de données spectroscopiques, mais sur des domaines spectraux

limités et travaillant sur des niveaux de pressions fixes, permettant ainsi d'optimiser les temps de calculs, parmi eux : 4AOP (Scott et Chedin, 1981) et kCARTA (DeSouza-Machado et Larabee, 1997). Dans les centres d'assimilation des données, les modéles de transfert radiatif dit rapides sont utilisés.

1.4.2. Modèles rapides

Les modèles de transfert radiatif sont utilisés pour le suivi et le traitement des radiances satellitaires. Afin d'optimiser les temps de calculs de ces traitements, la communauté scientifique a développé des modèles de transfert radiatif rapides. Ils se basent sur le fait que les coefficients spectroscopiques varient peu avec la température et que la valeur de l'épaisseur optique est directement proportionnelle à la densité de gaz. Les modèles rapides sont basés sur des régressions, en général, pour des niveaux fixes de pression. L'épaisseur optique δ_{i_j} du niveau j et de la longueur d'onde i, est paramétrée par une combinaison linéaire de variables nommées "prédicteurs" X qui dépendent du profil de température, de pression et du gaz considéré (CO_2, H_2O, O_3,N_20, CH_4, CO..). Comme, par exemple, ceux décrits dans Matricardi (2008) :

$$\delta_{i,j}^{abs} = \sum_{k=1}^{K} a_{i,j,k} X_{k,j} \quad (1\text{-}18)$$

Les coefficients des K prédicteurs $a_{i,j,k}$ sont calculés à partir des transmissions d'un modèle de transfert radiatif raie par raie convoluées sur les filtres du capteur de l'instrument (IASI, AIRS…) pour une base de profils représentatifs de l'atmosphère. L'ensemble des prédicteurs utilisés sont décrit dans le rapport scientifique et de validation de RTTOV (Saunders et *al.*, 2010). La transmittance totale de l'atmosphère à la longueur d'onde i est obtenue en sommant l'épaisseur optique δ pour l'ensemble des gaz (g) souhaités et pour toutes les couches (j) :

$$\tau_i^{abs} = \exp\left[- \sum_{\substack{toutes \\ couches}} \sum_{\substack{tous \\ gaz}} \delta_{g,i,j} \right] \quad (1\text{-}19)$$

Le modèle RTTOV se base sur les modèles raie par raie GENLN2 et KCARTA.

1.4.2.1. L'exemple de RTTOV

Le modèle RTTOV est le modèle de transfert radiatif rapide utilisé par les principaux centres de PNT européens (UKMO, ECMWF, Météo-France). Ce modèle réalisé et maintenu par le consortium de prévision numérique NWP-SAF d'EUMETSAT, a été initialement développé pour les instruments TOVS. Il traite actuellement de nombreux instruments radiométriques dans le spectre infrarouge (entre 3 et 20 μm) et micro-onde (entre 10 et 20 Ghz). Les variables d'entrées sont : les profils de température et d'humidité, l'émissivité de surface et éventuellement les concentrations de certaines espèces chimiques : l'ozone, le dioxyde de carbone, le protoxyde d'azote, méthane et le monoxyde de carbone (Matricardi et *al.*, 2001). Les profils de température et d'humidité injectés dans le modèle sont interpolés aux niveaux sur lesquels sont définis les coefficients des prédicteurs du modèle RTTOV. Par

défaut les émissivités de surface sont fixées à une valeur constante au dessus de la terre ; il est aussi possible d'utiliser dans le spectre infrarouge l'atlas d'émissivité mensuel issu de la climatologie décrit dans Bordas et *al.* (2010) et dans le domaine micro-onde soit l'atlas TELSEM (Aires et *al.* 2010) soit l'atlas CNRM MW pour les instruments AMSU-A, AMSU-B et MHS décrit dans Karbou et *al*. (2006). Les radiances sont calculées au nadir puis sont ensuite adaptées en fonction de l'angle de visée du satellite. Pour ce travail, nous avons utilisé la version 10.2 de RTTOV (Hocking, 2011).

En condition nuageuse, l'équation de transfert radiatif est calculée comme décrit dans la section 1.3.2, en considérant le nuage comme un corps noir (ε=1). Ainsi les radiances émises sous ce dernier sont totalement absorbées par le nuage et réémises, la configuration de l'équation de transfert radiatif est la même que 1-10 avec ici la surface ramenée à la pression du nuage (p_n). Le terme de réflexion n'est pas pris en compte car le nuage absorbe l'intégralité du rayonnement, de ce fait le coefficient de réflexion (r) est égal à zéro. La radiance nuageuse est alors :

$$R(\theta) = B_\lambda[T(p_n)]\tau_\lambda^{abs}(p_n, p_{sat}) + \int_{p_n}^{p_{sat}} B_\lambda[T(p)] \frac{d\tau_\lambda^{abs}(p_n, p_{sat})}{dp} dp \quad (1\text{-}20)$$

avec p_n la pression du nuage et $\tau_\lambda^{abs}(p_n, p_{sat})$ la transmittance entre le sommet du nuage et le satellite. Le calcul se limite à une seule couche nuageuse définie à un niveau de pression p. Pour les situations partiellement nuageuses, les radiances claires et nuageuses sont combinées afin d'obtenir la radiance effective au sommet de l'atmosphère :

$$R_\lambda(\theta) = (1 - N)R_\lambda^{clr}(\theta) + N.R_\lambda^{n}(\theta) \quad (1\text{-}21)$$

où R_λ^{clr} et R_λ^{cld} représentent respectivement les radiances reçues au sommet de l'atmosphère en ciel clair et totalement nuageux. Le paramètre N est le pourcentage de nuage dans le champ de vue de l'instrument considéré. Les nuages qui ne sont pas opaques (ε<1) sont traités de manière identique remplaçant le paramètre N de l'équation 1-21 par une émissivité effective Nε plus faible qu'un nuage opaque. Ce paramètre est un paramètre d'entrée fourni par l'utilisateur.

Pour prendre en compte les problèmes liés aux multicouches nuageuses mais également aux nuages plus difficiles à gérer, tels que les nuages fins ou de glace, il est possible d'utiliser un module de RTTOV (Matricardi (2005), Saunders (2008)) qui simule un nuage sur sa verticale et pour les phases (liquide, glace) de l'eau nuageuse. En plus des entrées classiques du modèle (profils de température et d'humidité), ce module nécessite alors une information sur la fraction nuageuse et le contenu en eau du nuage, qui est considéré comme étant un corps gris, sur chaque niveau *i* du modèle. La description de cette modélisation nuageuse est faite au chapitre 3.

1.5. Sondeur et imageur

L'ensemble des instruments de télédétection est largement représenté par les sondeurs et les imageurs pour les besoins météorologiques. Ces instruments mesurent la radiance de l'atmosphère sur une gamme de longueurs d'ondes donnée. Bien que très proches dans leur façon de fonctionner, ces deux types d'instruments sont différents dans leur domaine

d'utilisation. L'imageur, grâce à sa bonne résolution horizontale (de l'ordre du kilomètre), permet de renseigner sur la présence de nuages et sur le type de sol (émissivité de surface ε_s température la mer (SST)). Le sondeur, quant à lui, permet de décrire l'atmosphère et donne une information pour celle-ci sur plusieurs couches. Nous décrivons chacun de ces deux instruments au travers du sondeur IASI et de l'imageur AVHRR du satellite Metop.

1.5.1. Sondeur IASI

Les sondeurs permettent de restituer des profils atmosphériques tels que la température ou l'humidité sur la verticale de l'atmosphère. Pour comprendre cette restitution il faut se baser sur les fonctions de poids que nous avons vues au paragraphe 1.2.3. Chaque canal est lié à une couche de l'atmosphère ; ainsi, en se basant sur l'équation de transfert radiatif (1-10) il est possible de restituer les paramètres de l'atmosphère. Cependant, comme on peut le constater sur la Fig. 1.4, les fonctions de poids se chevauchent entre elles, ce qui implique que chaque canal ne dépend pas d'une seule couche atmosphérique mais de plusieurs ; les canaux sont donc corrélés entre eux. De ce fait la restitution des paramètres atmosphériques devient complexe.

Pour atténuer ce phénomène, il faut minimiser la largeur de ces fonctions de poids en agissant directement sur les propriétés instrumentales. La radiance mesurée n'est pas monochromatique mais est la contribution de plusieurs longueurs d'ondes, on parle alors de largeur spectrale de l'instrument. Celle-ci impacte directement la largeur des fonctions de poids : plus la largeur spectrale est fine, plus la résolution verticale de l'instrument le sera également. La radiance observée pour un canal (i) peut alors s'écrire en fonction de la largeur spectrale du canal ($\Delta\nu$), de la fréquence centrale de la mesure (ν_i), des radiances monochromatiques ($R_{\nu i}$) et par le filtre du canal (f) :

$$R_i = \frac{\int_{\Delta\nu_i} R_{\nu_i} f_{\nu_i} d\nu}{\int_{\Delta\nu_i} f_{\nu_i} d\nu} \quad (1\text{-}22)$$

La résolution verticale des profils restitués dépend fortement du paramètre $\Delta\nu$. Une bonne résolution spectrale aide à une bonne résolution verticale de l'instrument. Cependant cette forte résolution spectrale nécessite d'obtenir des détecteurs extrêmement sensibles au faible rayonnement perçu par l'instrument mais surtout d'atténuer au maximum les sources de bruits (notamment thermiques). Tout cela est essentiellement dû à l'avancée technologique dans les domaines de l'optique et de la cryogénie.

La résolution est également améliorée en augmentant le nombre de canaux. Ceci permet d'augmenter le nombre de couches atmosphériques observées. Dès lors, en augmentant la résolution spectrale de l'instrument et en augmentant le nombre de canaux on améliore considérablement la restitution des profils atmosphériques. Ainsi on passe de 19 canaux sur le sondeur infrarouge HIRS de la NOAA à 2378 canaux pour le sondeur AIRS présent sur la plateforme Aqua de la NASA (2002) avec une résolution spectrale comprise entre 1 et 0,25 cm^{-1}. Le sondeur européen mis en orbite monté sur Metop (2006) est le sondeur IASI possédant 8461 canaux avec une résolution spectrale de 0,25 cm^{-1} avant apodisation. Enfin le sondeur CrIS, mis en orbite en 2011, possède 1305 canaux et une résolution spectrale de 0,25 cm^{-1}. Par le nombre de canaux utilisés et leurs fines résolutions spectrales, ces trois derniers sondeurs sont nommés sondeurs hyperspectraux.

IASI est un interféromètre de Michelson possédant 8461 canaux et couvrant de manière continue le spectre entre : 645 cm^{-1} et 2760 cm^{-1} (3,62µm à 15,5µm). L'angle de balayage est de plus ou moins 47,85° autour du nadir à une altitude de 840 km de la terre. Les champs de mesures sont au nombre de 30 par fauchée et sont analysés par une matrice 2 x 2 (Fig. 1.6). La résolution horizontale au nadir est de 12 km. Le bruit radiométrique de l'instrument à 280 K est compris entre 0,10 et 0,30 kelvin. Le balayage de IASI est compatible avec le sondeur micro-onde AMSU-A qui est à bord de Metop. L'instrument est décrit en détail dans Cayla, 2001.

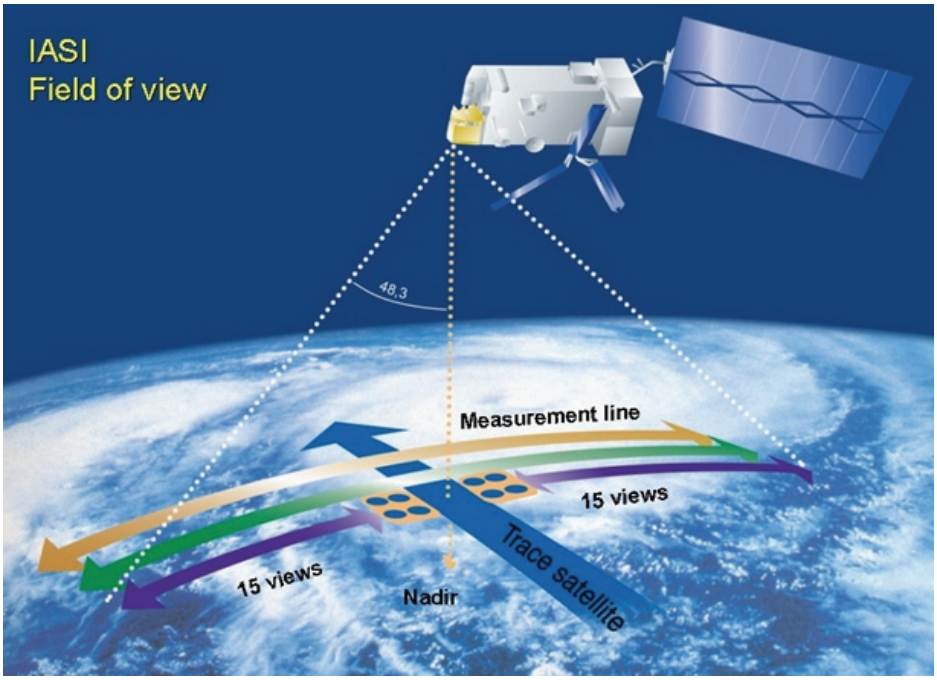


Fig. 1.6 : Géométrie de navigation de IASI

IASI a été conçu afin de répondre aux besoins de la communauté de prévision numérique du temps. Les précisions attendues sont de 1 K pour une résolution de 1 km pour les profils de température en ciel clair ; les profils d'humidité de 10% pour une résolution verticale de 1 à 2 km dans la troposphère ; une température de surface avec une précision de 0,5 K au dessus de la mer et 1 K au dessus des continents et, enfin, une émissivité de surface précise à 1%. D'autres applications trouvent place dans la mesure du spectre de IASI, notamment sur la chimie de l'atmosphère. Une vue d'ensemble sur les résultats obtenus par IASI est décrite dans Hilton, 2012.

1.5.1.1. Sondage en condition nuageuse

Le sondeur IASI qui sonde l'atmosphère dans l'infrarouge est affecté par les hydrométéores atmosphériques. Sa mesure devient alors une source de renseignements sur les propriétés nuageuses : température, phase, propriétés optique (épaisseur optique) et microphysique (diamètre moyen des cristaux). La Fig. 1.7 présente trois spectres caractéristiques de IASI pour la journée du 02 Mai 2012 à 09h02 UTC. L'image associée

(très haute résolution spatiale) est issue du satellite géostationnaire MSG dans le canal visible pour la même journée mais avec un décalage temporel de 2 min (09h00). Notons que le spectre est décrit en nombre d'ondes et non plus en longueur d'ondes qui est une convention dans le domaine de la spectroscopie, tout comme l'intensité du signal mesuré qui est convertie en température de brillance :

1. Le spectre en rouge représente la ville de Lannion (Bretagne) vue par IASI sous une atmosphère claire (sans nuage). Les canaux fenêtres entre 780 cm^{-1} 960 cm^{-1} voient la surface et permettent de calculer la température de surface (Ts). En considérant une transmittance atmosphérique proche de 100% et une émissivité de surface à 1, nous avons une approximation de la température de surface. Dans l'exemple, la température de surface est d'environ 285 K. Cette approche de restitution de température de surface est très simpliste, nous verrons en fin de chapitre des techniques plus complexes s'appuyant à la fois sur l'observation du satellite et la simulation de cette observation par un modèle de transfert radiatif.

2. Le spectre de couleur verte représente un nuage de type opaque. Les propriétés intrinsèques du nuage sont très proches d'un corps noir. Ainsi, le rayonnement tellurique est complètement absorbé et réémis sous forme de rayonnement électromagnétique correspondant à la température du nuage. Le spectre permet alors d'obtenir des informations sur le nuage et sur les couches atmosphériques situées au-dessus de ce dernier. Notons que cette situation est localisée au cœur de la dépression sur l'image MSG.

3. Le spectre bleu correspond à un nuage de type semi transparent. Il se caractérise par la présence d'une forte pente sur les canaux fenêtres situés entre 780 cm^{-1} 960 cm^{-1}. Contrairement aux nuages opaques, l'extraction d'informations sur les couches situées entre la surface de la terre et le nuage est possible car le rayonnement tellurique est partiellement absorbé et diffusé par ce dernier. Cette situation est positionnée en bord de dépression sur l'image MSG, à l'endroit où le nuage est moins épais.

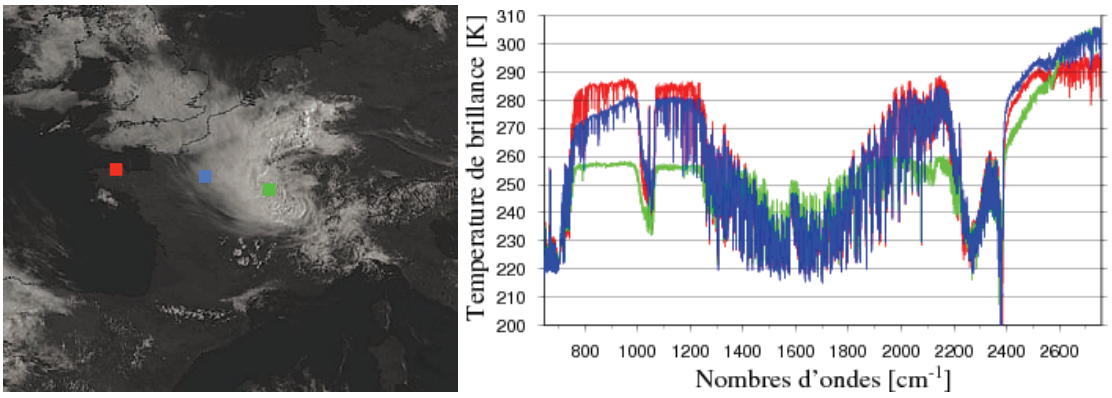


Fig. 1.7 : Image de MSG visible haute résolution du 02 Mai 2012 à 9h00 UTC. Les spectres de la figure de droite représentent trois mesures de IASI pour le même instant. En rouge la ville de Lannion vue par IASI sous une atmosphère claire. En vert la radiance d'un nuage opaque et en bleu la radiance d'un nuage de type semi-transparent. Les localisations géographiques de ces spectres sont placées sur l'image MSG avec leurs couleurs respectives.

1.5.2. Imageur AVHRR

Le radiomètre avancé à très haute résolution AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) est un spectromètre imageur multi-spectral qui se montre très précieux pour obtenir une information nuageuse. Contrairement aux sondeurs cet instrument a une large résolution spectrale qui ne lui permet pas de caractériser finement l'atmosphère sur sa verticale. Avec sa bonne résolution horizontale de 1,1 km au nadir, il permet par contre de décrire finement la couverture nuageuse. Cet instrument est monté sur la plateforme Metop et possède 6 canaux qui se situent dans le visible et dans l'infrarouge, mais seules les données de cinq canaux sont retransmises au sol (les canaux 3A et 3B ne peuvent pas fonctionner simultanément).

L'analyse des pixels AVHRR, dans le champ de mesure IASI, par nuée dynamique, donne une description sur les différentes scènes observées dans ce champ de mesure. Ainsi la description de la distribution spatiale des radiances AVHRR dans le champ de vue de IASI en terme de 'clusters' donne le nombre de classes homogènes, avec un maximum de 7. Pour chacune de ces classes, le cluster donne: le pourcentage de la couverture dans le champ de vue de IASI, la radiance moyenne pour les 5 canaux et l'écart type associé donnant ainsi une information sur la variabilité et la représentativité du cluster. L'analyse des clusters est une information très utile sur les nuages, c'est ce que fait le logiciel MAIA (Lavanant, 2002). Ce logiciel utilise les radiances de l'imageur AVHRR pour renseigner sur le type de la scène (clair sur mer, sur terre, nuageux etc.), il réalise également une classification nuageuse (Fig. 1.8). Nous reviendrons sur ce logiciel dans le chapitre 2.

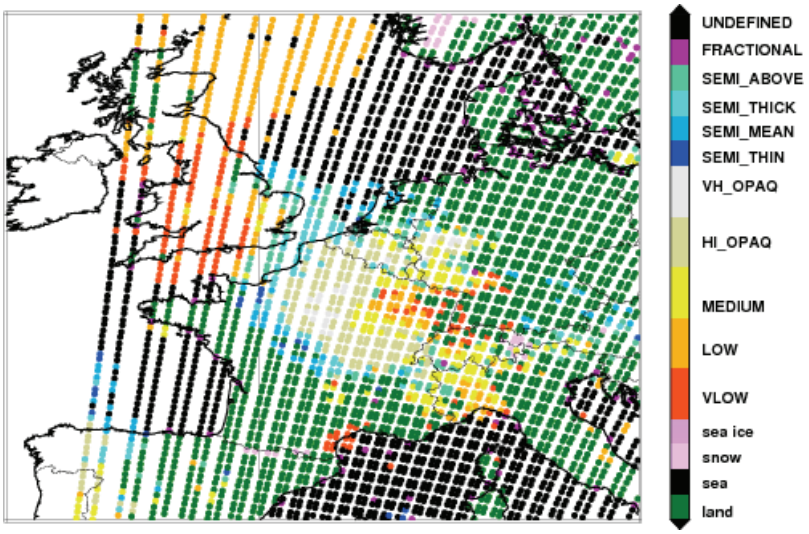


Fig. 1.8 : Masque nuageux MAIA construit à partir des Clusters AVHRR présents dans les pixels de IASI. La situation est la même que celle présentée dans la Fig. 1.7.

1.6. La restitution de profils

L'équation du transfert radiatif décrit la radiance mesurée pour des paramètres géophysiques donnés : température, rapport de mélange de gaz absorbant, altitude etc. C'est ce qu'on appelle couramment le problème direct. Cependant, les utilisateurs cherchent à décrire l'état de l'atmosphère à partir des observations de radiances. Or le chevauchement des fonctions de poids entraine une corrélation entre les canaux et de ce fait le nombre

d'informations indépendantes est inférieur au nombre de canaux considérés. De plus, les observations possèdent des erreurs de mesure qui bruitent le signal. Le problème d'inversion est considéré comme un problème 'mal posé', c'est à dire qu'une multitude d'état de l'atmosphère peuvent conduire aux mêmes observations. Pour contourner ce problème, on se base sur l'état le plus probable de l'atmosphère issu par exemple d'une prévision à courte échéance du modèle de prévision numérique. La prévision peut être comparée aux radiances observées grâce à l'opérateur d'observation qui transforme les variables du modèle de prévision numérique en simulations d'observations. La comparaison permet de remonter aux paramètres atmosphériques en modifiant les valeurs de ces paramètres de façon itérative afin de minimiser l'écart entre les deux radiances. La méthode de restitution est en réalité un peu plus complexe car elle vise d'une part à diminuer l'écart entre observation et simulation et, d'autre part, ne pas s'éloigner de l'état le plus probable de l'atmosphère. La méthode utilisée dans cette étude est une méthode variationnelle 1D-VAR qui fonctionne par itérations successives en particulier dans le cas des problèmes non-linéaire. Introduisons quelques définitions pour la compréhension de cette partie :

- ✓ *Ébauche* : représente l'état le plus probable de l'atmosphère avant l'assimilation des observations. Elle est généralement issue d'une prévision à courte échéance du modèle de prévision numérique. (du CEPMMT ou de Météo France dans nos études)
- ✓ *Analyse* : état le plus probable de l'atmosphère après application de la méthode.
- ✓ *Opérateur d'observation* : transforme les variables de l'atmosphère en simulations d'observation en utilisant un modèle de transfert radiatif.

1.6.1. Modèles variationnels 1D-Var

La méthode 1D-VAR permet, sur une dimension verticale de l'atmosphère, de restituer les profils atmosphériques de température et d'humidité ou encore les propriétés nuageuses. Comme nous l'avons décrit précédemment, cette technique effectue une comparaison entre les radiances de l'observation satellitaire et celles provenant de la simulation construite à partir de l'ébauche tout en restant proche de l'état le plus probable de l'atmosphère.

Pour introduire les systèmes d'assimilation de données nous utiliserons le formalisme suivant :

- ✓ Pour les vecteurs :
  - x_a : profil restitué (analyse du modèle en PNT)
  - x_b : ébauche du profil (souvent une prévision à 6h)
  - y : le vecteur d'observation

- ✓ Pour les matrices :
  - B : la matrice de covariances d'erreur de l'ébauche.
  - R : la matrice de covariances d'erreur des observations et du modèle de transfert radiatif.

- ✓ Opérateur :
  - *h*: l'opérateur d'observation permettant de passer de l'espace du modèle de prévision numérique à celui des observations, quelque soit le type de l'observation (radiosondage, satellitaire).

H : est le tangent linéaire de l'opérateur d'observation h par rapport aux paramètres restitués (δh/δt, …)
H^T : est le transposé du linéaire tangent

Les méthodes variationnelles minimisent une fonctionnelle J(x) mesurant l'écart aux observations et l'éloignement à l'ébauche de la condition initiale (Fig. 1.9). Cette fonctionnelle est appelée fonction coût :

$$J(x) = \overbrace{\frac{1}{2}\left(x - x_b\right)^T B^{-1}\left(x - x_b\right)}^{J_b(x)} + \overbrace{\frac{1}{2}\left(h(x) - y\right)^T R^{-1}\left(h(x) - y\right)}^{J_0(x)} \quad (1\text{-}23)$$

Cette fonction coût suppose que les données d'observations et d'ébauches sont gaussiennes, non biaisées et décorrélées entre elles. L'état du modèle est modifié par itérations successives pour minimiser les écarts à l'ébauche J_b et aux observations J_o. L'optimisation est alors obtenue lorsque le gradient de la fonction coût est nul :

$$gradient J(x_a) = \mathrm{B}^{-1}(x - x_b) - \mathrm{H}^T R^{-1}(y - h(x)) = 0 \quad (1\text{-}24)$$

Les variables du modèle sont projetées dans l'espace des radiances observées via l'opérateur *h*, qui est constitué par le modèle RTTOV mais également par des interpolations horizontales et verticales. Les conditions pour obtenir une bonne minimisation sont : une ébauche au plus près de la solution, des matrices d'erreurs représentatives des données et un modèle simulant correctement l'observation.

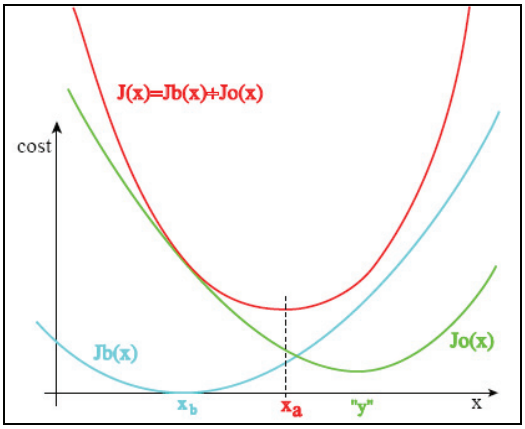


Fig. 1.9 : Exemple de minimisation de la fonction coût pour un système d'assimilation variationnelle 1D-Var

En faisant l'hypothèse que les erreurs d'observations et d'ébauches sont non biaisées, la restitution de l'analyse, est optimisée pour l'expression suivante (Daley 1991) :

$$x_a = x_b + K(y - h(x_b)) \quad (1\text{-}25)$$

où K est la matrice de gain de l'analyse définie par :

$$K = BH^T (HBH^T + R)^{-1} \quad (1\text{-}26)$$

La matrice de gain K exprime le poids donné à l'observation pour corriger l'ébauche issue du modèle de prévision numérique ; plus le gain sera fort, plus l'observation influencera le résultat de l'analyse du modèle. L'étude de cette matrice de gain permet également de renseigner sur le nombre de canaux effectifs contribuant à l'analyse. Cette information est obtenue en sommant la diagonale de la matrice (trace de la matrice HK) et est nommée DFS (Degrees of Freedom for Signal) ou nombre de pièces d'information (Rodgers, 2000).

1.6.2. Sélection de canaux

La nouvelle génération de sondeurs infrarouges IASI, AIRS et CrIS possède des milliers de canaux. Dans un contexte opérationnel, traiter ces canaux dans leur globalité serait à la fois très gourmand en temps de calcul mais surtout serait inutile ; ces canaux, comme évoqué §1.2.3, sont corrélés comme on le voit dans le chevauchement des fonctions de poids, et, la matrice de gain (1-25) sature rapidement au-delà d'un nombre de canaux déterminés (Fig. **1.10**). Différentes techniques, exploitant la théorie de l'estimation linéaire optimale (Rodgers, 1996), ont été comparées (Rabier et al, 2002 ; Fourrié and Thépaut, 2003). Une sélection dynamique de canaux permet d'extraire les canaux les plus informatifs pour chaque observation. Cependant dans un contexte opérationnel, une telle technique ne peut être mise en place en temps réel car elle est très gourmande en temps de calcul. Pour remédier à cela, les centres d'assimilation utilisent une sélection constante des canaux de IASI (Collard, 2007) qui présente un bon compromis entre qualité et robustesse. D'autre part, certains canaux sont rejetés a priori car leur simulation par les modèles de transfert radiatif n'est pas précis. Pour IASI, les canaux exclus sont :

- Les canaux sensibles au toit du modèle (dont les jacobiens pointent haut dans l'atmosphère) pour lesquels l'écart à l'ébauche peut être trop important pour être assimilé par le système ;
- Les canaux sensibles aux espèces chimiques présentes dans l'atmosphère et non prises en compte ou mal décrites par les modèles de transfert radiatif ;
- Au-dessus de la surface terrestre, du fait des grandes incertitudes sur le paramètre d'émissivité de surface ainsi que la température de surface, seuls les canaux ayant une valeur de jacobien proche de 0 à la surface sont sélectionnés. Des travaux sur la détermination de l'émissivité et la température de surface sont en cours dans les centres de prévision numérique ;
- Les canaux de courtes longueurs d'onde, inférieur à 4,46 μm font à la fois intervenir le rayonnement tellurique et les réflexions solaires le jour.

Avec le désir d'assimiler de nouvelles variables, comme les contenus en eau glacées et en eau liquide des nuages, une nouvelle sélection de canaux devra être réalisée afin de prendre en compte les canaux les plus sensibles à ces paramètres (Martinet et *al.*, 2012).

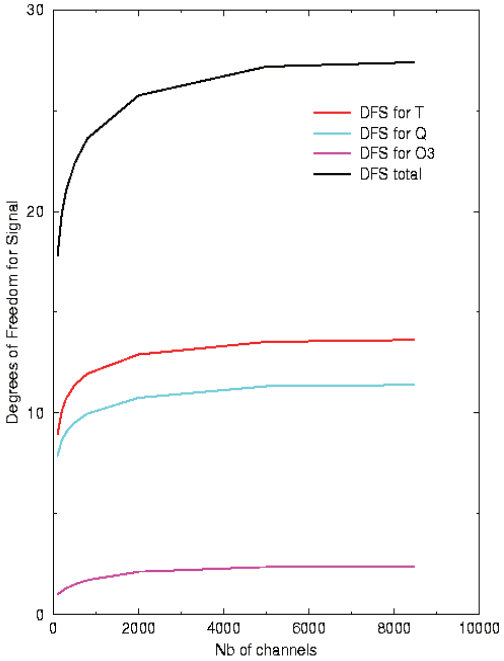


Fig. 1.10 : Nombre de degrés de liberté (DFS) du sondeur IASI pour différents paramètres atmosphériques en fonction du nombre de canaux sélectionnés (Ref : Rabier et *al.,* 2002).

Chapitre 2. Les nuages

2.1. GENERALITES 35
2.1.1. Caractérisation des nuages 36
2.1.2. Interactions rayonnement-nuages 37
2.1.3. Masque nuageux 38
2.1.4. Vers une utilisation de la microphysique du nuage 39
2.2. PROPRIETES OPTIQUES ET MICROPHYSIQUES DES NUAGES 39
2.2.1. Fonction de phase 40
2.2.2. Propriétés des particules nuageuses 41
2.2.2.1. Géométrie des particules nuageuses 41
2.2.2.2. Taille des particules nuageuses 43
2.2.2.3. Fonction de phase des particules nuageuses 45
2.2.3. Indice de réfraction des nuages 45
2.2.4. Contenu en eau 46
2.2.5. Épaisseur optique nuageuse 47
2.3. PROPRIETES RADIATIVES DES NUAGES 48
2.3.1. Nuages d'eau liquide 48
2.3.2. Nuages d'eau glacée 50
2.4. MODELISATION DES NUAGES DANS LES MODELES DE PNT 52
2.4.1. Météo-France 53
2.4.2. CEPMMT 54

INTRODUCTION

Les nuages sont une composante principale de notre atmosphère. Leur formation provient de la condensation ou congélation de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. Ce phénomène nécessite la diminution de la température afin d'augmenter le volume en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Lorsque la température diminue, le volume de vapeur d'eau rapporté au volume d'air augmente et quand la saturation est atteinte, il y a condensation. Ce phénomène se fait uniquement en présence de supports solides en suspension dans l'atmosphère appelés noyaux de condensation ou de congélation. Ces noyaux, couramment appelés aérosols, sont des microparticules d'origine naturelle (poussières de sable, pollen, érosion éolienne…) ou anthropologiques (érosion agricole, émission de dioxyde de carbone…). Les contrails sont un exemple de la nécessité de ces noyaux de condensation : au passage d'un avion, on aperçoit instantanément de longues traînées blanches en haute altitude suite à l'apport de ces noyaux de condensation. Il existe plusieurs mécanismes de formation des nuages. Parmi les plus courants il y a le soulèvement frontal ou orographique, la convection ou encore le refroidissement par la base, mécanismes décrivant un changement de température favorable à la formation des nuages.

Les masses nuageuses qui sont présentes dans les basses couches de l'atmosphère (troposphère), sont donc inévitablement dans le champ de vue des instruments satellitaires. À travers ce chapitre, nous décrirons certains nuages présents dans l'atmosphère, ainsi que leur impact sur la mesure instrumentale selon la plage de longueur d'onde utilisée. Nous donnerons une brève description du masque nuageux MAIA. Enfin nous donnons quelques définitions sur les caractéristiques microphysiques et optiques des nuages. Cela afin de répondre à la question : comment agissent les nuages sur le rayonnement infrarouge ?

2.1. Généralités

2.1.1. Caractérisation des nuages

Les premières classifications des nuages ont eu lieu au XIXe siècle. Ces classifications avaient pour objectif d'être utilisées dans des prévisions du temps. Une première tentative du français Jean Baptiste de Lamarck a vu le jour au tout début de ce siècle, mais on retiendra surtout la classification de Luke Howard qui est de nos jours, encore utilisée. Cette classification est basée sur la classification binomiale. Notre but n'est pas d'énumérer l'ensemble des nuages qui y sont référencés, mais de donner quelques définitions des nuages les plus répandus et que nous évoquerons dans la suite des travaux : Stratus, cumulus, cumulonimbus et cirrus.

- *Stratus* : couche nuageuse généralement grise, à base assez uniforme et pouvant générer de la bruine, de la neige en grains. Lorsque le soleil est visible au travers de la couche, son contour est nettement discernable. Le stratus ne donne pas lieu à des phénomènes de halo, sauf éventuellement en condition très froide. Parfois, le stratus se présente sous forme de bancs déchiquetés.

- *Cumulus* : Nuages séparés, généralement denses et à contours bien délimités, se développant verticalement en forme de mamelons, de dômes ou de tours. La région supérieure du nuage est bourgeonnante et ressemble souvent à un chou-fleur. Les parties de ces nuages éclairées par le soleil sont, le plus souvent, d'un blanc éclatant. Leur base est relativement sombre et globalement horizontale. Les cumulus présentent parfois un aspect déchiqueté.

- *Cumulonimbus* : Nuage dense et puissant, à extension verticale considérable, en forme de montagne ou d'énormes tours. Une partie au moins de sa région supérieure est généralement lisse, fibreuse, ou striée, et presque toujours aplatie. Cette partie s'étale souvent en forme d'enclume ou de vaste panache. Au-dessous de la base de ce nuage, souvent très sombre, il existe fréquemment des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle, et des précipitations.

- *Cirrus* : Nuages de glace séparés, en forme de filaments blancs et délicats, de bancs ou de bandes étroites. Ils sont généralement blancs et ont un aspect fibreux ou un éclat soyeux, voire les deux.

Cette classification, dite par genre, repose avant tout sur l'aspect général. Il est également courant de les évoquer selon leurs altitudes. Dans ce cas trois altitudes sont distinguées, avec pour chacune d'elle, des types nuageux qui leur sont propres. Ainsi les nuages hauts (au-dessus de 5000m) sont représentés par les nuages possédant le préfixe cirr- (cirrus, cirrocumulus, cirrostratus). Dans les basses altitudes (inférieure à 2000 m) les hydrométéores sont stratiformes (stratus, stratocumulus) ou cumuliformes (cumulonimbus et cumulus) ; enfin entre 2000 et 5000 m, se trouve l'étage moyen avec la présence d'altocumulus, d'altostratus et le nimbostratus. Certains nuages, de par leurs fortes extensions verticales, peuvent se retrouver dans plusieurs de ces altitudes (cumulus et cumulonimbus).

2.1.2. Interactions rayonnement-nuages

L'essentiel de l'instrumentation dédiée à l'observation de la terre sonde l'atmosphère du rayonnement visible (0,4 à 0,8 μm) au rayonnement micro-onde (10^6 à 10^3 μm) en passant par l'infrarouge. Chacune de ces plages spectrales a un comportement différent face aux nuages.

- *Visible*

Dans les longueurs d'onde visible, les instruments passifs mesurent les réflexions solaires réfléchies par les objets présents dans l'atmosphère comme les nuages ou les aérosols. Plus le rayonnement réfléchi est intense plus le nuage est épais et dense. Les nuages très fins comme les cirrus sont très peu sensibles au visible et cela limite l'utilisation de ces longueurs d'onde pour la détection de ce type de nuage. Ce domaine est limité à une utilisation diurne pour la détection nuageuse. La bande d'absorption du dioxygène O_2 à 760 nm permet de restituer la pression de sommet de nuage (Vanbauce et *al.,* 1998) ; l'utilisation d'une instrumentation active comme le lidar, permet également de restituer cette information.

- *Infrarouge*

Le spectre infrarouge mesure le rayonnement électromagnétique émis par la surface de la terre et par les différents constituants atmosphériques : molécules, aérosols, nuages. En présence de ces derniers, le rayonnement tellurique et des couches sous-jacentes au nuage est absorbé et réémis. L'absorption est très dépendante du type du nuage, elle est totale pour un nuage épais et partielle pour un nuage fin. Ces nuages sont respectivement appelés opaques et semi-transparents (nous donnerons une définition plus objective dans la seconde partie de ce chapitre). Le rayonnement infrarouge possède donc une information sur le nuage. Dans le cas de nuage bas, la détection est rendue plus difficile car le contraste entre la température du sommet et de la surface est faible. De plus, en présence d'une situation multicouche opaque, possédant plusieurs nuages dans la colonne atmosphérique, l'exploitation de la donnée infrarouge permet le plus souvent d'extraire l'information du nuage le plus élevé. Cependant, les nuages semi-transparents laissent « passer » une partie du rayonnement des basses couches atmosphériques, permettant ainsi une information sur la structure du nuage observé et des couches sous jacentes.

- *Micro-onde*

Enfin l'utilisation du domaine micro-onde est également une mesure d'émission par la surface de la terre et ses composés atmosphériques. Cependant, du fait de la très faible intensité du signal, les fonctions de poids des instruments micro-ondes sont très larges ce qui ne permet pas de décrire finement l'atmosphère comme peuvent le faire les sondeurs hyperspectraux dans le domaine infrarouge. De par les grandes longueurs d'onde, allant du millimètre au mètre, le domaine micro-onde n'est pas affecté ou peu par la présence des nuages. Les canaux micro-ondes ne permettent pas d'obtenir des informations sur les couches sous-jacentes au nuage, mais peuvent servir à déterminer et quantifier les précipitations nuageuses ou encore restituer l'eau liquide nuageuse. Les sondeurs micro-ondes sont utilisés en météorologie ; dernièrement le sondeur ATMS, possédant 22 canaux, a été mis en orbite à bord du satellite précurseur de la nouvelle génération des satellites défilants américains JPSS.

2.1.3. Masque nuageux

Pour traiter la radiance nuageuse dans l'empreinte des sondeurs hyperspectraux, il faut s'assurer de la présence d'hydrométéores. Pour cela nous ferons régulièrement référence au masque nuageux MAIA (Lavanant, 2002). Ce masque est construit à partir des données des radiances de l'AVHRR sondant l'atmosphère dans l'infrarouge et dans le visible (longueurs d'ondes très sensibles aux nuages). Comme la plupart des masques nuageux, il est basé sur l'analyse de combinaisons des canaux visible et infrarouge qui sont comparés à des seuils pour déterminer le type de scène observée. Ce logiciel fournit une information nuageuse dans l'empreinte du pixel IASI qui est disponible soit en pleine résolution, pour chacun des pixels AVHRR co-registré dans l'empreinte IASI, soit à partir des clusters de l'AVHRR. Les clusters sont un regroupement des pixels AVHRR dans l'empreinte du sondeur IASI, avec un nombre maximum de 7, selon une méthode statistique nommée nuée dynamique. C'est sur ces clusters que nous appliquerons le logiciel MAIA. Le masque nuageux fournit à l'utilisateur des informations sur le type de la scène observée : nuageuse ou claire. Si la scène est claire, nous sommes renseignés sur le type de la surface (eau, terre) et sur la présence éventuelle de glace ou de neige. En présence de nuages, ces derniers sont séparés selon dix catégories :

- cinq nuages opaques classés selon leurs altitudes : très basse, basse, moyenne, haute et très haute ;
- trois nuages semi-transparents classés selon leur épaisseur : fin, moyen et épais ;
- un nuage semi-transparent placé au-dessus d'un autre nuage ;
- un nuage fractionné.

MAIA fournit la proportion de la couverture nuageuse dans le spot IASI pour chacune de ces catégories. Enfin, pour les nuages opaques, considérés comme ayant une transmission nulle, il est possible d'obtenir la température du sommet du nuage à partir de la température de brillance observée. Cela permet de déterminer la température du sommet du nuage et par conséquent, à partir d'un profil de température (venant d'une prévision ou d'une analyse), de connaître l'altitude ou la pression du sommet du nuage.

MAIA donne là deux informations essentielles permettant de traiter les radiances nuageuses : la fraction nuageuse dans l'ellipse IASI (notée N, ou CC pour cloud cover) et la pression de sommet de nuage. La pression de sommet de nuage est généralement, exprimée en hecto pascal (hPa) et abrégée par la suite par CTP (pour Cloud Top Pressure).

Ceci est un exemple de traitement de radiances nuageuses qui montre l'utilité du masque nuageux. Nous évoquerons d'autres méthodes dans le prochain chapitre car cette méthode se limite à la présence de nuage opaque dans le pixel de IASI. Lorsque les nuages opaques sont détectés, ils sont facilement pris en compte dans un modèle de transfert radiatif ; les nuages semi-transparents sont eux plus complexes car ils laissent passer une partie du rayonnement émis pas les couches sous-jacentes au nuage ainsi que le rayonnement de la surface. Il faut alors utiliser les propriétés radiatives du nuage dans les modèles de transfert radiatif. Cela peut se faire en considérant le nuage comme un corps gris, les propriétés radiatives n'ont alors pas de dépendance spectrale, ou bien en réalisant une parfaite description de ces propriétés dans le modèle de transfert radiatif. Pour mettre en place la première méthode nous utiliserons le logiciel du CO2-Slicing (décrit au chapitre 3), pour la seconde nous utiliserons deux modèles de transfert radiatif incluant les propriétés microphysiques nuageuses : HISCRTM et RTTOV.

2.1.4. Vers une utilisation de la microphysique du nuage

Dans le cadre de l'étude, nous nous intéressons au rayonnement infrarouge mesuré par le sondeur IASI. Ce domaine spectral est très riche en informations, à la fois sur les paramètres physiques du nuage (hauteur, température) mais aussi sur les paramètres optiques et microphysiques : phase, épaisseur optique, taille et forme des particules du nuage. La volonté d'extraire les paramètres optiques et microphysiques nuageux de la mesure des sondeurs hyperspectraux est apparue en même temps que la mise en orbite de ces instruments (Wei et *al.*, 2004 pour AIRS ; Matricardi, 2005 pour IASI). La détermination des propriétés nuageuses à partir du rayonnement est déjà largement utilisée dans l'instrumentation active comme les lidars ou les radars. Ces instruments possèdent un avantage technologique quant à leur mise en place (instrumentation nécessitant une sensibilité de détection moins importante que les sondeurs hyperspectraux), et la possibilité de travailler sur la polarisation du rayonnement qui apporte ainsi une information supplémentaire sur la forme des particules nuageuses par exemple. Cependant, ils sont plus difficiles à mettre en orbite pour obtenir une couverture globale. Pour accompagner les prémices des études de la microphysique nuageuse, les scientifiques possèdent une constellation de satellites nommée A-Train (Fig. **2.1**) qui possède une grande diversification d'instruments travaillant dans plusieurs domaines de longueurs d'ondes. Dans le cadre de nos travaux de recherche, nous exploitons les données de deux instruments actifs : le radar CloudSat et le lidar CALIPSO. L'étude multi instrumentale permet de mieux comprendre les interactions entre le rayonnement et les nuages.

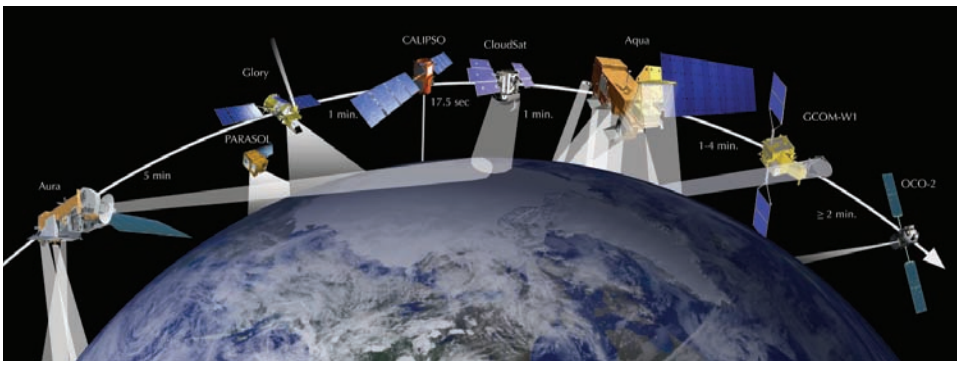


Fig. 2.1 : Constellation de l'A-Train (www.nasa.gov)

L'utilisation et l'extraction de l'information microphysique du nuage sont rendues possible grâce aux modèles de transfert radiatif incluant les propriétés optiques et microphysiques du nuage : DISORT (Stamnes, (1988)), RTTOV (Chevallier et *al.*, 2001 et 2002 ; Hocking 2011), HISCRTM (Wei, 2004; Huang, 2004; Li, 2005; Wang, 2011)

2.2. Propriétés optiques et microphysiques des nuages

La prise en compte des propriétés microphysiques et optiques des nuages permet de mieux décrire l'interaction qui existe entre le rayonnement et la matière que constitue le nuage. La description de cette interaction est grandement liée à la phase (glace ou liquide) et à la géométrie (taille et forme) des particules nuageuses. Pour un nuage en phase liquide, la

diffusion de Mie est utilisée pour décrire les propriétés optiques du nuage. Dans le cas d'une phase solide, le nuage est constitué de particules (ou cristaux) de diverses formes (colonne, agrégat, droxtal, etc.) et la théorie de Mie ne peut pas être utilisée, il faut alors utiliser d'autres techniques pour calculer les propriétés optiques des nuages tel que la méthode de T-Matrix. Cette section propose plusieurs définitions permettant d'expliquer par la suite les modèles de transfert radiatif incluant les propriétés optiques et microphysique des nuages.

2.2.1. Fonction de phase

Un rayonnement traversant un milieu voit son énergie atténuée par des effets de diffusions et d'absorptions. Cette atténuation est appelée extinction. Pour des milieux non-diffusants, l'absorption est le seul procédé d'extinction du rayonnement tandis que pour des milieux non-absorbants la diffusion est le seul procédé d'extinction. Quand le rayonnement est diffusé plus d'une fois, nous parlons de diffusion multiple ; cela est le cas dans un milieu nuageux. Si nous considérons un champ électromagnétique polarisé, ces propriétés de polarisation peuvent être décrites par un jeu de quatre quantités constituant les paramètres de Stockes de l'onde plane incidente : I, Q, U, V exprimé en $W.m^{-2}$, Stockes (1852). L'élément I de ce vecteur représente l'intensité (ou la radiance). Les paramètres Q, U et V représentent des différences d'intensités suivant différentes polarisations. Les vecteurs de Stockes peuvent être exprimés sous la forme suivante :

$$\begin{bmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{bmatrix} = \frac{\sigma^{diff}}{R^2 4\pi} \boldsymbol{P} \begin{bmatrix} I_0 \\ Q_0 \\ U_0 \\ V_0 \end{bmatrix} \quad (2\text{-}1)$$

L'indice 0 de l'équation 2-1 désigne le rayonnement incident, R est la distance entre le rayonnement diffusé et le point d'observation, σ^{diff} est la section efficace de diffusion (équation 1-5) et **P** désigne la matrice de diffusion. Les coefficients de cette matrice peuvent être calculés à partir des lois et théories régissant la propagation d'une onde électromagnétique en espace libre. En plus d'une dépendance spectrale des coefficients matriciels, ces derniers dépendent à la fois de l'angle de diffusion Θ et de l'angle φ désignant l'inclinaison du plan de diffusion par rapport à un plan de référence perpendiculaire à l'onde du rayonnement incident (Fig. **2.2**). Pour les applications que nous menons, nous considérons uniquement les calculs décrivant la variation de l'intensité, donc à l'élément P_{11} de la matrice de diffusion **P**, c'est à dire :

$$I = \frac{\sigma^{diff}}{r^2 4\pi} P_{11} I_0 \quad (2\text{-}2)$$

La conservation de l'intensité impose la normalisation suivante :

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} P_{11}(\Theta,\varphi) \sin\Theta \, d\Theta d\varphi = 4\pi \quad (2\text{-}3)$$

On appelle P_{11} la fonction de phase que l'on désignera simplement $P(\Theta)$, pour une longueur d'onde donnée λ. Le facteur d'asymétrie (g) permet décrire l'asymétrie du rayonnement diffusé :

$$g = \frac{1}{2}\int_{-1}^{1} P(\cos\Theta)\cos\Theta \, d\cos\Theta \quad (2\text{-}4)$$

Ce terme représente le premier moment de la fonction de phase. Pour une diffusion isotrope, g est nul, ce qui est le cas pour la diffusion de Rayleigh. Pour une rétrodiffusion, le facteur d'asymétrie prend une valeur négative. Dans le cas de la diffusion de Mie pour une particule sphérique où le pic de diffusion se situe en général vers l'avant, g devient positif.

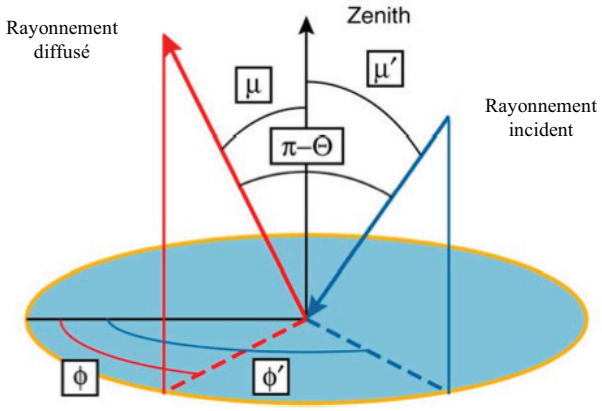


Fig. 2.2 : Description des angles de diffusion

Pour un échantillon de particules, la fonction de phase et le facteur d'asymétrie sont reliés par les sections efficaces d'absorption et de diffusion définis dans le premier chapitre (équation 1-5) et par la distribution de tailles des particules n(r), pour des tailles de particules (r) comprises entre r_{min} et r_{max} :

$$P(\Theta) = \frac{\int_{r_{min}}^{r_{max}} P(\Theta,r)\sigma^{diff} n(r)dr}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} \sigma^{diff}(r)n(r)dr}$$
$$g = \frac{\int_{r_{min}}^{r_{max}} g(r)\sigma^{diff} n(r)dr}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} \sigma^{diff}(r)n(r)dr} \quad (2\text{-}5)$$

2.2.2. Propriétés des particules nuageuses

2.2.2.1. Géométrie des particules nuageuses

La géométrie des particules nuageuses a un impact sur les propriétés radiatives du nuage et plus précisément sur le coefficient de diffusion. Il est donc nécessaire de connaître

les différentes géométries des particules présentes dans les nuages pour les prendre en compte dans la détermination des coefficients d'absorption et de diffusion des particules nuageuses.

Pour les nuages d'eau liquide, les particules constituant le nuage sont de « formes sphériques », on parle alors de gouttelettes d'eau. Ces gouttelettes sont caractérisées par le coefficient de sphéricité. Avec une valeur de un, la gouttelette est considérée comme parfaitement sphérique. En réalité cette valeur de 1, peu représentative dans un nuage d'eau, est utilisée pour pouvoir appliquer la théorie de la diffusion de Mie. Cette hypothèse est valable pour les nuages non précipitants dont le rayon n'excède pas quelques dizaines de micromètres (Kokhanovsky, 2006). Pour les nuages précipitants, ayant un rayon supérieur à un millimètre, les gouttelettes subissent une déformation due à la force gravitationnelle et l'approximation de sphéricité ne peut pas être appliquée.

Dans le cas des nuages d'eau glacée, la cristallisation de l'eau prend plusieurs formes rendant le traitement de la diffusion plus complexe car il ne donne pas lieu à un formalisme mathématique comme la théorie de Mie. On distingue deux familles de particules : les monocristaux et les poly-cristaux (quelques uns de ces cristaux sont représentés sur la Fig. **2**.**3**). Parmi les monocristaux constituant les nuages on trouve couramment les droxtals, les colonnes, les plaquettes etc.… Les poly-cristaux sont eux une combinaison de monocristaux parmi lesquels se trouvent les rosettes, qui sont une structure ordonnée de colonnes hexagonales comme on le voit sur la Fig. **2**.**3**-c ; un autre exemple largement répandu sont les agrégats, ce ne sont pas des structures ordonnées mais une agglomération de cristaux. Plusieurs mécanismes sont propices au regroupement de cristaux, parmi lesquels (i) l'augmentation de la température des cristaux (proche de 0°C) qui donne un effet « collant » à la surface (ii) l'imbrication naturelle entre les cristaux, (iii) un fort champ électrique, comme dans les orages. De manière générale, une forte densité des cristaux dans le nuage favorise l'agrégation.

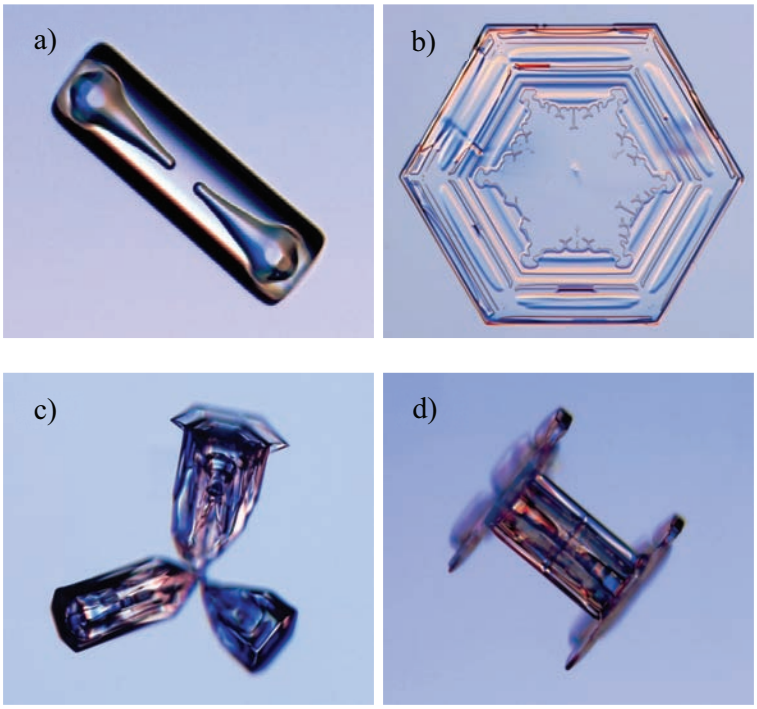


Fig. 2.3 : Type de cristaux de glace présents dans un nuage (www.SnowCrystals.com). a) colonne creuse, b) hexagonal plat, c) rosette trois branches, d) colonne plafonnée.

Les particules des nuages de glace peuvent montrer, dans un même élément de volume, une grande diversité de formes, de tailles et d'orientation ; la forme de ces cristaux varie selon la latitude, la température et l'humidité. De nombreuses études ont été conduites pour déterminer la forme de ces cristaux.

Weickmann (1948) caractérise la forme des cristaux présents dans les cirrus à partir d'une campagne de mesures : il note l'existence d'une relation entre la forme du cristal, l'humidité relative et le type de nuage pour des températures comprises entre -30°C et -60°C. A la pression de vapeur saturante, il constate la présence de cristaux de type rosette (Fig. **2.3**-c), au-delà de cette pression les cristaux prennent une forme de colonnes (Fig. **2.3**-a).

Heymsfield et Platt (1984) décrivent les formes des cristaux de glace dans les cirrus de latitudes moyennes selon trois plages de températures : supérieures à -40°C, de -40°C à -50°C et inférieures à -50°C, en séparant également deux types de cirrus : convectifs et stables. Pour toutes les situations, les cristaux de type colonne creuse et hexagonal plat prédominent au sommet des nuages. Les rosettes prédominent au-dessus de -40°C ; les colonnes pleines ou creuses prévalent pour des températures inférieures à -50°C ; entre ces deux températures, les rosettes sont majoritaires dans les cirrus convectifs, tandis que les cirrus stables contiennent principalement des colonnes creuses. Les campagnes de mesures FIRE I et FIRE II, menées entre 1984 et 1994, se sont axées respectivement sur les cirrus de moyennes latitudes et tropicaux. La première de ces campagnes a révélé la présence de deux monocristaux : colonne et plaquette mais également deux catégories de polycristaux : rosettes et agrégats. La campagne FIRE II a révélé les mêmes types de cristaux mais dans des quantités différentes concernant les monocristaux avec une plus large proportion de type plaquette et moins de colonnes.

Plus récemment, une étude menée par Baran et Francis (2004), montre que les propriétés radiatives des cirrus dans l'infrarouge sont mieux représentées par des cristaux de glace de types agrégats. Cette étude a été réalisée lors une campagne de mesures sur la côte Nord de l'Ecosse.

Les études citées révèlent la difficulté dans la représentativité des cristaux dans une population nuageuse. D'après ces études, il semble clair qu'une population nuageuse ne peut pas être représentée par une forme unique de cristal. D'autre part, il semble que les nuages soient constitués sur leurs couches supérieures de monocristaux de type colonnes creuses, hexagonales, droxtals, etc. (Heymsfield J., 2000) tandis que les couches du bas sont, en général, constituées de poly-cristaux, probablement dû aux collisions et l'agrégation des monocristaux des couches supérieures qui chutent verticalement sous l'effet de la force gravitationnelle (Liou, 2002). La présence de ces poly-cristaux peut également être due aux mouvements convectifs dans un nuage. La forte variabilité spatio-temporelle de la géométrie des cristaux de glace est complexe à prendre en compte dans les modèles de transfert radiatif. Pour représenter ces formes certains modèles laissent le choix à l'utilisateur (RTTOV) ; d'autres, au contraire, se basent sur la taille des cristaux (donnée d'entrée) pour déterminer la forme de ce dernier (HISCRTM).

2.2.2.2. Taille des particules nuageuses

Généralement pour une forme donnée, nous admettons qu'il y a une distribution continue de taille de particules nuageuses qu'il faut prendre en compte pour déterminer les propriétés radiatives du nuage. Cette distribution est notée n(r) et est exprimée en en $cm^{-3}.\mu m^{-1}$. Si l'on considère une population de particules nuageuses possédant des rayons compris entre r_{min} et r_{max}, la densité N exprime le nombre de particules par unité de volume (cm^{-3}) :

$$N = \int_{r_{min}}^{r_{max}} n(r)\, dr \quad (2\text{-}6)$$

Il est d'usage de décrire la taille des particules, même non sphériques, par un paramètre unique nommé rayon ou diamètre effectif respectivement noté par r_{eff} et D_{eff}. Des relations empiriques entre les diverses dimensions caractéristiques des cristaux justifient en partie cette paramétrisation très simple :

$$r_{eff} = \frac{\int r^3 n(r) dr}{\int r^2 n(r) dr} \quad (2\text{-}7)$$

Cette équation est largement utilisée pour définir le rayon effectif des gouttelettes d'eau liquide. Les cristaux de glace ne sont pas définis par leur rayon (r) ou bien par leur diamètre, mais par la longueur maximale nommée L et leur largeur D. Par analogie avec l'équation 2-7, la définition utilisée pour les cristaux est (Liou, 2002):

$$D_{eff} = \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} LD^2 n(L) dL}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} LDn(L) dL} \quad (2\text{-}8)$$

La valeur D d'un cristal dépend très fortement de la forme, elle varie de quelques micromètres à quelques millimètres. L'ordre de grandeur du diamètre effectif est quant à lui généralement inférieur à 100 μm pour les particules, et 20 μm pour les gouttelettes d'eau. Il est possible de voir l'équation écrite avec le volume V de la particule en remplaçant le terme du numérateur LD^2 par V, et l'aire de projection de la particule sur une surface perpendiculaire au rayonnement incident A en remplaçant le terme du dénominateur LD par A.

Il existe beaucoup de définition pour le diamètre effectif (équations 3-9, 3-15 et 3-27), l'équation 2-8 en est la plus simple. Certaines définitions du diamètre effectif prennent en compte la présence de deux populations présentent des cristaux de formes et tailles différentes dans le nuage : il s'agit de distributions bimodales auxquelles on attribue aussi un diamètre effectif (Foot (1988), Mitchell (2002), King et *al.* (2004) et Baum et *al.* (2005a,b)). Bien que cette modélisation bimodale du nuage existe, nous ne l'utiliserons pas dans la suite des travaux

Les définitions de diamètre effectif font intervenir divers paramètres dont l'information est difficile à obtenir (volume de la particule et aire de projection). Pour remédier à cela, il existe des paramétrisations construites à partir de paramètres physiques plus facilement accessibles tels que le profil de température ou le contenu en eau nuageuse. Ces paramétrisations sont généralement construites à partir de campagnes de mesures in-situ et en réalisant des régressions linéaires ou non linéaire. Nous utiliserons, dans les prochains chapitres certaines de ces paramétrisations notamment pour le modèle RTTOV que nous détaillerons dans le chapitre 3. Nous pouvons cependant citer des travaux récents de paramétrisations issus de campagnes : Heymsfield et al. (2005), Mioche et al. (2010) ou plus

récemment une paramétrisation issue d'observations spatiales du sondeur AIRS : Guignard et al. (2012).

2.2.2.3. Fonction de phase des particules nuageuses

La fonction de phase P(Θ) (§ 2-2-1) permet de définir l'orientation de la diffusion, cette fonction est très dépendante du type de particule. La Fig. **2.4** représente les fonctions de phase de six types de particules : gouttelettes sphériques et aplaties, cristaux colonnes hexagonale et creuse, rosette et agrégat. Cette figure permet de rendre compte de l'anisotropie des propriétés radiatives de ces cristaux, et elle met en avant la nécessité de distinguer les deux phases liquide et solide mais également l'importance de prendre en compte la forme du cristal. Pour les nuages d'eau liquide, la diffusion est transmise vers l'avant et contient peu de pics de diffusion, nommés halos. Ces derniers sont présents en plus grande quantité sur les particules de glace. On notera sur les fonctions de phase des cristaux de glace la présence systématique de halos à 22°, ce halo est visible lorsque l'on regarde la lune en présence de nuages fins possédant des cristaux orientés dans le même sens. La diffusion a alors une direction privilégiée à 22° qui se caractérise par des cercles lumineux autour de la lune. Enfin, notons que, quelque soit le type de particule, la fonction de phase de diffusion possède un fort pic à 0 °, ce qui implique une diffusion vers l'avant.

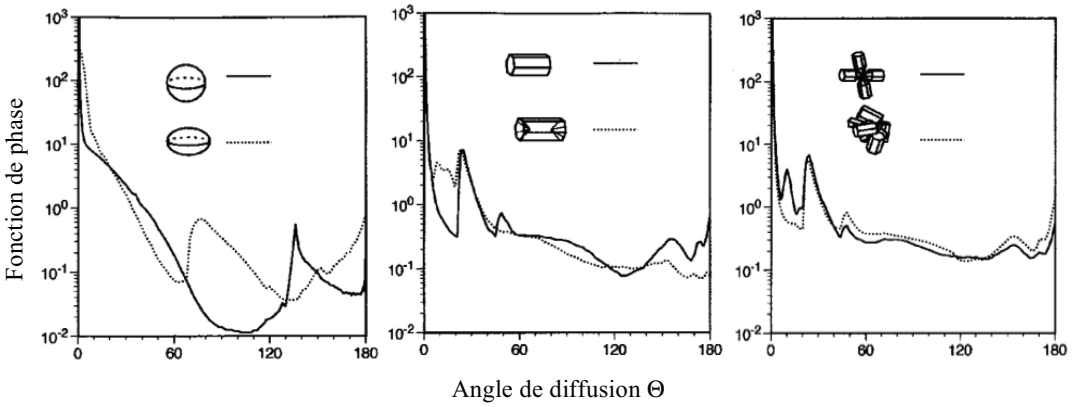


Fig. 2.4 : Fonctions de phase de six cristaux obtenues par modélisation à la longueur d'onde visible de 680 nm (Liou et *al.*, 2000).

2.2.3. Indice de réfraction des nuages

L'indice de réfraction des particules suspendues dans l'atmosphère est un autre élément important à prendre en compte dans le calcul des propriétés radiatives du nuage. La partie imaginaire de l'indice de réfraction permet de quantifier l'absorption du rayonnement, et la partie réelle est déterminée par les lois de Snell qui permettent de calculer l'angle de réfraction du rayonnement incident. La Fig. **2.5** est une illustration de la partie imaginaire de l'indice de réfraction dans le spectre infrarouge (5-20 μm). L'indice de réfraction est sans unité. Cette figure illustre très bien le pic d'absorption de la glace entre 10 et 12 μm. Cet effet se retrouve sur certains spectres de IASI où la température de brillance mesurée par l'instrument montre une forte pente sur le spectre, entre 800 et 1000 cm^{-1}, en présence de nuage de glace dans le champ de vision de l'instrument.

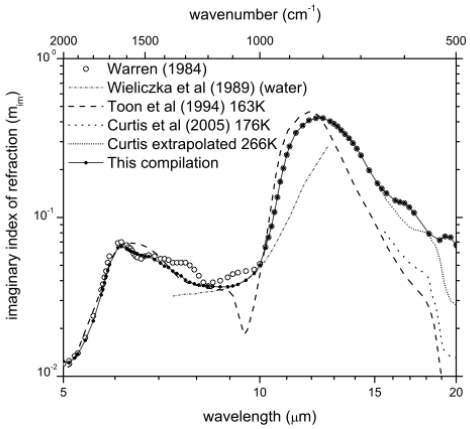


Fig. 2.5 : Partie imaginaire de l'indice de réfraction de la glace dans l'infrarouge, compilation de six modélisations (Warren, 2008)

2.2.4. Contenu en eau

Dans les modèles de prévision numérique, les nuages sont définis par un rapport de masse (q) selon généralement quatre espèces d'hydrométéores : eau liquide, glacée, pluie et neige. Ce rapport de mélange (q) est défini comme étant la masse de l'espèce considérée (m) pour une masse donnée d'air sec (m_a) :

$$q = \frac{m}{m_a} \quad (2\text{-}9)$$

Ce rapport est généralement exprimé en $g.kg^{-1}$. Dans le cadre de cette étude, les nuages seront définis par leur contenu en eau liquide et glacée, que nous nommerons respectivement par la suite CLWC et CIWC (abréviation de l'anglais Cloud Liquid/Ice Water Content). Ces derniers expriment la masse d'eau liquide ou glacée pour un volume d'air sec. Ces paramètres ne proviennent pas directement du modèle, mais sont extraits à partir du rapport de masse exprimé dans l'équation (2-10) :

$$\begin{aligned} CLWC &= q_l \frac{P}{RT} \\ CIWC &= q_i \frac{P}{RT} \end{aligned} \quad (2\text{-}10)$$

où R est la constante des gaz parfaits de l'air sec (287,05 $Jkg^{-1}K^{-1}$), P est la pression au niveau considéré, T la température. Enfin, q_i et q_l représentent le rapport de mélange du nuage d'eau liquide et de glace. Le rapport $\frac{P}{RT}$ représente la densité de l'air sec en $kg.m^{-3}$. Il est également possible de déterminer le contenu en eau liquide à partir de la distribution de taille du nuage, de sa densité de particule et de la masse volumique de l'eau liquide ρ_{liq}:

$$\boldsymbol{CLWC = \frac{4\pi}{3}\rho_{liq}\int_{r_{min}}^{r_{max}} r^3 n(r) dr} \quad (2\text{-}11)$$

Le contenu en glace dépend du volume de la particule considéré et de la masse volumique de l'eau glacée ρ_{ice}:

$$\boldsymbol{CIWC = \rho_{ice} \int_{L_{min}}^{L_{max}} V(L) n(L) dL} \quad (2\text{-}12)$$

Le contenu en eau varie significativement selon le type de nuage présent dans l'atmosphère. Les nuages ayant une faible densité contiennent très peu d'eau, ce qui se traduit par un faible contenu en eau, ce qui est le cas pour les cirrus qui possèdent un contenu en eau autour de 0,03 g.m-3. Au contraire les nuages denses comme les cumulonimbus ont un fort contenu en eau qui oscille entre 1 et 3 $g.m^{-3}$. Pour déterminer le contenu total d'eau liquide (de glace) dans une colonne d'air, il suffit d'intégrer les équations 2-11 et 2-12 entre la base et le sommet du nuage :

$$\begin{aligned} LWP &= \int_{P_1}^{P_2} CLWC(P)\, dP \\ IWP &= \int_{P_1}^{P_2} CIWC(P)\, dP \end{aligned} \quad (2\text{-}13)$$

2.2.5. Épaisseur optique nuageuse

L'épaisseur optique nuageuse (δ) est essentielle pour établir l'équation de transfert radiatif en condition nuageuse (équation 1-15). Il existe plusieurs paramétrisations permettant de la déterminer, parmi lesquelles celle de Stephens (1978) qui s'appuie sur le contenu intégré en eau liquide ainsi que sur le diamètre effectif pour les nuages présentant une phase liquide (équation 2-14). Cette paramétrisation est valable pour les longueurs d'ondes du visible (entre 400 – 800 nm) et fait l'hypothèse d'une distribution en taille homogène sur la colonne nuageuse :

$$\boldsymbol{\delta = \frac{3}{2} \frac{LWP}{D_{eff}}} \quad (2\text{-}14)$$

Heymsfield (2002) définit l'épaisseur optique d'un nuage de glace à partir du contenu intégré en eau glacée. Cette paramétrisation (équation 2-15) a été obtenue avec des données *in situ*, dans les zones tropicales et moyennes latitudes, et est également déterminée pour les longueurs d'ondes du visible.

$$\delta = 0{,}065\, IWP^{0{,}84} \quad (2\text{-}15)$$

Ces équations permettent de convertir directement la donnée nuageuse du modèle de prévision numérique en épaisseur optique, à condition de connaître le diamètre effectif des nuages d'eau liquide et glacée. Nous utiliserons par la suite cette donnée comme entrée du modèle de transfert radiatif HISCRTM.

L'épaisseur optique permet de donner une information sur l'opacité du nuage. De ce fait ils peuvent être classés selon deux catégories : nuages opaques et semi-transparents. Pour les longueurs d'ondes du visible, le seuil est donnée pour une épaisseur optique de 5, au delà de cette valeur nous considérons le nuage comme opaque (Winker et *al.*, 2003).

2.3. Propriétés radiatives des nuages

Nous nommons propriétés radiatives d'un nuage, l'ensemble des paramètres optiques généralisé à une population nuageuse possédant une distribution de particules n(r). Ces paramètres sont : coefficients de diffusion et d'absorption (équations 1-6), albédo de simple diffusion (équation 1-9), fonction de phase et facteur d'asymétrie (équations 2-5).

Les propriétés radiatives des nuages de glace et liquide sont différentes, elles sont donc traitées indépendamment.

2.3.1. Nuages d'eau liquide

Les propriétés radiatives des nuages d'eau liquide sont déterminées à partir de la théorie de Mie. Cette dernière permet, pour une gouttelette d'eau, de résoudre les équations de Maxwell afin d'en déduire les sections efficaces d'absorption, de diffusion et la fonction de phase. Ces calculs prennent en compte l'indice de réfraction de l'eau (partie réelle et imaginaire). La base de données nuageuses OPAC, Optical Properties of Aerosols and Clouds (Hess, 1998), utilisée dans RTTOV pour les nuages d'eau liquide, détermine pour 61 longueurs d'ondes entre 0,25 et 40 μm les propriétés optiques des gouttelettes d'eau. Lorsque ces propriétés sont connues pour une gouttelette, il est facile de les étendre à une population nuageuse à partir des équations 1-6 et 2-5 ; pour cela il est nécessaire de connaître la densité de particules, celles-ci sont généralement obtenues à partir de campagne de mesures.

La base de données OPAC caractérise les propriétés radiatives de cinq nuages (stratus continental, stratus maritime, cumulus continental clair, cumulus continental pollué et cumulus maritime), en donnant la distribution de taille, ainsi que les coefficients d'extinction (β^{ext}), de diffusion (β^{diff}), d'absorption (β^{abs}), la fonction de phase ($P(\Theta)$), l'albédo de simple diffusion (ω) et le facteur d'asymétrie (g).

La distribution de tailles des gouttelettes d'eau n(r) des cinq types de nuages présents dans cette base de données, a été initiée, suite à des campagnes de mesures, par Tampieri (1976). La distribution de tailles est représentée en utilisant une distribution gamma (Deirmendjian, 1969) :

$$n(r) = Nar^{\alpha} \exp(-Br^{\gamma}) \quad (2\text{-}16)$$

avec N la densité de particules dans le nuage et les termes a, α, B et γ servant à définir la distribution. La valeur de ces termes, ainsi que la représentation de la distribution de taille de ces cinq nuages, sont dans le Tableau **2-1** et la Fig. **2.6**. Dans ce tableau, nous utilisons l'équation 2-7 pour exprimer le rayon effectif des particules et nous indiquons également la valeur du contenu en eau liquide obtenue avec l'équation 2-11. D'après ces données, le rayon des gouttelettes d'eau n'excède pas les 20 μm, et est concentré autour de 4 et 11 μm selon le type de nuages.

Type de nuage	B	α	γ	a	r_{eff} (μm)	N(cm^{-3})	CLWC ($g.m^{-3}$)
Stratus continental	0,938	5	1,05	$9,729.10^{-3}$	7,33	250	0,28
Stratus maritime	0,193	3	1,30	$3,818.10^{-3}$	11,30	80	0,30
Cumulus continental clair	0,0782	5	2,16	$1,105.10^{-3}$	5,77	400	0,26
Cumulus continental pollué	0,247	8	2,15	$8,119.10^{-4}$	4,00	1300	0,30
Cumulus maritime	0,0071	5	2,34	$5,674.10^{-5}$	12,68	65	0,44

Tableau 2-1 Propriétés microphysiques des nuages d'eau liquide (Hess, 1998)

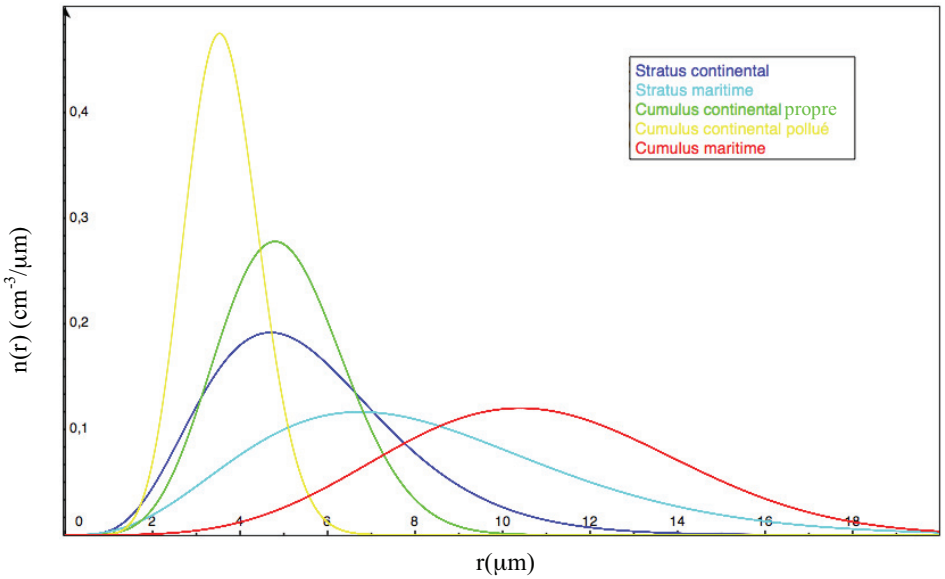


Fig. 2.6 : Distribution en taille (rayon), normalisée à une particule par cm^{-3}, pour 5 types de nuages d'eau présents dans OPAC

Nous présentons les propriétés radiatives des nuages liquides de la base de données OPAC sur la Fig. **2.7**. Sur ces graphes, nous constatons que le coefficient de diffusion est prépondérant sur le coefficient d'absorption quelque soit le type de nuage de la base de données. Nous constatons également que le coefficient de diffusion est le plus faible pour des nuages marins (cumulus ou stratus maritime) ; ces nuages possèdent un fort rayon effectif mais une faible densité de particules. Les effets de la diffusion se font plus sentir dans les nuages de type cumulus et pour les plus courtes longueurs d'ondes du spectre infrarouge.

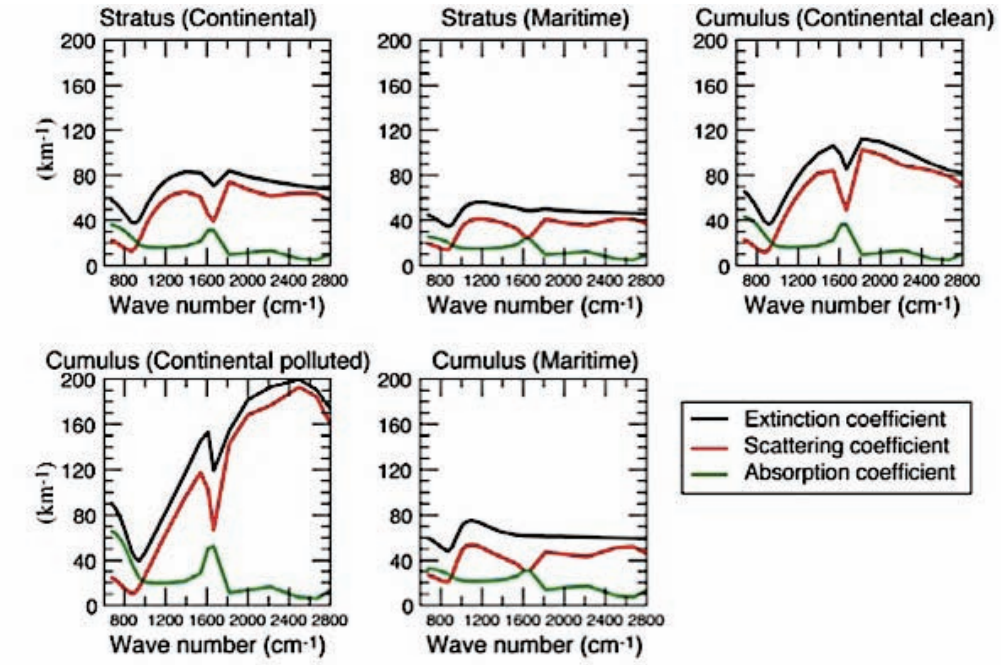


Fig. 2.7 : Coefficients d'extinction, de diffusion et d'absorption extrait de la base OPAC

2.3.2. Nuages d'eau glacée

Pour déterminer les propriétés radiatives d'un nuage d'eau glacée, la forme des cristaux et la modélisation de l'interaction matière rayonnement sont approximées. Le problème est d'autant plus compliqué qu'il n'y a pas de solutions uniques permettant de traiter les différentes formes (Liou and Takano 1994). Au début des années 90, il était commun d'utiliser la théorie de Mie pour approximer les coefficients d'absorption et de diffusion dans les longueurs d'ondes de l'infrarouge pour les cristaux de glace (Stephens et *al.* 1990). Cette théorie était basée sur le principe que les propriétés radiatives des nuages face au rayonnement infrarouge étaient dominées par l'absorption, bien que la diffusion ne puisse pas être négligée. Mitchell (1995) démontre que les principes physiques appliqués dans la théorie de Mie ne sont pas applicables à des particules non sphériques.

Pour les cas où la taille du cristal est plus grande que la longueur d'onde incidente une approche fiable et robuste pour traiter la diffusion et l'absorption est d'utiliser les lois de l'optique géométrique complétée par la diffraction (Takano and Liou, 1989). La technique couramment employée est celle du « lancer de rayon », où l'on calcule la direction d'émergence d'un rayon après réflexion et réfraction par les facettes d'un cristal. Ce calcul est répété pour un grand nombre d'orientations du cristal et de valeurs du paramètre d'impact, de façon à simuler une géométrie de diffusion moyenne. On obtient ainsi une distribution angulaire d'intensité permettant de définir la fonction de phase du cristal considéré. Cette méthode est parfois nommée GOM signifiant « Geometric Optical Method ».

Pour la diffusion des petits cristaux, il existe plusieurs méthodes permettant de déterminer les propriétés radiatives, parmi les plus connues : FDTD et T-Matrix. FDTD est l'acronyme de l'anglais Finite Difference Time Domain. C'est une méthode de calcul de différences finies dans le domaine temporel, qui permet de résoudre des équations différentielles dépendantes du temps. Cette méthode est utilisée pour déterminer le champ électromagnétique diffusé en résolvant les équations de Maxwell. Elle ne peut être utilisée

que pour des particules de faibles tailles dues aux contraintes de calculs. La méthode T-Matrix est également basée sur la résolution des équations de Maxwell. Ce sont là des méthodes de calcul robustes, cependant elles sont fortement handicapées par le temps mis pour converger au résultat final.

Au même titre que les nuages d'eau liquide, une base de données des propriétés radiatives des nuages de glace doit être réalisée, cela se montre plus complexe par la difficulté à uniformiser la solution. Cette construction se fait en deux étapes :

1. Déterminer les propriétés optiques d'un type de cristal : sections efficaces de diffusion et d'absorption, fonction de phase et fonction d'asymétrie. Elles sont obtenues par l'une des méthodes citées précédemment (FDTD, T-Matrix, optique géométrique…), pour une forme de cristal donnée et pour plusieurs largeurs L de ce cristal (L représentant la dimension maximale du cristal).

2. Généraliser à une population nuageuse. Cette généralisation permet d'obtenir les propriétés radiatives du nuage : coefficients d'absorption, de diffusion. Cette généralisation se fait en utilisant la distribution de taille des particules nuageuses n(r) et les équations 1-6 et 2-5. Les distributions de taille sont dans la plupart des cas issues de mesures in-situ. Nous détaillerons cette construction de base de données dans la description des modèles de transfert radiatif au chapitre 3.

Les résultats que l'on peut obtenir à l'issue de la première étape sont représentés sur la Fig. **2.8**. Cette figure est extraite de Wei et *al.* (2004) ; elle représente, pour la longueur d'onde de 8 μm (1250 cm^{-1}) les facteurs d'extinction, d'absorption et le facteur d'asymétrie pour trois types de particules : agrégats, droxtal et colonne hexagonale.

Sur ces figures, on voit la très grande sensibilité des propriétés optiques du cristal en fonction de la taille de la particule, quelque soit sa géométrie et pour une taille de cristal de l'ordre de grandeur ou inférieur à la longueur d'onde. La taille du cristal est donc un paramètre essentiel à prendre en compte dans les calculs des propriétés radiatives du nuage. D'autre part, les cristaux de type droxtal et colonne hexagonale ont des propriétés optiques très proches. Enfin pour les grandes valeurs de taille des cristaux, le facteur d'extinction atteint la valeur de 2, qui constitue le paradoxe de la diffusion : une particule très grande par rapport à la longueur d'onde diffuse deux fois plus d'énergie radiative qu'en intercepte sa section, cela est dû à des effets de bord faisant intervenir des phénomènes d'interférences.

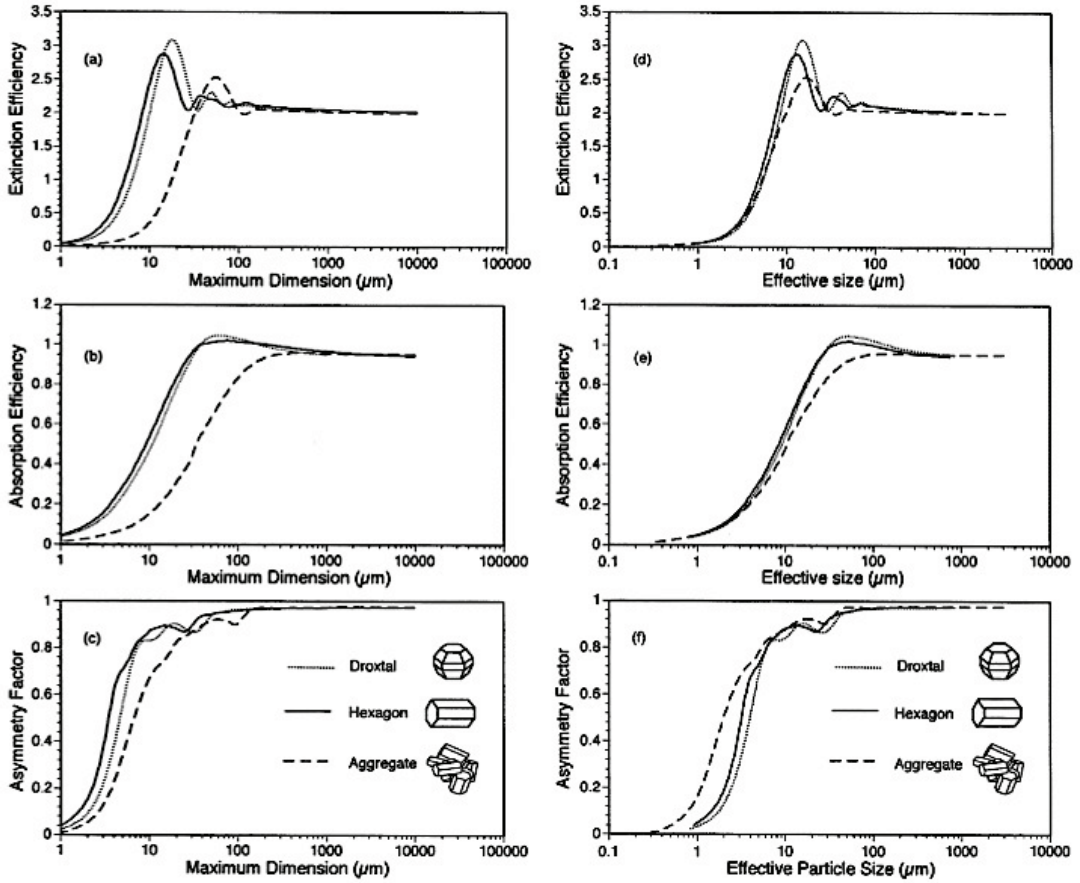


Fig. 2.8 : Propriétés optiques de trois types de cristaux de glace (droxtal, hexagonal et agrégats) en fonction de la taille maximale du cristal (gauche) et du diamètre effectif (droite), (Wei et *al.*, 2004).

2.4. Modélisation des nuages dans les modèles de PNT

Les principales difficultés inhérentes à la modélisation des nuages dans les modèles de PNT résultent des résolutions spatiales (horizontale et verticale) qui sont actuellement insuffisantes et de la simplification nécessaire de la représentation des processus physiques. Plusieurs schémas de paramétrisations physiques coexistent dans les grands centres de PNT. Les premiers schémas liés aux nuages, majoritaires il y a quelques années, étaient purement diagnostics : les paramètres nuageux (contenu en eau et en glace nuageuse, couverture nuageuse) sont déduits à partir du champ d'humidité relative à chaque niveau vertical du modèle. Depuis plusieurs années, différents centres de PNT utilisent des schémas pronostiques qui prévoient l'évolution temporelle de ces paramètres nuageux. Ces schémas décrivent explicitement les condensats nuageux (l'humidité spécifique condensée) en les intégrant dans le vecteur d'état du modèle. Le schéma de nuages du modèle ARPEGE de Météo-France est basé sur Lopez (2002) pour les nuages stratiformes, et Forbes (2011) décrit celui de l'IFS implémenté au CEPMMT.

2.4.1. Météo-France

➢ *Nuages stratiformes*

La modélisation des nuages stratiformes dans le modèle ARPEGE est réalisée à partir du schéma de condensation de Lopez (2002). Ce schéma est en partie basé sur l'addition de quatre paramètres pronostics : le condensat nuageux (sous forme d'eau solide ou liquide sans distinction de nature) et le flux de précipitation (liquide ou solide) (Fig. **2.9**).

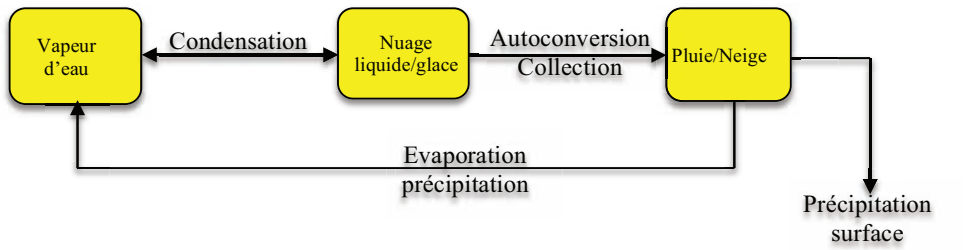


Fig. 2.9 : Représentation du schéma nuageux du modèle de prévision numérique ARPEGE de météo-France, la couleur jaune représente les variables pronostiques.

La proportion (α) d'eau glacée du nuage est diagnostiquée par la température du nuage T :

$$\alpha = \begin{cases} 1 - \exp\left(-\frac{T-T_f}{2\Delta T}\right) & pour\ T < T_f \\ 0 & sinon \end{cases} \quad (2\text{-}17)$$

Avec ΔT pris égal à 3 K, et T_f=273,16. La condensation et l'évaporation sont paramètrisées suivant l'approche de Smith (1990), via des fonctions de densité de probabilité (PDF) triangulaires. La largeur de ces PDF est ajustée en fonction d'un seuil d'humidité relative critique à partir duquel un nuage peut se former. L'autoconversion des gouttelettes nuageuses en précipitation est donnée par la formulation de Kessler (1969). L'évaporation des précipitations est calculée en intégrant l'équation décrivant l'évaporation d'une particule sur le nombre de particules par unité de volume et en fonction de la vitesse de chute de la particule (Lopez, 2002). Enfin, la sédimentation est traitée selon Bouteloup et al (2011).

➢ Nuages convectifs

La paramétrisation de la convection peu profonde (Bechtold et *al.* 2001), représentant les effets sous-mailles associés aux thermiques humides présents de la couche limite convective, a été implémentée dans la configuration opérationnelle d'ARPEGE en 2009. Ce schéma fournit un condensat diagnostique.

➢ *Recouvrement des nuages*

Pour les calculs radiatifs, il est nécessaire de définir le mode de recouvrement des nuages entre les niveaux verticaux (Fig. **2.10**). 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
- Recouvrement aléatoire : les nuages sont distribués de manière aléatoire à chaque niveau
- Recouvrement maximum aléatoire : les nuages adjacents sur la verticale sont supposés être en recouvrement maximal, les nuages discontinus sur la verticale en recouvrement aléatoire.

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.

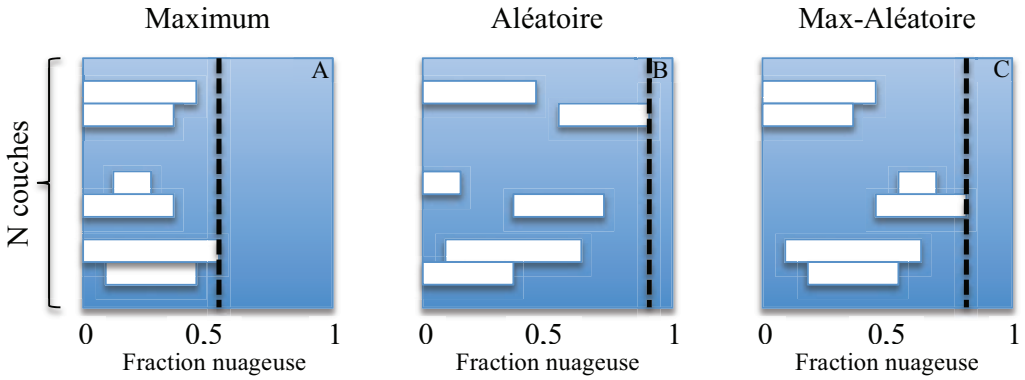


Fig. 2.10 : Recouvrement maximal (a), recouvrement aléatoire (b) et le recouvrement maximum aléatoire (c).

2.4.2. CEPMMT

En novembre 2010, le modèle de prévision numérique du CEPMMT (IFS) a subi une mise à jour majeure concernant la paramétrisation des nuages stratiformes et des précipitations. Trois variables pronostiques ont été introduites, par rapport au premier schéma introduit dans le modèle de prévision numérique en 1995 (Tiedtke, 1993), pour permettre une représentation plus physique et réaliste des nuages (Fig. **2.11**). Ces variables sont les nuages d'eau liquide et d'eau glacée, la pluie et la neige. À l'origine, le schéma présentait deux paramètres pronostiques pour les nuages : la couverture nuageuse dans la grille du modèle et le contenu en eau. La séparation entre glace et eau liquide se faisait diagnostiquement selon la température de la couche. Cette approche diagnostique se faisait pour des températures comprises entre 0 et -23 °C, cela autorisait de l'eau liquide dans cette plage de température et au-delà de -23°C le nuage était formé de particules de glace exclusivement. Mais la réalité est tout autre, il est en effet possible d'observer des nuages d'eau liquide surfondue à des températures inférieures à -30°C.

Le nouveau schéma représente des petites tailles de particules pour les nuages de glace, ces nuages sont associés à des faibles vitesses de chutes des particules. A l'inverse, pour des vitesses rapides les tailles augmentent par un phénomène d'agrégation des particules, cela représente la neige dans le modèle. Les phénomènes d'agrégation sont représentés par l'autoconversion sur la Fig. **2.10**.

Les nouvelles sorties nuageuses du modèle IFS ont été comparées avec les données du radar CloudSat (A-Train). Ces comparaisons pour le nuages glacés (Waliser et *al.*, 2009) ont révélé une nette amélioration des contenus intégrés en glace dans les zones extra tropicales

du schéma nuageux (comparaison réalisée sur un an entre août 2006 et juillet 2007), les résultats sont du même ordre de grandeur entre la donnée de CloudSat et celle du nouveau schéma. Cependant, dans les zones tropicales, la nouvelle sortie nuageuse du modèle sous estime le contenu intégré en glace par rapport à l'observation de CloudSat.

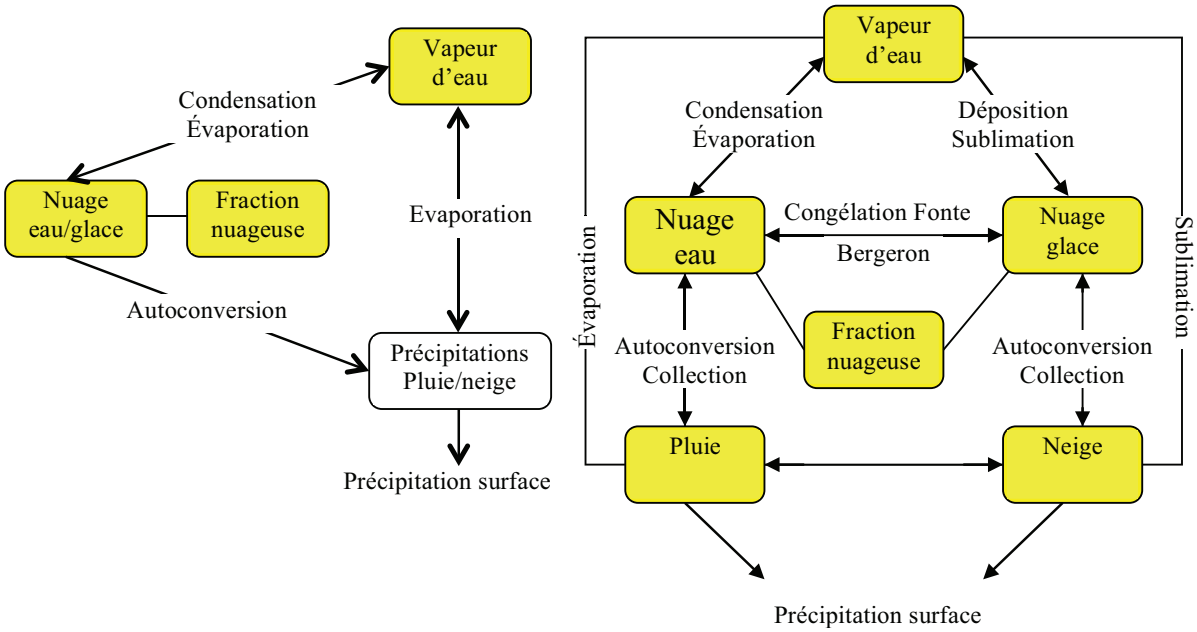


Fig. 2.11 : Représentation de l'ancien et du nouveau schéma nuageux du modèle de prévision numérique du CEPMMT, la couleur jaune représente les variables pronostiques.

Chapitre 3. Traitement des radiances nuageuses

3.1. UTILISATION DES CANAUX NON AFFECTES PAR LE NUAGE 58
3.1.1. Le schéma du CEPMMT 58
3.1.2. Radiances clarifiées 59
3.2. NUAGES CONSIDERES COMME CORPS GRIS 60
3.2.1. L'algorithme de détection et de caractérisation nuageuse 60
3.3. RTM INCLUANT LA MICROPHYSIQUE DU NUAGE 62
3.3.1. RTTOV 62
3.3.1.1. Principe 62
3.3.1.2. Calculs des propriétés optiques des cristaux 63
3.3.1.3. Calculs des propriétés radiatives du nuage 63
3.3.1.4. Interface entre modèle et utilisateur 66
3.3.1.5. Couverture nuageuse 68
3.3.2. HISCRTM 68
3.3.2.1. Principe 68
3.3.2.2. Calculs des propriétés optiques des cristaux 68
3.3.2.3. Calculs des propriétés radiatives du nuage 69
3.3.2.4. Interface entre modèle et utilisateur 71
3.3.2.5. Couverture nuageuse 73
3.3.3. Discussion 73
3.3.3.1. Tailles et formes des cristaux 73

INTRODUCTION

Dans l'infrarouge, environ 90% des pixels sont totalement ou partiellement contaminés par les nuages. L'obstacle principal pour utiliser toute l'observation des sondeurs avancés est la présence de nuage qui peut limiter sévèrement l'information du sondeur infrarouge. La difficulté à simuler correctement la radiance nuageuse dans les modèles de prévision numérique conduit à une sous exploitation de cette information dans les régions sensibles (McNally, 2002 ; Fourrié et *al.* 2004) importantes pour une bonne prévision des phénomènes météorologiques sur l'Europe par exemple.

Les radiances nuageuses peuvent être traitées selon deux approches distinctes. La première consiste à s'affranchir du nuage et prendre l'information des radiances issue de l'atmosphère claire : soit en utilisant les canaux pointant au dessus du nuage et non affectés par ce dernier (§3.1.1), soit, dans le cas d'un pixel partiellement couvert en extrayant la radiance claire du pixel selon la méthode de clarification nuageuse (§3.1.2). La seconde approche permet l'utilisation des radiances nuageuses en décrivant le nuage dans le modèle de transfert radiatif. Là encore deux méthodes se distinguent ; la première offre une description nuageuse simpliste : pression de sommet de nuage et couverture nuageuse dans le pixel d'observation (§3.2.1). Dans la seconde méthode, le nuage est décrit par son contenu en eau liquide et en glace sur la verticale et le modèle de transfert radiatif simule les propriétés radiatives à partir de ces informations (§3.2.2). Les quatre méthodes sont décrites dans ce chapitre. La prise en compte de la microphysique du nuage sera détaillée pour les deux logiciels de transfert radiatif : HISCRTM et RTTOV. Ces logiciels seront largement utilisés par la suite.

3.1. Utilisation des canaux non affectés par le nuage

Dû à la relative complexité de calculer l'influence du nuage sur les observations infrarouges, les radiances nuageuses sont, dans certains cas, rejetées des systèmes d'assimilation de données. Cela permet de s'affranchir d'une description nuageuse peu évidente à prendre en compte dans un modèle de transfert radiatif.

3.1.1. Le schéma du CEPMMT

Le schéma du CEPMMT (McNally and Watts, 2003) a pour objectif, comme tous les algorithmes de détection nuageuse, de détecter toute contamination par les nuages des radiances observées par les sondeurs avancés. Au lieu de détecter les pixels clairs, il sélectionne, pour un spectre observé, les canaux non contaminés par les nuages.

En supposant que l'ébauche est suffisamment proche de la vérité, la signature nuageuse est identifiée pour chaque canal grâce à son innovation (écart entre l'observation et l'ébauche). Les observations, qu'elles soient claires ou nuageuses, sont ainsi comparées à leur équivalent modèle calculé en ciel clair. Dans un second temps, les canaux sont ordonnés verticalement en fonction de leur sensibilité relative à la présence d'un nuage : cette sensibilité est définie par un niveau de pression p_i, en coordonnées verticales RTTOV, assigné à chaque canal, correspondant au niveau le plus bas pour lequel l'effet radiatif dû à la présence d'un nuage opaque $\frac{|R_{clear} - R_{cld}^{p_i}|}{R_{clear}}$, est inférieur à un seuil fixé (un seuil de 1% est choisi par les auteurs). R_{clear} représente la radiance claire simulée et $R_{cld}^{p_i}$ représente la radiance simulée en présence d'un nuage opaque au niveau p_i.

Dans un troisième temps, les canaux ordonnés sont regroupés en cinq ensembles suivant leur appartenance aux bandes spectrales autour des longueurs d'ondes suivantes : 15 μm ; 9 μm ; 6 μm ; 4,5 μm ; et 4,2 μm. Dans l'espace des canaux ordonnés (du plus haut au plus bas), les écarts à l'ébauche sont ensuite lissés par un filtre « passe bas » réduisant l'effet du bruit instrumental.

Finalement une recherche de canal à partir duquel les écarts à l'ébauche croissent de manière monotone est effectuée en fixant un seuil sur leur gradient. Enfin après avoir déterminé ce canal, tous les canaux plus sensibles à la présence d'un nuage sont considérés comme nuageux et ceux moins sensibles à la présence d'un nuage sont considérés comme clairs (Fig. **3**.**1**).

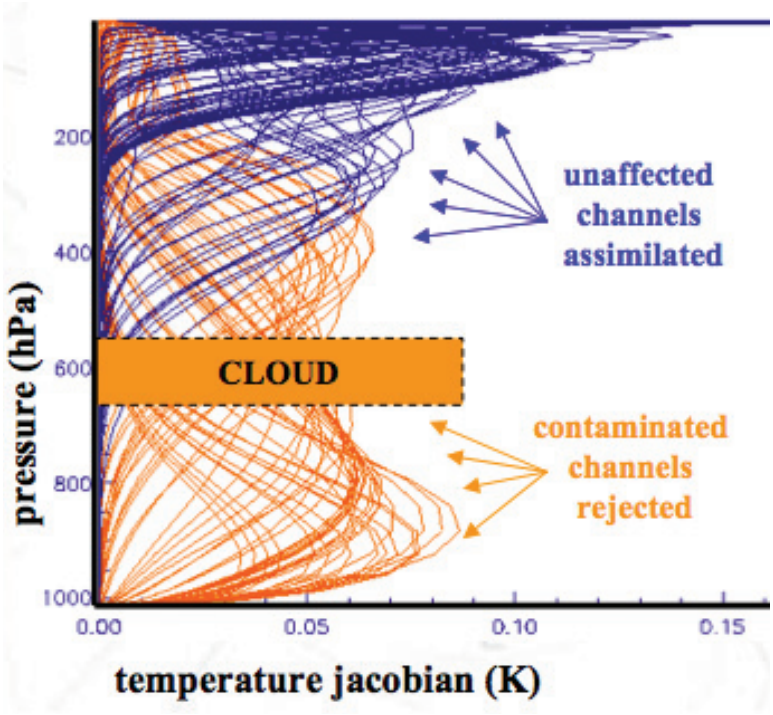


Fig. 3.1 : Représentation schématique des jacobiens en température des canaux AIRS contaminés ou non par un nuage aux alentours de 600 hPa. (D'après McNally et Watts, 2003 ; source : www.ecmwf.int).

3.1.2. Radiances clarifiées

La méthode des radiances clarifiées (également appelée Cloud-clearing), initiée par Smith et al (1968), permet d'extraire la radiance claire issue d'un pixel semi-nuageux de façon analytique. Cette méthode est opérationnelle à la NOAA pour les fichiers de niveau 2 de AIRS, qui possèdent des profils de température et d'humidité inversés à partir de ces radiances clarifiées (Chahine et *al.*, 2006). La méthode suppose que deux pixels voisins 1 et 2 ont les mêmes profils de température et d'humidité et les mêmes propriétés nuageuses (pression de sommet de nuage et émissivité) mais avec des couvertures nuageuses différentes. Ainsi, les radiances R_1 et R_2 respectivement émises par les deux pixels 1 et 2 sont formulées ainsi :

$$\boldsymbol{R_1 = (1 - N_1)R_{cloud} + N_1 R_{clear}} \quad (3\text{-}1)$$

$$\boldsymbol{R_2 = (1 - N_2)R_{cloud} + N_2 R_{clear}} \quad (3\text{-}2)$$

avec R_{cloud} et R_{clear} représentant respectivement les radiances qui auraient été observées si le ciel était complètement nuageux et clair. Les deux équations précédentes permettent de calculer R_{clr} par la formule suivante :

$$\boldsymbol{R_{clr} = \frac{R_1 - N^* R_2}{1 - N^*}} \quad (3\text{-}3)$$

avec $N^*=N_1/N_2$. Une fois R_{clr} calculée pour un canal donnée elle servira pour recalculer N* de la manière suivante :

$$\boldsymbol{N^* = \frac{R_{clr} - R_1}{R_{clr} - R_2}} \quad (3\text{-}4)$$

R_{clr} est estimée tout d'abord pour un seul canal. Ensuite N^* est évalué suivant l'équation 3-4. Le paramètre N^* est indépendant des canaux ; il servira à calculer R_{clr} correspondant aux canaux restants. La méthode échoue si $N_2=N_1$ ce qui est le cas si les deux pixels sont complètement couverts par les nuages. De plus, les hypothèses introduites pour utiliser cette méthode, tels que des profils de température et d'humidité ainsi que des pressions de sommet de nuages identiques pour les deux pixels ne sont pas vérifiées dans la majorité des cas et l'utilisation de cette méthode n'est ainsi pas optimale (Pavelin et *al.*, 2008). Le logiciel Scènes Hétérogènes (NOV-3046-NT-727) applique cette méthode sur les radiances du sondeur IASI (Chapitre 4).

3.2. Nuages considérés comme corps gris

Les méthodes traitant les radiances nuageuses, qui font abstraction du nuage, ne permettent pas une utilisation totale du spectre infrarouge. Pour réaliser cela il est primordial d'introduire dans les modèles de transfert radiatif les paramètres du nuage. La méthode la plus simple est de décrire le nuage dans un modèle de transfert radiatif par son émissivité effective et par sa pression de sommet de nuage (éq. 1-21). Pour un nuage opaque, ces propriétés nuageuses peuvent être extraites à partir d'un imageur et l'utilisation d'un masque nuageux (cf. MAIA). Pour les nuages semi-transparents, les centres d'assimilation mettent en place des algorithmes permettant d'obtenir ces données nuageuses (CTP et Nε). Ainsi, le UKMO utilise la méthode de moindre résidu (minimum residual method, Eyre and Menzel, 1989) pour extraire une estimation des paramètres nuageux (Pavelin et *al.*, 2008). Météo-France et le Service Météorologique du Canada (SMC) utilisent quant à eux l'algorithme du CO2-slicing (Pangaud et *al.*, 2009 ; Heilliette and Garand, 2007). Au UKMO et au SMC, les paramètres nuageux calculés sont ensuite ajustés par un schéma 1D-Var avant d'êtres assimilés dans le modèle.

Au CEPMMT, McNally (2008) utilise le radiomètre AVHRR afin de ne sélectionner que les pixels totalement recouverts par les nuages (Nε=1). Les paramètres nuageux, calculés à l'aide de la méthode de moindre résidu, pour ces pixels totalement nuageux sont finalement fournis en entrée de RTTOV afin de simuler les radiances nuageuses. Dans cette méthode, les paramètres nuageux sont ajustés au cours de la minimisation du 4D-Var.

Une étude comparative des produits nuageux (pression de sommet de nuage et émissivité effective) utilisés en opérationnel dans 10 centres de météorologie a été réalisée par Lavanant et *al.* (2011). Cette étude révèle une meilleure restitution pour les nuages opaques et ayant une couverture totale dans l'empreinte de l'instrument ou pour les nuages en haute altitude (indépendamment de l'émissivité effective). Les schémas utilisés considèrent les nuages comme une fine couche de nuage et possédant une émissivité constante sur l'ensemble du spectre. Cependant, dans le cas de nuages de glace, les propriétés microphysiques et optiques des nuages de glace ne peuvent pas être négligées nécessitant la prise en compte de la dépendance spectrale de l'émissivité du nuage. Nous expliquons ci-après l'algorithme du CO_2-Slicing, avant d'expliquer dans le §3-3 les modèles de transfert radiatif incluant les propriétés optique et microphysique des nuages.

3.2.1. L'algorithme de détection et de caractérisation nuageuse

L'algorithme du CO_2-Slicing permet d'extraire à partir du spectre IASI les informations nuageuses : émissivité effective ainsi que la pression de sommet de nuage. Il est basé sur une convergence du modèle de transfert radiatif vers l'observation pour une sélection de canaux

sensibles aux nuages en minimisant les résidus (simulé – observé). Ce schéma simplifie le nuage à une seule couche et pour une émissivité constante. Ainsi, dans le cas d'une situation avec deux nuages (ex : bas opaque et haut semi-transparent), le schéma donnera une valeur moyenne correspondant à un nuage situé entre les deux nuages observés et une émissivité effective moyennée.

Ainsi pour chaque pixel et pour chacun des canaux sélectionnés, la fonction suivante est calculée pour chaque canal et pour chaque niveau de pression du modèle utilisé pour simuler les radiances (RTTOV dans notre étude) selon l'expression suivante :

$$F_{k,p} = \frac{R^{k}_{clear} - R^{k}_{meas}}{R^{k_{ref}}_{clear} - R^{k_{ref}}_{meas}} - \frac{R^{k}_{clear} - R^{k,p}_{cld}}{R^{k_{ref}}_{clear} - R^{k_{ref},p}_{cld}} \quad (3\text{-}5)$$

avec :

- p : niveau de pression
- k : numéro de canal dans la bande CO_2
- k_{ref} : canal fenêtre de référence choisi pour être le plus sensible à la surface.
- R^{k}_{meas} : radiance mesurée pour le canal k
- R^{k}_{clear} : radiance claire simulée pour le canal k
- $R^{k,p}_{cld}$: radiance simulée d'un corps noir pour le canal k en considérant un nuage opaque au niveau p.

Cette fonction $F_{k,p}$ est évaluée pour l'ensemble des niveaux de pression du modèle simulant les radiances, et l'on retient, pour chaque canal k, le niveau de pression $p_{c,k}$ qui minimise la fonction $F_{k,p}$.

Un filtre est appliqué au début par l'algorithme afin de discriminer les canaux présentant une différence entre les radiances observées et les radiances simulées inférieures au bruit radiométrique. Si tous les canaux sont filtrés, le pixel est déclaré clair. Si le pixel est contaminé par un nuage, la pression de sommet de nuage CTP associée au pixel est obtenue à partir des niveaux de pression calculés précédemment pour chaque canal, à l'aide de la formule :

$$\boldsymbol{CTP} = \frac{\sum \boldsymbol{w_k^2 p_{c,k}}}{\sum \boldsymbol{w_k^2}} \quad (3\text{-}6)$$

où w_k est la dérivée par rapport à la pression de la fonction $F_{k,p}$ ($w_k = \delta F_{k,p} / \delta \ln p$) et représente la sensibilité d'un canal à un niveau de pression.

Dans un second temps, le canal de référence est utilisé par l'algorithme pour déterminer l'émissivité effective Nε à l'aide de la formule :

$$N_e = \frac{R^{k_{ref}}_{clear} - R^{k_{ref}}_{meas}}{R^{k_{ref}}_{clear} - R^{k_{ref}}_{cld}} \quad (3\text{-}7)$$

Notons que la méthode peut échouer avec $N\varepsilon < 0$ ou $N\varepsilon > 1$.

3.3. RTM incluant *la microphysique du nuage*

La description microphysique du nuage dans les modèles de transfert radiatif prend en compte les interactions entre le rayonnement incident et la matière du nuage. Ces interactions, décrites dans le premier chapitre de ce manuscrit, sont la diffusion et l'absorption. Les modèles de transfert radiatif incluant les phénomènes de diffusion existent depuis plusieurs années (DISORT, Stamnes 1988 ; Matrix Operator Method, Liu et Ruprecht 1996 ; successive order of scattering, Lenoble et *al.* 2007) mais ne sont pas utilisables dans un contexte opérationnel car ils utilisent un modèle complet de diffusion et sont par conséquent très gourmands en temps de calcul. Des modèles rapides existent qui font des hypothèses sur la diffusion pour optimiser les temps de calcul. Nous présentons en détail deux de ces modèles : RTTOV et HISCRTM.

3.3.1. RTTOV

3.3.1.1. Principe

Le modèle de transfert radiatif RTTOV permet de traiter la diffusion dans les nuages, depuis la version 9, pour les sondeurs hyperspectraux IASI et AIRS (Matricardi, 2005). La modélisation est réalisée sur les niveaux de pression de RTTOV ce qui permet d'avoir une description verticale du nuage. Les entrées, en plus des entrées classiques (température, humidité, paramètres de surface), sont les profils nuageux de contenu en glace et en eau liquide, le profil de couverture nuageuse. En présence de nuage de glace, l'utilisateur renseigne sur le type de cristal de glace (agrégats ou hexagonal) et sur la paramétrisation à utiliser pour convertir les profils nuageux en diamètre effectif des particules de glace. Le principe de RTTOV est d'ajouter à l'épaisseur optique obtenue en ciel clair l'épaisseur optique nuageuse pour chaque couche définie dans le modèle.

Pour calculer la diffusion multiple, RTTOV se base sur l'approche de Chou et *al.* (1999), en incluant un paramètre de rétrodiffusion b dans le calcul du coefficient d'extinction du nuage :

$$\beta^{ext} = \beta^{abs} + b\beta^{diff} \quad (3\text{-}8)$$

avec β^{abs} et β^{diff} représentant respectivement les coefficients de diffusion et d'absorption du nuage. Le paramètre b, déterminé à partir de la fonction de phase, représente l'intégration du rayonnement rétrodiffusé en faisant l'hypothèse d'un rayonnement isotrope. Cette simplification permet de s'affranchir des calculs complexes de la diffusion multiple et ainsi se rapprocher des calculs effectués en ciel clair. A noter que, d'après Chou et *al.*, cette simplification est justifiée dans le calcul du flux radiatif ($w.m^{-2}$) mais elle peut ne pas l'être pour le calcul de la radiance ($w.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$).

L'épaisseur optique du nuage est ensuite calculée en intégrant l'équation 3-8 sur l'épaisseur Δz du nuage. Les coefficients de diffusion et d'absorption du nuage sont calculés à partir des entrées nuageuses du logiciel (CLWC, CIWC et D_{eff}) et de la base de données nuageuses de RTTOV. Pour les nuages d'eau liquide, cette base de données est obtenue à partir du logiciel OPAC (§2.3). Pour les nuages de glace, RTTOV propose deux bases de données selon la forme des cristaux souhaitée par l'utilisateur : colonnes hexagonales orientées aléatoirement et agrégats.

3.3.1.2. Calculs des propriétés optiques des cristaux

➢ *Propriétés optiques des colonnes hexagonales orientées aléatoirement*

Pour un cristal de type colonne hexagonale, les propriétés optiques sont calculées en utilisant les lois de l'optique géométrique et la méthode T-Matrix selon le tableau 3-1. Ces propriétés optiques sont :

- Section efficace d'absorption (σ^{abs} ; éq. 1-5)
- Section efficace de diffusion (σ^{diff} ; éq. 1-5)
- Fonction de phase ($P(\Theta)$; éq. 2-3)
- Facteur d'asymétrie (g ; éq. 2-4)

Ces calculs sont réalisés pour 24 longueurs L du cristal compris entre 4 et 3500 μm. Pour effectuer ces calculs, l'indice de réfraction réel obtenu par Waren (1984) a été utilisé ainsi que la partie imaginaire pour des longueurs d'ondes supérieures à 7,8 μm. En deçà, les données sont extraites de Gosse et *al.* (1996).

Longueur cristal (μm)	Méthode	Longueur d'onde	Longueur cristal (μm)	Méthode	Longueur d'onde
4	T-matrix	Spectre entier IASI	60	T-matrix	≥ 6μm
7.5	T-matrix	Spectre entier IASI	60	GO	<6μm
15	T-matrix	Spectre entier IASI	80	T-matrix	≥ 11μm
25	T-matrix	Spectre entier IASI	80	GO	<11μm
35	T-matrix	Spectre entier IASI	100	T-matrix	≥ 14μm
45	T-matrix	≥ 5μm	100	GO	<14μm
45	GO	< 5μm	130	GO	Spectre entier IASI

Tableau 3-1 : Choix de la méthode utilisée pour déterminer les propriétés optiques des cristaux de type colonnes hexagonales.

➢ *Propriétés optiques des agrégats.*

La géométrie des agrégats considérés est constituée de huit colonnes regroupées les unes aux autres. Leurs propriétés optiques sont directement extraites de la base de données construite par Francis et Baran (2004). Elles sont obtenues pour des longueurs L du cristal comprises entre 3 et 3500 μm. L'indice de réfraction de la glace (réel et imaginaire) provient entièrement de Waren (1984).

3.3.1.3. Calculs des propriétés radiatives du nuage

Les propriétés radiatives nuageuses sont calculées à partir des propriétés optiques intégrées sur la distribution de taille de particules nuageuses n(r). Dans RTTOV, les propriétés radiatives sont représentées par :

- Coefficient d'absorption (β^{abs} ; éq. 1-6).
- Coefficient de diffusion (β^{diff} ; éq. 1-6).
- Fonction de phase intégrée ($P(\Theta)$; éq. 2-5).

- Facteur d'asymétrie (g ; éq. 2-5).

La distribution de taille des particules nuageuses n(r) est issue de 30 campagnes de mesures : Heymsfield and Platt (1984), Takano and Liou (1989), FIRE I (voir *Monthly Weather Review,* Vol. 118, No. 11, 1990), FIRE II (Ivanova et al. 2001), et FU (1996) décrivant des campagnes dans les moyennes latitudes ; deux campagnes proviennent de régions tropicales : CEPEX IWC et CEPEX (Heymsfield and McFarquhar, 1996 ; McFarquhar and Heymsfield, 1997). Les propriétés radiatives sont indépendamment calculées selon les deux types de cristaux (agrégats et colonnes hexagonales).

Les propriétés radiatives de huit des campagnes sont représentées sur la Fig. **3.2** pour les colonnes hexagonales, et sur la Fig. 3.3 pour les agrégats. De ces résultats, on retient que la capacité d'atténuer le rayonnement est plus fort pour les cristaux de type colonnes hexagonales ; ce constat est fait à partir des campagnes Heymsfield and Platt (-20° à -25°C), CEPEX 4 avril (2250) et Takano et Liou (Cs). Ce résultat est en accord avec les propriétés optiques des particules présentées sur la Fig. **2.8** : le facteur d'extinction est plus fort pour les colonnes hexagonales que pour les particules de type agrégat. D'autre part, nous avons donné un exemple de spectre IASI affecté pour un nuage de glace sur la Fig. **1.7**, la forte pente présente sur les canaux fenêtres autour de 10 µm indiquait une forte variation des propriétés radiatives du nuage observé par l'instrument. Nous retrouvons ces fortes variations sur les trois campagnes citées précédemment, cependant elle existe peu pour les agrégats. Enfin, les agrégats possèdent une signature spectrale particulière entre 800 et 1000 cm^{-1} : les coefficients d'extinction changent trois fois de pente alors que les coefficients des colonnes hexagonales décroissent vers un minimum jusqu'à 980 cm^{-1} pour ensuite rester constant pour l'absorption et croître pour la diffusion.

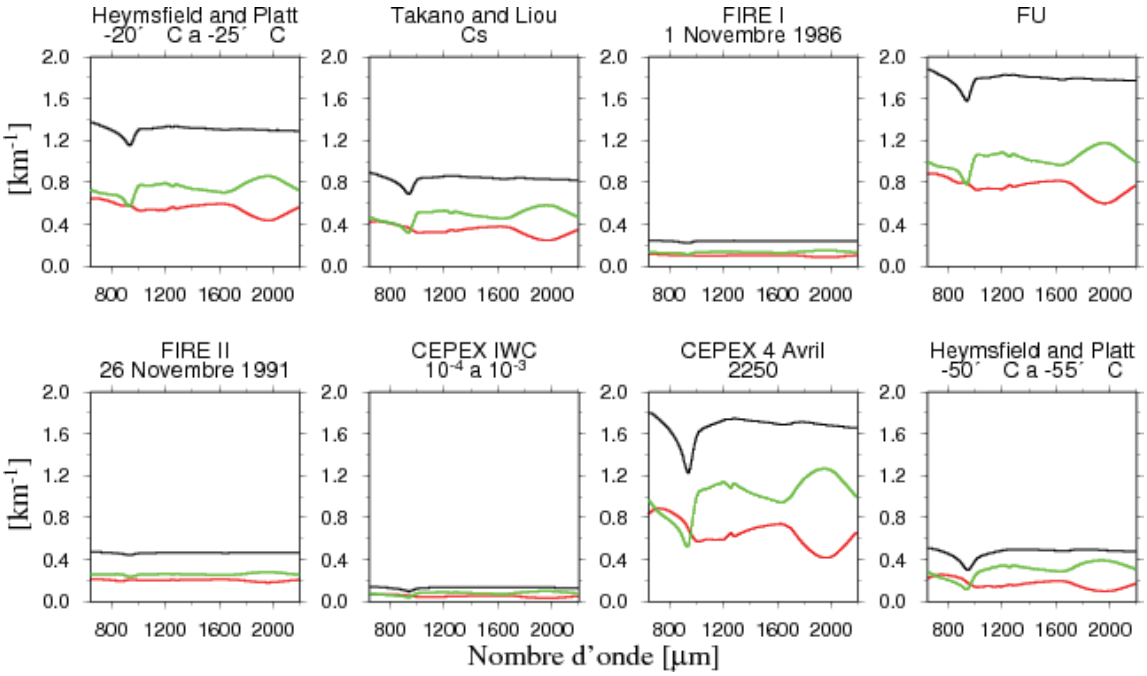


Fig. 3.2 : Propriétés radiatives des nuages de glace obtenues à partir des propriétés optiques des cristaux de type colonnes hexagonales à partir de différentes campagnes de mesures.

Coefficient d'extinction en noir, coefficient de diffusion en rouge et d'absorption en vert (Matricardi, 2005).

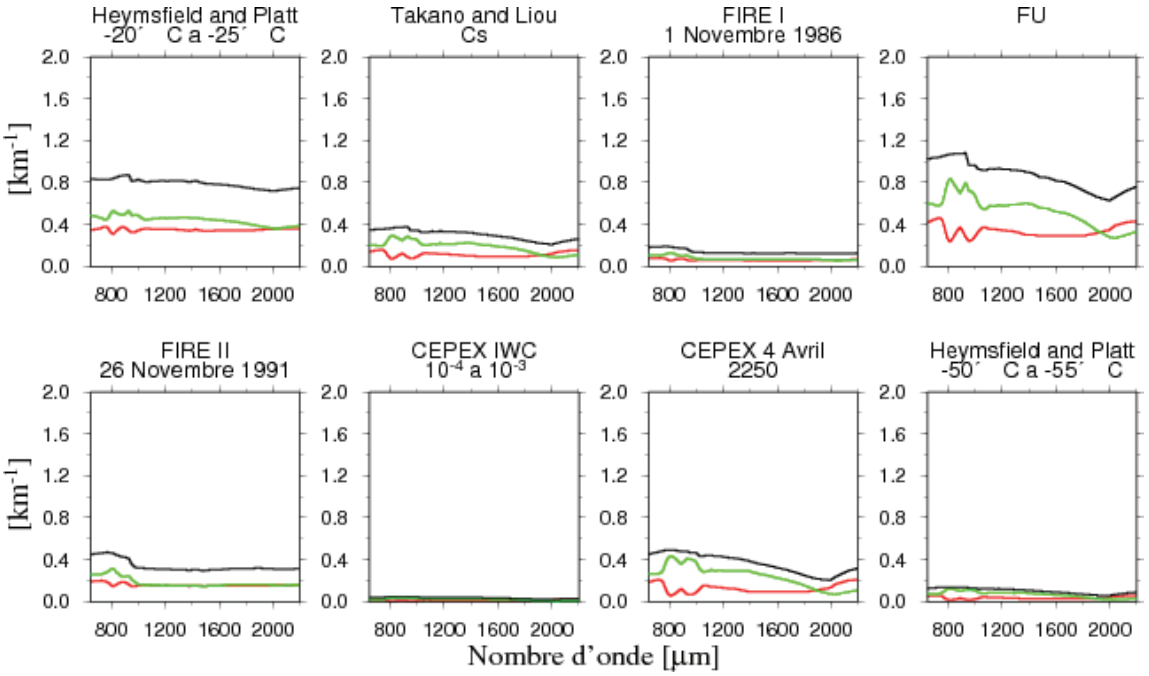


Fig. 3.3 : Propriétés radiatives des nuages de glace obtenues à partir des propriétés optiques des cristaux agrégats à partir de différentes campagnes de mesures. Coefficient d'extinction en noir, coefficient de diffusion en rouge et d'absorption en vert (Matricardi, 2005).

Pour chacune de ces 30 campagnes de mesures, RTTOV définit un contenu en glace (CIWC) et un diamètre effectif (D_{eff}) pour les nuages de glace. CIWC est donnée par l'équation 2-12, D_{eff} est donnée par Fu (1996) :

$$D_{eff} = \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} D^2 Ln(L) dL}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \left[DL + \frac{\sqrt{3}}{4} D^2 \right] n(L) dL} \quad (3\text{-}9)$$

L'équation 2-3 s'appuie sur l'équation 2-8 présenté au chapitre 2. Le dénominateur, représentant une surface de projection (LD dans l'équation 2-8), a été modifié pour être optimisé pour des critaux de type colonnes dans l'équation 3-9. La largeur D des cristaux est extraite de la longueur L en utilisant le rapport donné par Yang et *al.* (2003) :

$$\frac{D}{L} = \begin{cases} 1 & L \le 40\,\mu m \\ \exp\left[-0{,}017835(L-40)\right] & 40 < L \le 50\,\mu m \\ 5{,}916 \big/ \sqrt{L} & L > 50\,\mu m \end{cases} \quad (3\text{-}10)$$

Les paramètre L et D représentent des distances qui dépendent de la forme du cristal. Les valeurs des paramètres (CIWC et D_{eff}) obtenues pour les deux types de cristaux sont en annexe A.

3.3.1.4. Interface entre modèle et utilisateur

La Fig. **3.4** représente les variations des coefficients d'extinction, de diffusion et d'absorption divisés par le contenu en glace (β_{ext}/CIWC, β_{diff}/CIWC et β_{abs}/CIWC) en fonction du diamètre effectif pour 4 longueurs d'ondes infrarouge. Ces graphes ont été réalisés à partir des 30 distributions de taille de particules nuageuses n(r) extraites des campagnes de mesures (§ 3.3.1.3) et pour les deux types de cristaux. Ces coefficients diminuent avec l'augmentation du diamètre effectif. Pour une taille de particule supérieure à 75 μm, le coefficient d'extinction divisé par le contenu en glace atteint une valeur asymptotique et possède une faible variation avec l'augmentation de la taille de la particule. Pour une épaisseur de nuage et un contenu en glace fixés, en accord avec l'équation 1-7 et la Fig. **3.4**, l'épaisseur optique du nuage diminuera avec l'augmentation de la taille de particule.

Les coefficients de diffusion et d'absorption peuvent être paramétrisés par une régression utilisant le contenu en glace (CIWC) et le diamètre effectif de la particule (D_{eff}) :

$$\frac{\beta^{diff}}{CIWC} = c_{d,0} + c_{d,1}D_{eff} + \frac{c_{d,1}}{D_{eff}} + \frac{c_{d,3}}{D_{eff}^2} \quad \text{(3-11a)}$$

$$\frac{\boldsymbol{\beta^{abs}}}{\boldsymbol{CIWC}} = \boldsymbol{c_{a,0} + c_{a,1}D_{eff} + \frac{c_{a,1}}{D_{eff}} + \frac{c_{a,3}}{D_{eff}^2}} \quad \text{(3-11b)}$$

$$b = c_{b,0} + c_{b,1}D_{eff} + \frac{c_{b,1}}{D_{eff}} + \frac{c_{b,3}}{D_{eff}^2} \quad \text{(3-11c)}$$

Les 30 distributions de tailles de particules nuageuses et les propriétés optiques du cristal servent à déterminer les coefficients de régression r. Ainsi, pour un contenu en glace et un diamètre effectif défini sur une couche, RTTOV est capable de restituer l'épaisseur optique nuageuse en intégrant les coefficients de diffusion et d'absorption sur la largeur de la couche (équation 1-7) pour obtenir l'épaisseur optique de diffusion et d'absorption, puis en utilisant ces épaisseurs optiques dans l'équation 3-9.

Dans le modèle RTTOV, le diamètre effectif des particules est déterminé parmi 4 paramétrisations, celles-ci sont définies dans Boudala (2002), McFarquhar (2003), Ou & Liou (1995) et Wyzer (1998). Ces paramétrisations sont basées sur des campagnes de mesures, réalisées dans les hautes latitudes Canadiennes pour Boudala, dans les régions tropicales pour McFarquhar ; enfin, les campagnes de Ou & Liou et Wyser ont été réalisées dans les moyennes latitudes. La Fig. **3.5** représente le diamètre effectif des cristaux de glace en fonction du contenu en glace et pour différentes températures de nuage, pour les 4 paramétrisations présentes dans RTTOV. Depuis la version 10.2 de RTTOV, l'utilisateur peut entrer son propre D_{eff}.

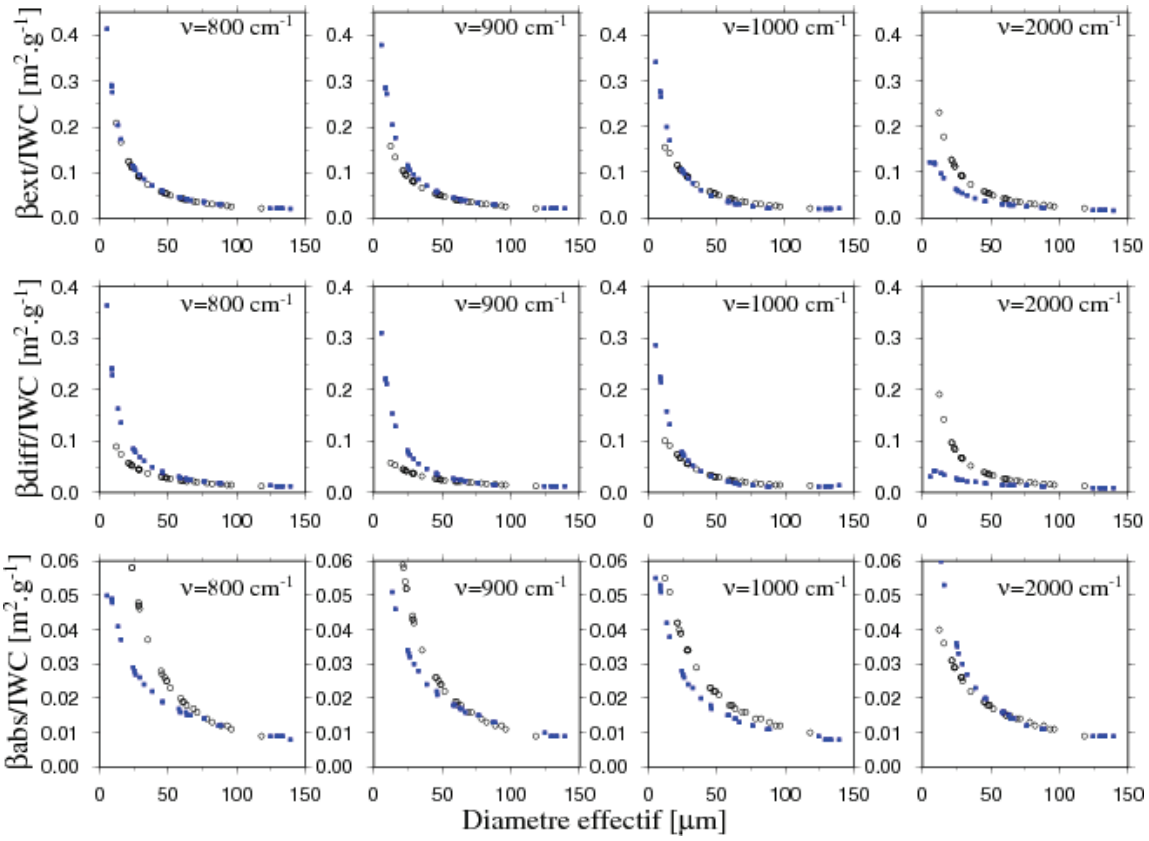


Fig. 3.4 : Coefficients d'absorption et de diffusion divisés par le contenu en glace en fonction du diamètre effectif, pour 30 distributions de taille de particules nuageuses n(r). En bleu les cristaux de type agrégat ; en noir les colonnes hexagonales (Matricardi, 2005).

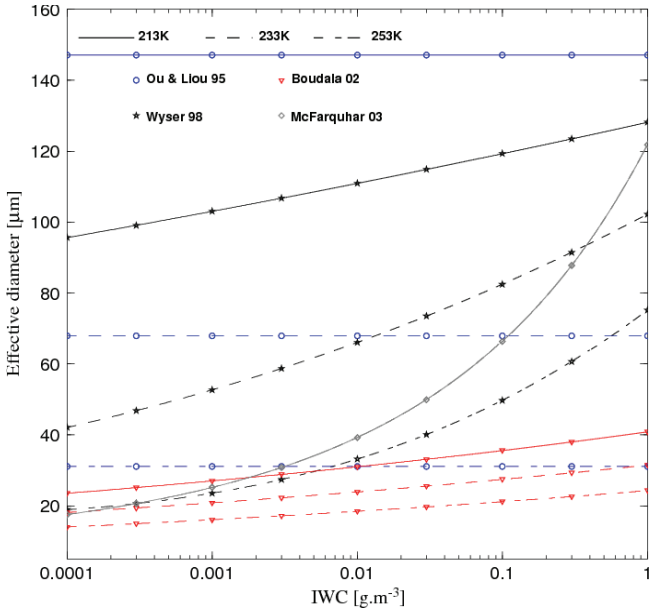


Fig. 3.5 : Représentation des quatre paramétrisations de taille de particules dans RTTOV

3.3.1.5. Couverture nuageuse

Pour gérer les situations multicouches, l'équation de transfert radiatif est résolue en divisant l'atmosphère en un nombre homogène de colonnes (Amorati et Rizzi, 2002) et en utilisant l'hypothèse de recouvrement maximum aléatoire (Fig. **2.10**). Chaque colonne contribue à une fraction de la radiance totale et est caractérisée par un type de nuage. Une fois que la radiance au sommet de l'atmosphère est calculée pour chaque colonne, la radiance nuageuse totale est calculée en sommant la radiance de chacune de ces colonnes pondérée par la fraction de la colonne. Cela permet de traiter les scènes partiellement nuageuses, les nuages possédant une forte extension verticale ou encore des situations présentant des nuages à phase mixte.

3.3.2. HISCRTM

3.3.2.1. Principe

Le modèle HISCRTM (HIgh Spectral Cloudy Radiative Transfer Model) a été développé par une collaboration entre l'Université du Texas A&M et l'Université du Wisconsin-Madison (Wei et al., 2004). Il permet de traiter à la fois les nuages d'eau liquide et les nuages de glace. Le traitement des nuages d'eau liquide étant basé sur les mêmes principes que RTTOV, nous expliquerons donc le principe de traitement des radiances nuageuses en présence de nuage de glace uniquement. Pour déterminer la forme des cristaux, HISCRTM se base sur les résultats d'une campagne de mesures FIRE II, aussi utilisée pour RTTOV. Le dépouillement des mesures révèle la présence, essentiellement, de trois types de cristaux : droxtals, hexagonal et agrégats. Ainsi selon la taille des cristaux entrée par l'utilisateur, HISCRTM définit lui-même le type de cristaux et la simulation de la radiance nuageuse de IASI sera effectuée avec la base de données d'un de ces trois types de cristaux : droxtal pour les petites particules (0-50 μm), colonnes hexagonales pour des particules moyennes (50 et 300 μm) et agrégats pour des tailles supérieures à 300 μm. Le modèle suppose que le nuage est placé sur une couche atmosphérique plan parallèle, homogène, isotherme et qu'il n'y a qu'un nuage dans l'empreinte de IASI. Le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère est déterminé par l'équation de transfert radiatif présentée au chapitre 1 (éq 1-15), le modèle suppose que les diffusions multiples inhérentes au nuage sont négligeables. Pour résoudre cette équation la base de données nuageuse de HISCRTM renseigne sur le pouvoir de transmission et de réflexion du nuage en fonction des paramètres nuageux entrés par l'utilisateur : diamètre effectif des particules (<200 μm), phase du nuage (liquide ou solide), niveau de pression sur lequel se situe la pression du sommet de nuage et épaisseur optique du nuage à 0,55 μm (0,04 – 100). En plus de ces données nuageuses, le modèle nécessite pour fonctionner les entrées suivantes : nombre de niveaux utilisé pour décrire l'atmosphère, angle zénithal du satellite (0-80°), profil de température, température de surface, émissivité de surface, longueur d'onde (3 – 20 μm) et transmittance en ciel clair sur chaque niveau. Ce dernier paramètre est extrait d'un modèle de transfert radiatif, dans le cadre de notre étude nous utilisons la donnée de RTTOV.

3.3.2.2. Calculs des propriétés optiques des cristaux

Pour déterminer les propriétés optiques des cristaux, HISCRTM utilise la méthode FDTD pour les cristaux de petite taille et s'appuie sur les propriétés de l'optique géométrique

pour les cristaux de plus grande taille. Les propriétés optiques calculées sont les efficacités d'absorption (Q_{abs}) et de diffusion (Q_{diff}) et le facteur d'asymétrie (g ; éq. 2-4). Les efficacités (Q_{abs} et Q_{diff}) sont reliées aux sections efficaces (σ_{abs} et σ_{diff}) par la section géométrique de la particule (A), cf. §1.2.2.3.

Ces propriétés optiques sont données pour 28 cristaux de type droxtal ayant une longueur maximum L comprise entre 1 et 1000 μm, 76 cristaux de type colonne hexagonale avec une longueur L comprise entre 1 et 10 000 μm enfin, et pour 36 agrégats compris entre 1 et 10 000 μm. Le diamètre effectif de ces cristaux est défini comme le ratio entre le volume (V) de la particule et la surface de projection (A) multiplié par 1,5. La géométrie des particules utilisées pour réaliser ces calculs est détaillée dans Yang et *al.* (2001) pour les cristaux de type colonne hexagonale et Yang et Liou (1998) pour les cristaux agrégat et droxtal. Les propriétés optiques de chacun de ces cristaux sont représentées sur la Fig. **2.8**.

3.3.2.3. Calculs des propriétés radiatives du nuage

L'explication des propriétés radiatives du nuage de HISCRTM nécessite d'introduire de nouvelles définitions qui n'ont pas été abordées dans les paragraphes 1-2-2 et 2-2-1. D'après Yang et *al.* (2001), le coefficient d'extinction normalisé $\tilde{\beta}_{ext}$, est donné par :

$$\widetilde{\boldsymbol{\beta}}_{\boldsymbol{ext}} = \frac{\boldsymbol{\beta_{ext}}}{\boldsymbol{CIWC}/\boldsymbol{\rho_{ice}}} = \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{Q_{ext}(L)A(L)n(L)dL}}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{V(L)n(L)dL}} \quad (3\text{-}12)$$

Le dénominateur du membre de droite de l'équation 3-12 est obtenu en utilisant l'équation 2-11 et le numérateur est équivalent aux équations 1-6, avec le terme $Q_{ext}A$ égale à la section efficace d'extinction (σ_{ext}). Les coefficients d'absorption et de diffusion normalisés sont définis de la même façon. Pour un contenu en glace (CIWC) et une épaisseur (Δz) donnés, l'épaisseur optique du nuage est alors obtenue par :

$$\boldsymbol{\delta} = \widetilde{\boldsymbol{\beta}}_{\boldsymbol{ext}} \frac{\boldsymbol{CIWC}}{\boldsymbol{\rho_{ice}}} \boldsymbol{\Delta z} \quad (3\text{-}13)$$

Yang et *al.* (2001), suggère d'utiliser le paramètre d'efficacité d'extinction moyenne $<Q_{ext}>$. Ainsi le coefficient d'extinction normalisé $\tilde{\beta}_{ext}$ peut être réécrit avec :

$$\widetilde{\boldsymbol{\beta}}_{\boldsymbol{ext}} = \frac{\mathbf{3}}{\mathbf{2}\boldsymbol{D_{eff}}} < \boldsymbol{Q_{ext}} > \quad (3\text{-}14)$$

en utilisant la définition du diamètre effectif (Foot, 1988) suivante :

$$\boldsymbol{D_{eff}} = \frac{\mathbf{3}}{\mathbf{2}} \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{V(L)n(L)dL}}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{A(L)n(L)dL}} \quad (3\text{-}15)$$

Le paramètre d'efficacité d'extinction moyenne $<Q_{ext}>$ peut s'écrire :

$$< \boldsymbol{Q_{ext}} >= \frac{2}{3}\boldsymbol{D_{eff}}\widetilde{\boldsymbol{\beta}}_{\boldsymbol{ext}} = \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{Q_{ext}(L)A(L)n(L)dL}}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{A(L)n(L)dL}} \quad (3\text{-}16)$$

De la même façon l'efficacité d'absorption moyenne <Q_{abs}>, l'efficacité de diffusion moyenne <Q_{diff}>, le facteur d'asymétrie moyen <g> et l'albédo de simple diffusion moyen sont donnés par :

$$< \boldsymbol{Q_{abs}} >= \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{Q_{abs}(L)A(L)n(L)dL}}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{A(L)n(L)dL}} \quad (3\text{-}17)$$

$$< \boldsymbol{Q_{diff}} >= \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{Q_{diff}(L)A(L)n(L)dL}}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{A(L)n(L)dL}} \quad (3\text{-}18)$$

$$< \boldsymbol{g} >= \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{g(L)Q_{diff}(L)A(L)n(L)dL}}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{Q_{diff}(L)A(L)n(L)dL}} \quad (3\text{-}19)$$

$$< \boldsymbol{\omega} >= \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{Q_{abs}(L)A(L)n(L)dL}}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \boldsymbol{A(L)n(L)dL}} = \mathbf{1} - \frac{<\boldsymbol{Q_{abs}}>}{<\boldsymbol{Q_{ext}}>} \quad (3\text{-}20)$$

La Fig. **3**.**6** représente l'efficacité d'extinction moyenne, l'efficacité d'absorption moyenne, le facteur d'asymétrie moyen et l'albédo de simple diffusion moyen en fonction du diamètre effectif pour les 30 distributions de taille de particules nuageuses (§3.3.1.3). La dépendance au paramètre D_{eff} est moins forte que celle observée pour RTTOV (Fig. **3**.**4**). Ce résultat est compréhensible car l'efficacité d'extinction moyenne contient implicitement le diamètre de particule (éq. 3-16).

En connaissant l'efficacité d'extinction moyenne ainsi que l'épaisseur optique visible (δ_{vis}), l'épaisseur optique à la longueur d'onde λ est déterminée par :

$$\boldsymbol{\delta(\lambda)} = \frac{<\boldsymbol{Q_{ext}}>}{\mathbf{2}}\boldsymbol{\delta_{vis}} \quad (3\text{-}21)$$

cette équation suppose que l'efficacité d'extinction moyenne d'un cristal de glace, aux longueurs d'ondes du visible (0,55 μm par exemple), est égale à 2 (paradoxe de la diffusion Fig. **2**.**8**). Cette supposition est raisonnable car la taille d'un cristal de glace nuageux est supérieure à la longueur d'onde visible.

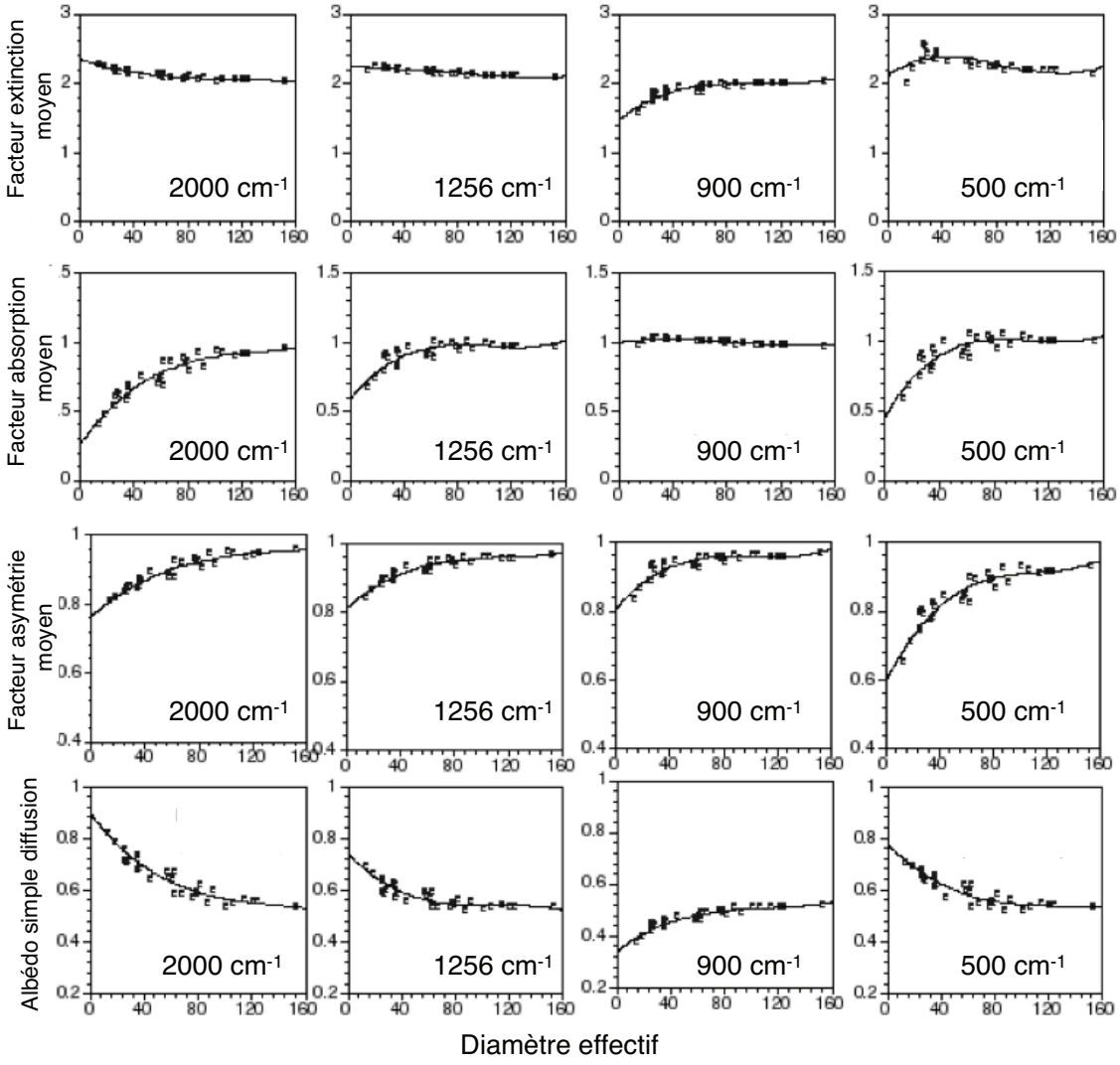


Fig. 3.6 : efficacité d'extinction moyenne, efficacité d'absorption moyenne, facteur d'asymétrie moyen et albédo de simple diffusion moyen en fonction du diamètre effectif, pour 4 longueurs IR. (Yang et *al.*, 2003)

3.3.2.4. Interface entre modèle et utilisateur

L'efficacité d'extinction moyenne, l'efficacité d'absorption moyenne et le facteur d'asymétrie moyen peuvent être paramétrisés par une régression polynomiale utilisant le diamètre effectif de la particule (D_{eff}) :

$$< \boldsymbol{Q_{ext}} >= \boldsymbol{C_{e0}} + \boldsymbol{C_{e1}D_{eff}} + \boldsymbol{C_{e2}D_{eff}^2} + \boldsymbol{C_{e3}D_{eff}^3} \quad (3\text{-}22)$$

$$< \boldsymbol{Q_{abs}} >= \boldsymbol{C_{a0}} + \boldsymbol{C_{a1}D_{eff}} + \boldsymbol{C_{a2}D_{eff}^2} + \boldsymbol{C_{a3}D_{eff}^3} \quad (3\text{-}23)$$

$$< \boldsymbol{g} >= \boldsymbol{C_{g0}} + \boldsymbol{C_{g1}D_{eff}} + \boldsymbol{C_{g2}D_{eff}^2} + \boldsymbol{C_{g3}D_{eff}^3} \quad (3\text{-}24)$$

avec $C_{i,j}$ les coefficients de régression. En connaissant l'épaisseur optique visible du nuage (δ_{vis}), la longueur d'onde (λ) et le diamètre effectif des particules (D_{eff}), il est possible d'extraire l'albédo de simple diffusion (ω), l'épaisseur optique du nuage (δ) et le facteur d'asymétrie (g) en utilisant les équations 3-21, 3-22, 3-23 et 3-24. Ces propriétés nuageuses ont été entrées dans le modèle de transfert radiatif DISORT. De cette façon, les coefficients de réflectance et de transmittance ont été obtenus pour des angles zénithaux (θ) compris entre 0° et 80°, des longueurs d'ondes entre 3 et 20 μm, des épaisseurs optiques visibles entre 0,04 et 100 et des diamètres effectifs de particules entre 15 et 200 μm.

Enfin une dernière paramétrisation, semblable aux équations 3-22, 3-23 et 3-24, est réalisée entre la réflectance (R) et transmittance (T) nuageuse obtenue en sortie de DISORT en fonction du diamètre effectif et de l'angle zénithal (θ) :

$$\boldsymbol{R} = \sum_{i=1}^{4}\left(\sum_{j=1}^{4} \boldsymbol{r_{i,j}\theta^{j-1}}\right)\boldsymbol{D_{eff}^{i-1}} \quad (3\text{-}25)$$

$$\boldsymbol{T} = \sum_{i=1}^{4}\left(\sum_{j=1}^{4} \boldsymbol{t_{i,j}\theta^{j-1}}\right)\boldsymbol{D_{eff}^{i-1}} \quad (3\text{-}26)$$

Avec $r_{i,j}$ et $t_{i,j}$ les coefficients de régression stockés dans la base de données nuageuses du logiciel. Pour un angle zénithal nul, les équations 3-25 et 3-26 prennent la même forme que 3-22 3-23 et 3-24. Connaissant la réflectance et la transmittance nuageuse ainsi que la pression de sommet de nuage, la radiance nuageuse au sommet de l'atmosphère est ensuite déterminée par l'équation 1-15. Notons que pour déterminer les coefficients R et T dans HISCRTM, il y a une double interpolation linéaire sur la longueur d'onde et sur le diamètre effectif qui est effectuée.

La Fig. 3.7 représente la variation de la transmittance et de la réflectance nuageuse à différentes longueurs d'ondes et épaisseurs optiques visible en fonction du diamètre effectif des particules pour un angle zénithal nul. Tout comme pour la Fig. 3.6, ces paramètres (R et T) sont très faiblement corrélés au diamètre effectif des particules, les coefficients de régressions des équations 3-25 et 3-27 sont donc très faibles. La transmittance atteint une valeur asymptotique au-delà d'un diamètre effectif de 50 μm. Nous avons constaté un résultat semblable avec RTTOV (Fig. 3.4). Notons qu'à 906,25 cm^{-1}, la transmittance dépend très faiblement du diamètre effectif et que la réflectance a une valeur très faible (<0,075) quelque soit la longueur d'onde.

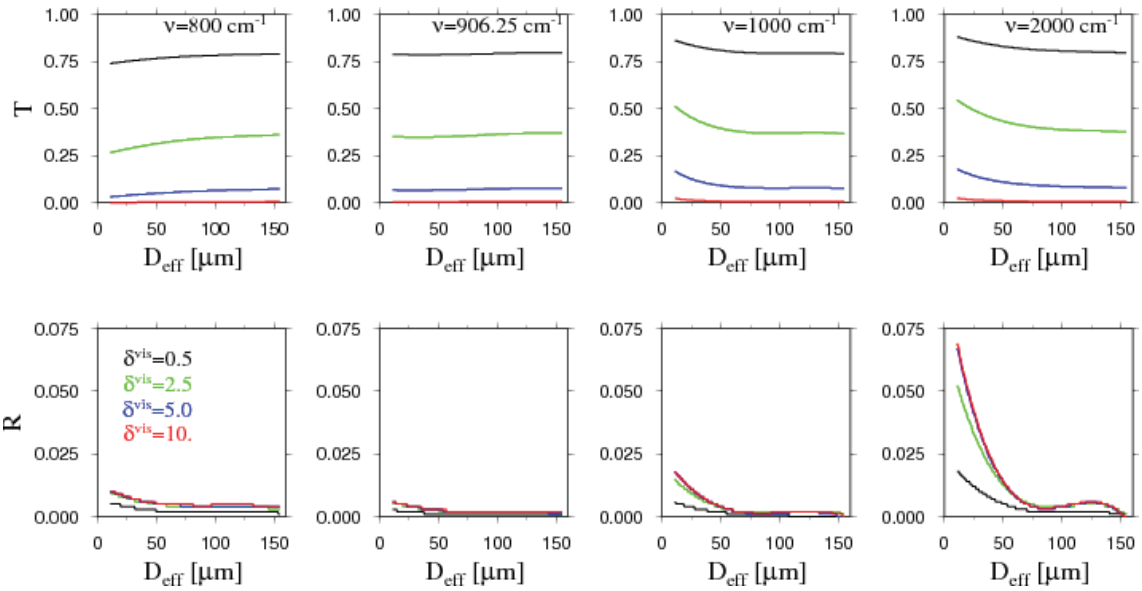


Fig. 3.7 : Variation de la transmittance (T) et de la réflectance (R) nuageuse pour 4 longueurs d'ondes et quatre épaisseurs optique visibles.

3.3.2.5. Couverture nuageuse

La version de HISCRTM utilisée dans cette étude traite le nuage sur une seule couche et ne permet pas de traiter des situations multicouches. Elle se limite à l'utilisation d'une unique phase nuageuse, soit liquide soit de glace. Une nouvelle version de ce logiciel est disponible (Wang, 2011) permettant de traiter ces situations multicouches.
Pour prendre en compte la couverture nuageuse, nous pondérons l'épaisseur optique visible (équations 2-14 et 2-15) par la couverture nuageuse.

3.3.3. Discussion

3.3.3.1. Tailles et formes des cristaux

Du fait de la nature complexe des cristaux de glace, le traitement des nuages de glace est rendu plus difficile. A travers la Fig. **3.8**, nous discutons de l'impact de la forme du cristal sur le calcul de la température de brillance dans RTTOV et l'impact du diamètre effectif dans les 2 modèles de transfert radiatif. Sur cette figure, les diamètres effectifs des particules utilisés dans HISCRTM (20, 40, 50 et 60 µm) sont les valeurs moyennes des diamètres effectifs des 4 paramétrisations de RTTOV.

- *Formes des cristaux*

HISCRTM fait le choix de déterminer la forme des cristaux en fonction de la taille entrée par l'utilisateur ; dans RTTOV, le choix est laissé à l'utilisateur entre les colonnes hexagonales orientées aléatoirement et les agrégats. Cette demande d'information est difficile à fournir car nous ne possédons pas de renseignements assez précis provenant soit de la

littérature soit de l'observation pour orienter notre choix. Le choix de la forme du cristal semble être crucial dans RTTOV car la simulation de la radiance nuageuse en est fortement impactée (Fig. **3**.**8**a et Fig. **3**.**8**b). En effet, les cristaux agrégats introduisent dans les simulation un changement de pente sur le spectre entre 800 et 980 cm^{-1}. Cette forme est rarement observée sur les spectres IASI, c'est pourquoi nous utiliserons plutôt, dans la suite des travaux, la base de données des cristaux de type colonnes hexagonales.

Les deux modèles que nous étudions, font le choix de ne traiter qu'un seul type de cristal lors de la simulation de la température de brillance. Cela pourrait être amélioré, car comme nous l'avons vu au paragraphe 2.2.2.1, la population nuageuse est composée de plusieurs types de cristaux. Le modèle de transfert radiatif américain CRTM (Ding et *al.*, 2010) tente de répondre à cette contrainte en réalisant un mélange de cristaux selon leur taille. Pour un diamètre inférieur à 60 μm, la population est considérée formée de droxtals, entre 60 et 1000 μm : 15% de rosettes à trois branches, 50% de colonnes pleines et 35 % d'hexagonaux plats ; entre 1000 et 2500 μm : 45 % de colonnes creuses, 45 % de colonnes solides et 10% d'agrégats ; pour un diamètre supérieur à 2500 μm : 97% de rosettes trois branches et 3% d'agrégats.

Wendish et *al.* (2007) évaluent l'impact de la forme du cristal sur la simulation de la radiance nuageuse dans l'infrarouge thermique. Dans les bandes d'absorption du CO_2 [4,3 et 15 μm], de H_2O [6,3 μm] et O_3 [9,6 μm] la forme du cristal est complétement insensible ; tandis que les canaux des fenêtres atmosphériques [8 et 10 μm] atteignent le maximum de sensibilité à ce paramètre. Cette sensibilité est accrue lorsque le nuage possède une fine épaisseur optique.

- *Tailles des particules*

Le modèle RTTOV laisse le choix parmi quatre paramétrisations pour déterminer le diamètre effectif des particules. Il y a peu d'indications qui permettent d'orienter le choix de l'utilisateur vers l'une ces quatre paramétrisations ; d'autant que le choix semble également crucial dans le calcul de la température de brillance comme le montre la Fig. **3**.**8** où l'écart entre les spectres peut atteindre 20 K.

Notons que si les paramétrisations de Boudala et McFarquhar sont déterminées à partir de la définition du diamètre effectif donné par Fu (1996), définition aussi utilisée pour réaliser la régression des équations 3-12 de RTTOV, Wyser utilise la définition de Ebber et Curry (1992) pour déterminer la paramétrisation :

$$D_{eff} = \frac{1}{\sqrt{4\pi}} \frac{\int \sqrt{A^3} n(L) dL}{\int A n(L) dL} \quad (3\text{-}27)$$

Avec A la section géométrique de la particule. La paramétrisation de Ou & Liou est également basée sur une autre définition du diamètre effectif. Ce changement de définition dans les paramétrisations peut être critique car le paramètre de diamètre effectif est fortement corrélé aux propriétés optiques du nuage par la régression (éq. 3-11) ; et il l'est d'autant plus que les propriétés optiques sont inversement proportionnelles aux diamètres effectifs. Ainsi une petite erreur sur le diamètre effectif engendre une forte erreur sur les propriétés optiques et sur la température de brillance. C'est en substance la conclusion de McFarquhar (1998) qui préconise d'utiliser une définition identique de la paramétrisation du diamètre effectif entre la construction de la base de données et la donnée d'entrée du modèle de transfert radiatif.

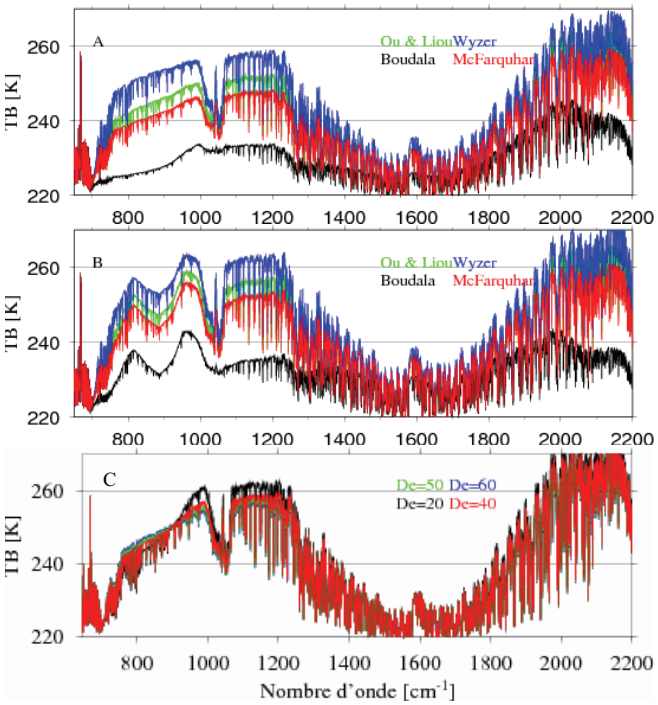


Fig. 3.8 : Simulations de spectres IASI. 4 paramétrisations de RTTOV, en utilisant des cristaux de type colonnes hexagonales (A) et agrégats (B). Les spectres (C) représentent la simulation de températures de brillance avec HISCRTM. Le nuage simulé est situé entre 200 et 400 hPa et posséde une épaisseur optique visible égale à 2,04.

Les définitions des diamètres effectifs ne sont pas les mêmes dans les deux modèles (éq. 3-9 et 3-15). Le choix du diamètre effectif des particules n'est pas plus évident dans le modèle de HISCRTM, mais il a un impact moins important dans la simulation de température de brillance (Fig. **3.8**c). Notons le point d'inflexion à 906,25 cm^{-1} qui est très peu sensible au diamètre effectif. Le comportement différent face au diamètre effectif semble, a priori, être en faveur du modèle HISCRTM car les 2 paramètres nuageux (contenu en eau nuageuse et diamètre effectif) sont décorrellés. Cependant, le changement du diamètre effectif de la particule implique inévitablement un changement de contenu en glace. C'est ce que nous constatons dans le plupart des paramétrisations (Boudala, McFarquhar, Wyzer) : RTTOV prend en compte cette modification tandis que HISCRTM ne le fait pas.

Pour chaque diamètre effectif l'épaisseur optique est différente pour un même contenu en glace IWC. La Fig. **3.9** prend en compte cette information. Sur cette figure, le spectre bleu est identique au spectre de la même couleur de la Fig. **3.8**c, c'est notre référence (CIWC=0,0157 $g.m^{-3}$; De=60mm ; δ^{vis}=2,04). Pour passer à un autre diamètre effectif et en nous basant sur le spectre de référence, nous modifions l'épaisseur optique visible proportionnellement à la modification qu'entraine un changement du diamètre effectif sur le contenu en glace en utilisant la paramétrisation de McFarquhar (Fig. **3.5**). L'épaisseur optique visible est modifiée afin de rester dans les même condition de RTTOV : contenu en glace identique pour les 4 paramétrisations. Par exemple, pour passer d'un diamètre effectif de 60 µm à 40 µm (spectre rouge) cela implique une diminution du contenu en glace de 0,0157 à 0,01 $g.m^{-3}$ donc, dans les mêmes proportions, une même augmentation de l'épaisseur optique visible de 2,04 à 3,20. Cette approximation est grossière, mais permet de comprendre le fonctionnement de HISCRTM, et nous pouvons constater sur les Fig. **3.8**a et

Fig. **3.9** un comportement quasiment identique entre HISCRTM et RTTOV pour des entrées nuageuses très proches.

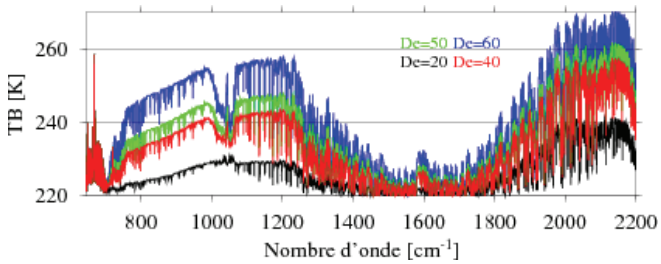


Fig. 3.9 : Simulation de radiances nuageuse par le modèle HISCRTM avec différentes valeurs de diamètre effectif entrainant un changement de l'épaisseur optique visible.

Pour finir, le Tableau 3-2 permet de faire une synthèse comparative des deux modèles de transfert radiatif. De plus, l'annexe B représente la variation spectrale de l'épaisseur optique à la sortie des deux modèles de transfert radiatif pour différentes valeurs de contenu en eau glacée et différents diamètres effectifs.

	RTTOV	HISCRTM
Diamètre effectif	$\mathbf{D_{eff}} = \frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \mathbf{D^2 L n(L) dL}}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \left[\mathbf{DL} + \frac{\sqrt{3}}{4}\mathbf{D^2}\right] \mathbf{n(L) dL}}$	$\mathbf{D_{eff}} = \frac{3}{2}\frac{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \mathbf{V(L) n(L) dL}}{\int_{L_{min}}^{L_{max}} \mathbf{A(L) n(L) dL}}$
Propriétés optiques	T-Matrix et optique géométrique	FDTD et optique géométrique
Campagnes de mesures	30 campagnes définies Fu, 1998	30 campagnes définies Fu, 1998
Liens entre entrées nuageuses et base de données	Régression polynomiale de second ordre fonction de $1/D_{eff}$	Régression polynomiale de troisième ordre fonction de D_{eff}
Autres	Prise en compte de la multi diffusion et des multicouches	Le nuage est ramené sur un niveau et ne gère pas le multicouche.

Tableau 3-2 : Comparaison des deux modèles de transfert radiatif HISCRTM et RTTOV.

Deuxième partie : Caractérisation et validation des schémas nuageux

INTRODUCTION

La première partie de ce manuscrit est un état de l'art sur les méthodes d'exploitation des radiances nuageuses d'un point de vue assimilation de données. Parmi celles-ci, la clarification et les modèles de transfert radiatif incluant les propriétés optique et microphysique des nuages sont caractérisés et validés dans les chapitres qui suivent.

La clarification nuageuse est basée sur le logiciel Scènes Hétérogènes du CNES. Dans cette étude (chapitre 4), nous validons ce logiciel et quantifions l'apport de cette méthode dans un processus d'assimilation de données en déterminant la quantité d'informations apportée par rapport à une simulation de radiance nuageuse classique (nuage considéré comme corps gris). Nous conclurons, malgré la performance de l'algorithme et la quantité d'information apportée, que l'utilisation de la clarification de la radiance nuageuse est très limité spatialement ; de plus, elle n'utilise pas les profils nuageux fournis par les modèles de prévision numérique (ciwc et clwc).

Dans les chapitres 5 et 6, nous utilisons les modèles de transfert radiatif qui incluent les propriétés optique et microphysique des nuages. L'objectif est de fournir les performances de ces modèles à simuler les radiances nuageuses afin de les proposer dans un contexte opérationnel utilisant uniquement les données nuageuses de la prévision. Pour y parvenir, nous utilisons, dans un premier temps, les résultats d'une campagne de mesures afin de comparer la radiance observée à celle simulée pour quelques situations caractéristiques de nuages : bas, semi-transparent, opaque et multicouche. Ces études de cas donnent de précieuses informations sur le fonctionnement de ces modèles. Dans un second temps (chapitre 6), nous utilisons un fichier de co-registration IASI/A-Train, permettant de traiter un plus grand nombre de radiance nuageuse et ainsi de réaliser une statistique sur les résidus obtenus entre les spectres nuageux observés et ceux simulés par RTTOV et HISCRTM. Cette étape nous a permis de constituer une méthode de filtrage robuste pour filtrer les situations n'ayant pas de cohérence entre les profils nuageux et l'observation IASI. Enfin, dans un dernier chapitre, nous appliquons les résultats obtenus dans un contexte opérationnel et global.

Chapitre 4. Clarification des radiances nuageuses

4.1. LOGICIEL SCENES HETEROGENES 81
4.1.1. Classification et regroupements 82
4.1.2. Décomposition 83
4.2. VALIDATION DU LOGICIEL 85
4.2.1. Mise en place de l'expérimentation 85
4.2.2. Résultats 86
4.3. APPORT DE LA METHODE 89
4.3.1. Simulation des radiances nuageuses 89
4.3.2. Comparaison du contenu en information 89
4.3.3. Résultats 91
4.4. CONCLUSION 93

INTRODUCTION

Plusieurs études montrent que le pourcentage de pixel uniformément clair à la résolution spatiale de IASI est faible ; la restitution, pour des pixels hétérogènes partiellement nuageux, des profils en température, en humidité et de diverses espèces chimiques est une plus value pour l'exploitation de la mission IASI. L'utilisation d'une méthode de clarification permet, sous certaines conditions, d'extraire la radiance qui aurait été observée par le sondeur si le pixel était totalement clair. Le logiciel NOVELTIS, financé par le CNES, nommé Scènes Hétérogènes, est une application de la méthode de clarification nuageuse au sondeur IASI. Cette méthode développée par Joiner (2000), est appliquée en opérationnelle à la NOAA pour le sondeur AIRS. Le but de l'étude, est d'une part de valider et caractériser le logiciel, et d'autre part, de quantifier l'apport de cette méthode à la chaine opérationnelle de traitement des données nuageuses de IASI (Lavanant et Labrot ; 2010).

4.1. Logiciel Scènes Hétérogènes

La méthode (NOV-3046-NT-727 ; Prunet 2001) considère la mesure IASI comme une combinaison linéaire des spectres issus des différentes scènes homogènes qui composent le pixel. Une scène homogène est définie par : un type de nuage, un type de surface (terre/mer) et par une température de surface. Le logiciel Scènes Hétérogènes propose de décomposer le spectre hétérogène du pixel IASI en spectres homogènes. Le processus est réalisé en deux étapes ; d'abord une classification des scènes et un regroupement si celles-ci sont très proches dans le pixel IASI ensuite une décomposition en appliquant l'algorithme de clarification présenté au §3-1-2 ; la Fig. 4.1 schématise les 2 étapes.

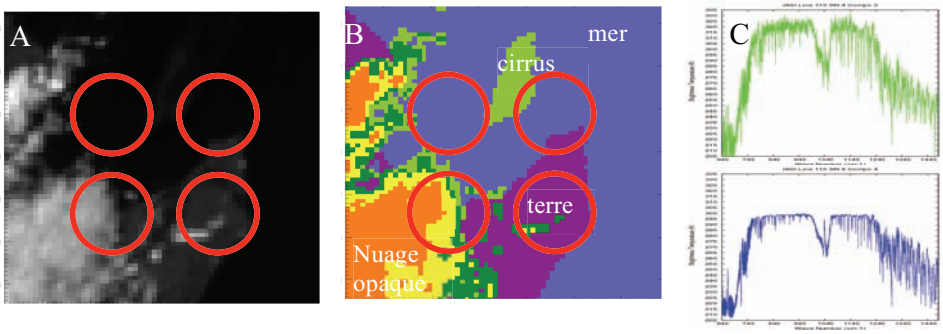


Fig. 4.1 : processus de décomposition du logiciel Scènes Hétérogènes. A) Observation du radiomètre avec les empreintes des pixels IASI en rouge. B) Classification des scènes observées et regroupement de ces scènes. C) Décomposition en spectres homogènes (Prunet, 2001).

4.1.1. Classification et regroupement

La classification identifie chaque scène radiative homogène dans le pixel IASI, chacune de ces scènes homogènes est nommée classe. La résolution de IASI est de 12 km au nadir et on utilise l'imageur AVHRR de résolution spatiale plus fine pour décrire les scènes présentes dans l'empreinte du sondeur. Le masque AVHRR MAIA permet d'associer une information géophysique à chaque classe correspondant à un flag terre/mer/nuage et un type de surface (ex : neige, nuage bas, nuage semi-transparent épais, etc.).

Pour limiter le nombre de classes, le masque MAIA n'est pas utilisé à la pleine résolution du radiomètre mais aux clusters AVHRR définis dans le produit IASI de niveau 1C. Les clusters, au nombre maximum de 7 (6 effectifs + 1 cluster poubelle), sont le résultat de l'algorithme de nuées dynamiques appliqué aux 4 pixels composant le Field Of Regard (FOR) de IASI. Chaque cluster traité par le masque MAIA représente une classe. L'ordre selon lequel sont rangées les classes est identique pour chaque pixel du FOR : par exemple, la première classe pour chacun des quatre pixels correspond au même cluster et représente la même scène. Toutefois, une classe n'est pas obligatoirement présente dans chacun des 4 pixels.

Pour pouvoir appliquer l'algorithme de décomposition, le logiciel ramène le nombre de classes homogènes à 4 en regroupant les classes selon des critères statistiques et géophysiques pour ne garder qu'un maximum de 4 classes. Chaque classe est ensuite réaffectée dans chacun des 4 pixels du FOR :

1. Le regroupement statistique attribue aux 6 classes du FOR une couverture dans le FOR à partir du rapport entre le recouvrement maximum de la classe N dans les 4 pixels et la somme des recouvrements maximum de chacune des 6 classes. Par exemple sur la Fig. **4.2**, la première classe du FOR a un recouvrement de 29%. Cette valeur est le rapport entre le recouvrement maximum de la classe 1 dans les 4 pixels (80%) et la somme des recouvrements maximum de chacune des 6 classes (80 + 15 + 25 + 60 + 45 + 51).
2. Le regroupement géophysique ramène le nombre de classes dans le FOR à 4 maximum. Pour cela le logiciel regroupe les classes en fonction de l'information géophysique. Par exemple les classes claires sont regroupées indépendamment du type de surface (côte, terre, mer), si la différence de température de surface est inférieure à un seuil fixé à 1 K. De même, les classes sont regroupées si la différence de température de sommet de nuage est inférieure à 1 K. Dans le cas de nuages

semi-transparents fins ou de nuages fractionnés, il n'y a pas de regroupement envisageable car le masque ne peut pas restituer une température de nuage. La couverture de la classe finale est égale à la somme des couvertures des scènes regroupées.

3. La dernière étape consiste à réaffecter les classes obtenues dans les 4 pixels avant la décomposition. L'algorithme réattribue à chaque pixel les classes identifiées à l'origine. Si deux classes ont été regroupées, la couverture est égale à la somme des couvertures des deux classes.

La Fig. **4.2** résume la démarche du regroupement des classes selon les 3 étapes décrites précédemment. Si à l'issue de ces étapes le nombre de classes est supérieur à 4, la décomposition n'est pas envisageable et l'algorithme s'arrête.

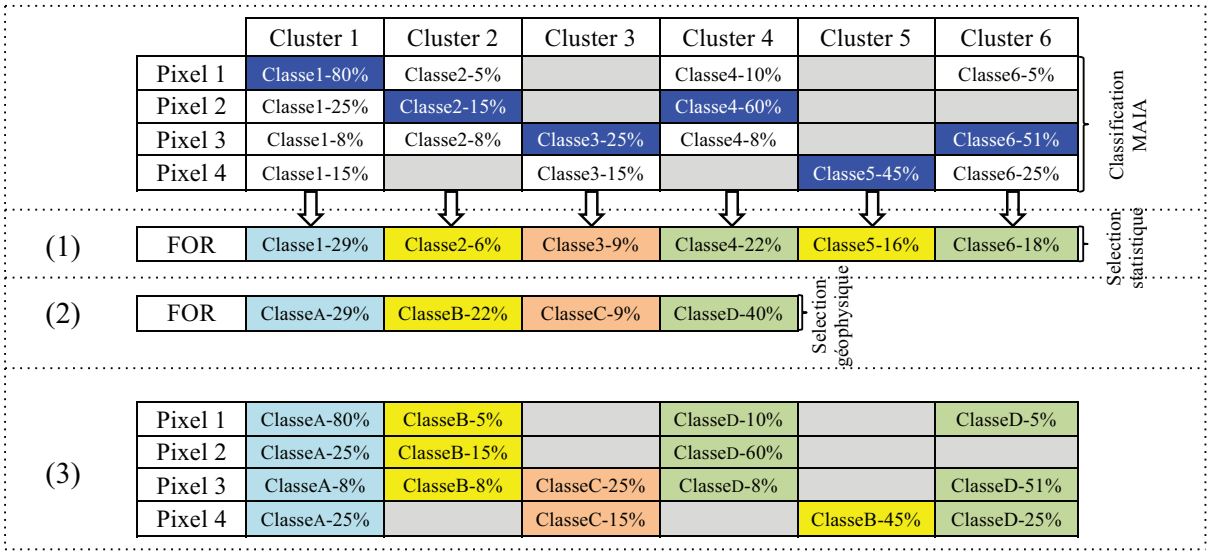


Fig. 4.2 : Schéma du regroupement des classes pour se ramener à un maximum de 4 classes. Dans cet exemple les classes 2 et 5 ont été regroupées pour former la classe B, et la classe 4 et 6 pour former la classe D. Les numéros indiqués se réfèrent aux 3 étapes décrites précédemment.

4.1.2. Décomposition

La décomposition consiste à extraire, à partir de la radiance mesurée de IASI, les spectres des scènes homogènes correspondant aux classes précédentes. La méthode est équivalente à celle du Cloud-clearing présentée à la section 3-1-2. Au lieu de travailler sur 2 pixels, le logiciel travaille sur les 4 pixels de IASI du FOR. La décomposition spectrale considère que chacune des classes est atmosphériquement homogène sur les 4 pixels (en température, humidité etc.). Elle considère que les gradients associés aux profils de température et d'humidité sont assez faibles sur les distances du FOR (<50km au nadir). Cette hypothèse n'est pas toujours vraie, en particulier pour l'humidité où les gradients peuvent atteindre de fortes valeurs sur de faibles distances (Pougatchev, 2008).

La radiance observée (R_{obs}) du pixel k (de 1 à 4), est la combinaison linéaire des radiances des 4 scènes homogènes (j) présentes dans le FOR, pondérées par leurs coefficients de recouvrement respectif :

$$\boldsymbol{R_{obs}(k) = \sum_{j=1}^{4} N(j,k) R_{homo}(j)} \quad (4\text{-}1)$$

avec N la matrice des coefficients de recouvrement des différentes classes et R_{homo} la radiance homogène des classes qui sont soit claires soit nuageuses. Pour des raisons de stabilité algorithmique la radiance moyenne (R_{pivot}) du FOR est soustraite de la radiance observée et des radiances homogènes dans l'équation 4-2.

$$\boldsymbol{R_{obs}(k) - R_{pivot} = \sum_{j=1}^{4} N(j,k)(R_{homo}(j) - R_{pivot})} \quad (4\text{-}2)$$

Le calcul de la radiance homogène consiste à inverser la matrice N pour le système d'équations linéaires à 4 inconnues (correspondant aux 4 radiances homogènes) :

$$\boldsymbol{R_{homo}(j) = R_{pivot} + \sum_{k=1}^{4} N^{-1}(j,k)(R_{obs}(k) - R_{pivot})} \quad (4\text{-}3)$$

La radiance homogène calculée est valable pour l'ensemble des pixels du FOR. Pour que le système soit bien conditionné, chaque scène doit être représentée dans les différents pixels du FOR avec des recouvrements différents, pour que les équations soient indépendantes. Le coefficient d'amplification de bruit (AB) est un bon indicateur pour évaluer la qualité du conditionnement du système d'équation. :

$$\boldsymbol{AB(j) = \sqrt{[1 - \sum_{k=1}^{4} N^{-1}(j,k)]^2 + \sum_{k=1}^{4} (N^{-1}(j,k))^2}} \quad (4\text{-}4)$$

Le coefficient d'amplification passe par une valeur minimum théorique égale à $\sqrt{2}/2$ quand $\sum_{k=1}^{4} N^{-1}(j,k)$ est égale à 0,5. Dans ce cas, le bruit associé à chaque spectre homogène est plus faible que le bruit instrumental de IASI (Fig. **4.3**), car la radiance homogène calculée est la contribution des 4 radiances mesurées dans chaque FOR. Si la radiance homogène est assimilée, le coefficient AB doit pondérer la matrice de covariance des erreurs d'observation (R ; §1-6-1), et le poids donné à l'observation est plus fort.

Au contraire, le coefficient est supérieur à 1, si le système d'équations linéaires (4-3) est mal conditionné à cause, par exemple, d'une mauvaise représentativité des recouvrements dans chacun des pixels du FOR. Par exemple, lorsque chacune des classes possède le même recouvrement dans les pixels du FOR. Cette valeur a pour conséquence d'amplifier la matrice des erreurs d'observation R.

Enfin, dans le cas où la valeur du coefficient est égale à 1, la radiance homogène obtenue n'a subi aucune modification par rapport à l'observation ; dans ce cas la radiance homogène provient très probablement de la radiance d'un pixel de IASI qui observe une scène homogène (ex : pixel complètement clair sur mer).

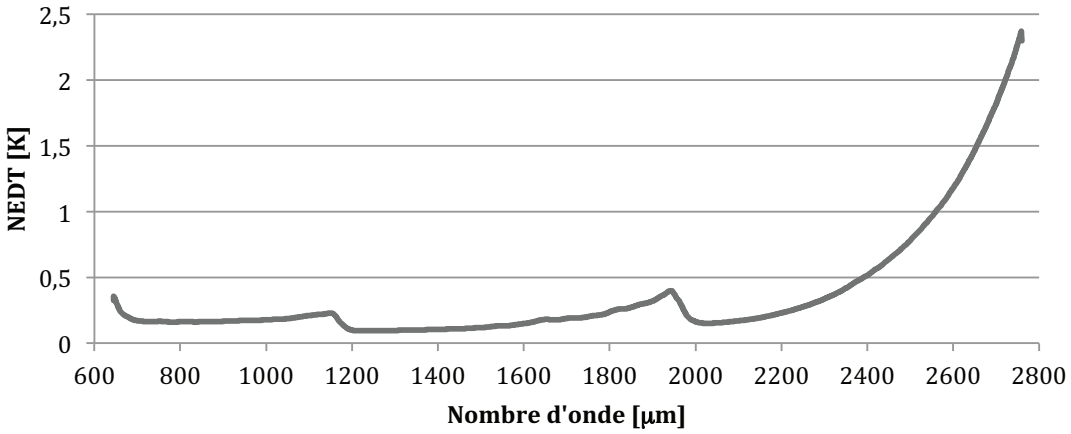


Fig. 4.3 : Bruit instrumental de IASI.

4.2. Validation du logiciel

4.2.1. Mise en place de l'expérimentation

Ce qui nous intéresse dans le logiciel de décomposition en scènes homogènes ce sont les scènes homogènes claires. Pour évaluer la qualité des spectres clarifiés nous les comparons aux spectres synthétiques clairs issus d'une simulation par un modèle de transfert radiatif. La performance de la méthode de clarification est obtenue en comparant les statistiques des résidus entre spectres synthétiques clairs et spectres clarifiés d'une part, et entre spectres synthétiques clairs et spectres observés clairs d'autre part.

Les spectres synthétiques sont calculés avec le modèle de transfert radiatif RTTOV-9 pour les profils atmosphériques et les paramètres de surface de la prévision du centre européen (CEPMMT). Les profils sont interpolés sur les 43 niveaux de pression de RTTOV. Le logiciel Scènes Hétérogènes est caractérisé du point de vue de l'assimilation de données, pour cette raison, seuls les 366 canaux (Collard, 2007) sont utilisés sur les 8461 canaux de IASI.

Les canaux les plus affectés par les nuages sont les canaux fenêtre. Ces canaux de surface sont mal simulés sur terre car la qualité de la température de surface de la prévision est moins bonne et l'émissivité de surface terrestre n'est pas correctement connue induisant en erreur la simulation de ces canaux. Pour ces raisons, nous ne traitons que les situations IASI au-dessus des mers entre les latitudes de 10°N et 80°N, soit l'Atlantique nord et la mer Méditerranée. Par défaut, la température de surface de la mer de la prévision est utilisée, mais si une des classes homogène est déclarée claire alors la température de surface associée à cette classe par MAIA est utilisée.

Les radiances utilisées dans les statistiques dépendent de la scène observée par le sondeur :

- Si la scène dans le pixel IASI est partiellement claire, que la classification MAIA trouve une classe claire sur mer et que la méthode de clarification n'a pas échoué, le spectre clarifié est pris en compte dans la statistique en le comparant à la radiance synthétique claire de RTTOV.

- Si le pixel IASI est déclaré complètement clair, le spectre observé est comparé à la radiance synthétique claire de RTTOV.

Les statistiques présentées sont obtenues pour la journée du 27 septembre 2009, les cartes du masque MAIA pour cette journée sont présentées sur la Fig. **4.4**. Les situations claires (en noir sur les figures) sont localisées approximativement aux mêmes endroits sur les deux figures : dans le golfe de Gascogne, au centre de l'Atlantique, au-dessus de la Méditerranée et sur les côtes canadiennes. Notons une forte présence de nuages de type fractionnés (en violet sur les figures). Ce sont des situations partiellement nuageuses avec très probablement des taux de recouvrement différent pour les spots IASI voisins.

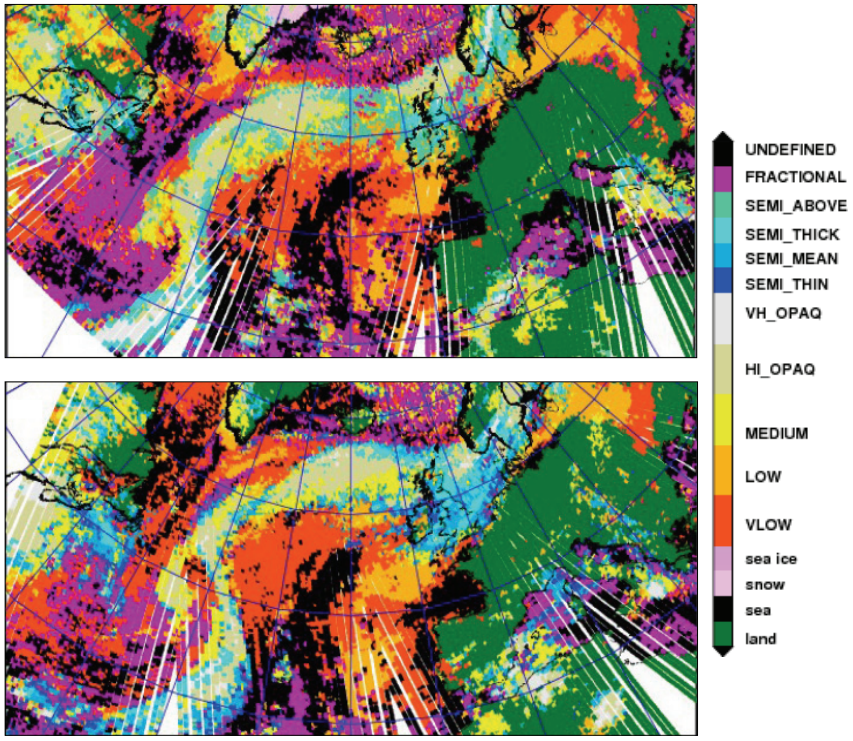


Fig. 4.4 : Masque nuageux MAIA obtenu pour la journée du 27 septembre 2009. L'orbite du matin est représentée sur la carte du haut, celle de l'après midi est en dessous

4.2.2. Résultats

L'amplification de bruit est importante lorsque l'on traite les radiances clarifiées. La Fig. **4.5** représente la distribution, sous forme d'histogramme, de ce coefficient pour l'ensemble des 16760 spectres clarifiés lors de la journée d'étude. Environ 50% des spectres clarifiés possèdent un coefficient d'amplification de bruit inférieur ou égal à 1, ce qui signifie que le bruit associé est inférieur à celui de IASI grâce à la contribution des 4 pixels du FOR. Notons la présence sur l'histogramme de fortes valeurs (> 8) ; il s'agit de spectres homogènes clairs issus d'un mauvais conditionnement (§4-1-1).

Nous avons réalisé la statistique des résidus entre les spectres clarifiés et spectres synthétiques clairs (non montrés) : la valeur moyenne des résidus oscille autour de 0K, sauf pour les canaux sensibles à l'ozone et l'écart-type atteint des valeurs supérieures à 5K sur les

canaux fenêtre (960 cm^{-1}). Cette valeur est largement supérieure à celle obtenue pour des résidus entre spectres observés clairs et synthétiques clairs qui est inférieure à 1K. Les forts écart-type résultent des situations ayant de forts coefficients d'amplification de bruit ; pour cette raison, nous décidons de ne pas conserver les situations avec des coefficients supérieurs à 1. Dans ce cas, la méthode de clarification permet de réduire la matrice de covariances d'erreurs de l'observation. Le nombre de situations passe alors à 8011, soit le rejet de la moitié des situations environ. Pour un seuil à 1,3, 30% des situations initiales auraient été rejetées.

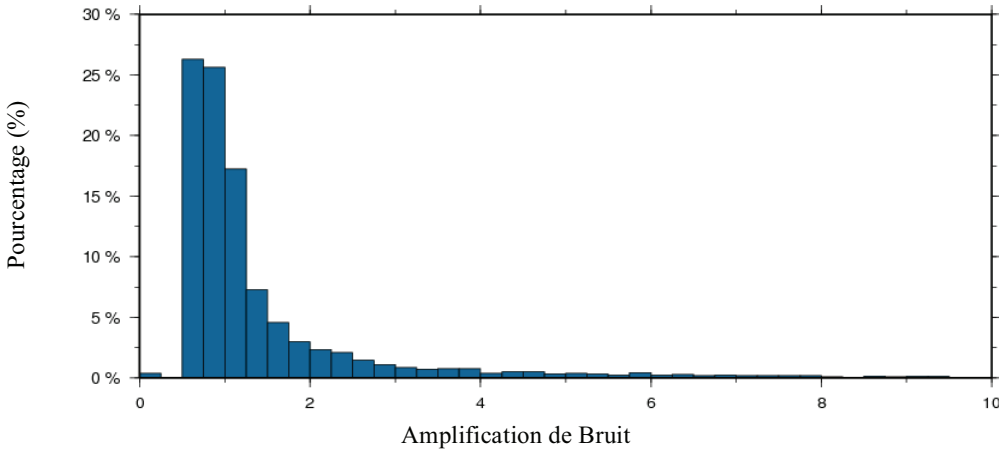


Fig. 4.5 : Histogramme des amplifications de bruits obtenues pour les spectres clarifiés

Les biais et écart-type, entre spectres synthétiques clairs et spectres observés clairs (courbes noires), et, entre spectres synthétiques clairs et spectres clarifiés (courbes rouges) sont montrés la Fig. 4.6. Le même ordre de grandeur est obtenu entre les 2 biais et les 2 écarts-type, ce qui est un résultat très positif et illustre la performance de la méthode. Toutefois, nous constatons un très léger écart entre les deux statistiques en défaveur de la méthode de clarification. L'écart est surtout sensible sur les canaux fenêtre de IASI. Nous suggérons 3 explications à l'origine de cet écart :

- Pas d'équivalence géographique entre les 2 statistiques.
- L'hypothèse sur l'homogénéité de l'atmosphère sur le FOR de IASI n'est pas respectée.
- Le regroupement de classe n'est pas assez sévère par rapport à l'hypothèse d'homogénéité en température et humidité : pour un cluster donné, présent dans les 4 pixels du FOR, MAIA donne souvent un type nuageux différent. Cette différence, justifiée ou non, peut avoir des incidences sur le regroupement de classes et se répercuter sur la décomposition spectrale.

La Fig. **4.7** présente les deux cartes des situations complètement claires et celles clarifiées. Nous constatons que la méthode de clarification est efficace en bordure des amas nuageux et pour les situations déclarées fractionnées avec MAIA. Par exemple dans le golfe de Gascogne, le pourtour de la masse de pixels IASI 100% clairs est traité par la méthode de clarification. Dans une application d'assimilation de données, cette technique permettra d'élargir les zones traitées comme étant claires ; mais, comme on pouvait s'y attendre, elle ne permettra pas de donner de l'information dans les masses nuageuses où le FOR est complètement couvert.

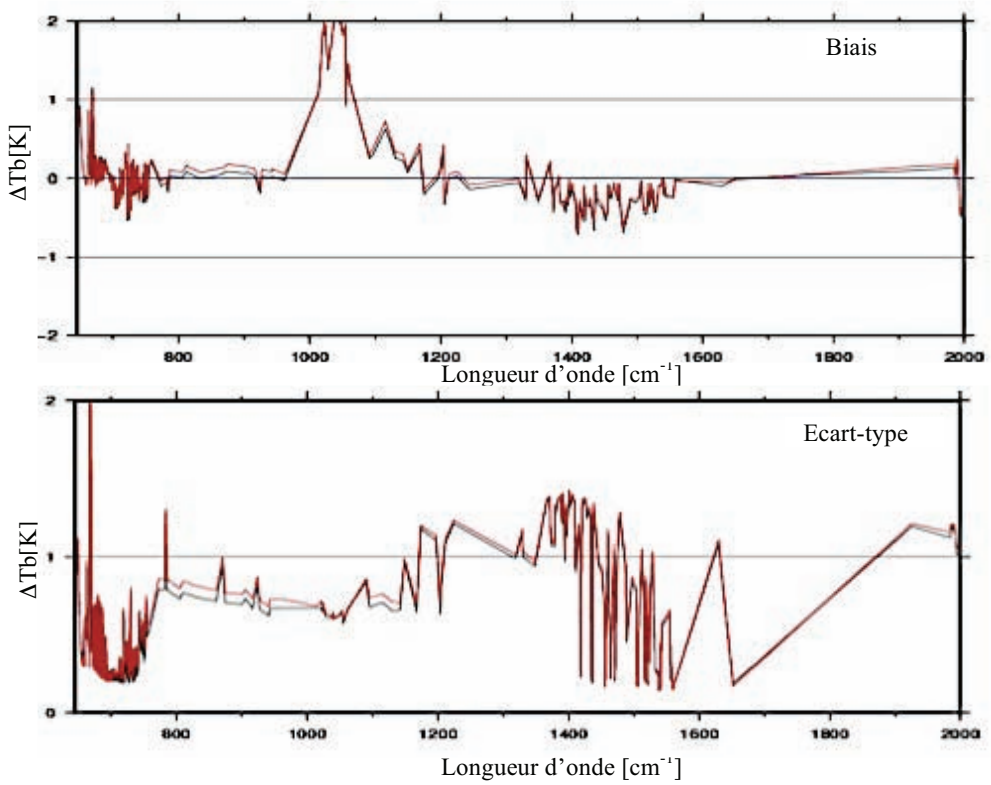


Fig. 4.6 : Biais et écart-type entre synthétiques clairs et observés clairs (courbes noires) ; entre spectres clarifiés et observés clairs (courbes rouges). Statistique obtenue pour 8011 situations ayant un seuil inférieur à 1 pour l'amplification de bruit.

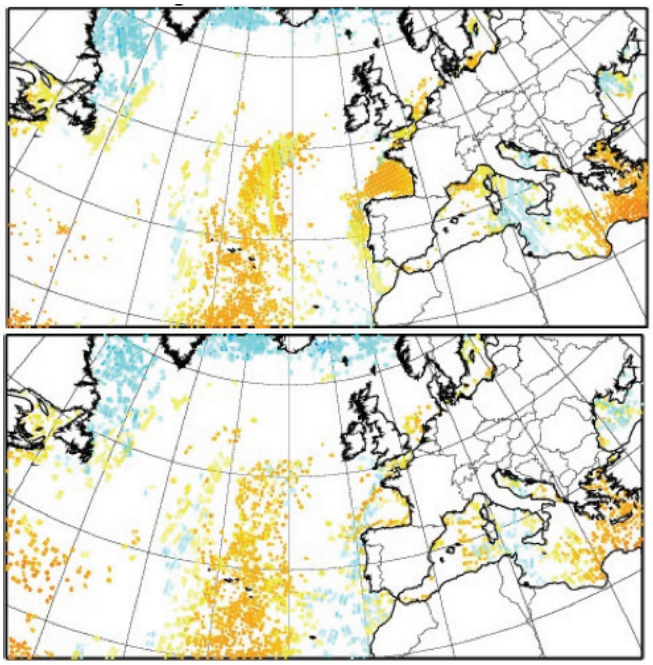


Fig. 4.7 : Géo-positionnement des situations 100% claires dans l'empreinte IASI (haut) et des situations clarifiées ayant une amplification de bruit inférieure ou égale à 1 (bas).

4.3. Apport de la méthode

La première partie de l'étude a permis de comparer les spectres clarifiés aux spectres clairs. Dans cette seconde partie, la radiance clarifiée est comparée aux spectres nuageux. Cette comparaison est faite en calculant la quantité d'informations indépendantes (DFS ; §1-6-1) qu'apporte le spectre pour restituer les profils d'humidité et de température. A priori, la radiance clarifiée apportera une plus value en information car elle permet de restituer les profils sur toute la colonne atmosphérique, y compris sous le nuage. Le CMS a développé une chaine permettant de traiter les radiances nuageuses, ce sont avec ces radiances que nous allons comparer la clarification nuageuse.

4.3.1. Simulation des radiances nuageuses

La chaîne de traitement des radiances nuageuses développée au CMS utilise aussi les résultats du masque nuageux MAIA sur les clusters pour simuler la radiance IASI affectée par les nuages. La radiance au sommet de l'atmosphère est une combinaison linéaire des différentes scènes qui composent le pixel IASI pondérée par leur surface respective (éq. 1-21). Les scènes homogènes sont déterminées par le masque nuageux et leur radiance est simulée indépendamment à partir des transmittances calculées en ciel clair par RTTOV à partir des profils de température et d'humidité de la prévision du CEPMMT. Si le cluster est clair, la radiance est déterminée à partir de l'équation de transfert radiatif en ciel clair (éq. 1-10). Si le masque nuageux indique la présence d'un nuage opaque dans le pixel IASI, la radiance est calculée en utilisant l'équation de transfert radiatif nuageuse en faisant l'hypothèse d'un corps gris (éq. 1-20). Enfin, si le masque nuageux signale la présence d'un nuage semi-transparent ou fractionné, la radiance nuageuse ne peut pas être simulée car le masque ne fournit pas la température du sommet de nuage nécessaire à la simulation. Dans ce cas, la simulation associée au pixel nuageux est le spectre synthétique clair simulé par RTTOV. L'algorithme du CO_2-Slicing (§3-2) ne peut pas être utilisé dans cette étude car il restitue des valeurs moyennes dans l'empreinte de IASI qui ne sont pas utilisables dans la décomposition en classe homogène. Par exemple, dans le cas d'un nuage multicouche l'algorithme du CO_2-Slicing restituera une pression moyenne située entre les deux pressions de sommet de nuages observés.

4.3.2. Comparaison du contenu en information

Dans le cas d'une situation partiellement nuageuse, nous avons deux spectres IASI : le spectre observé et le spectre clarifié. Pour ces deux spectres, nous souhaitons quantifier le nombre d'informations indépendantes (DFS ; §1-6-1) que pourront apporter chacun de ces spectres dans un modèle variationnel de type 1D-Var. Potentiellement, les 366 canaux (Collard, 2007) sont utilisés pour calculer le DFS. Cependant, pour certains canaux, l'écart à l'ébauche entre spectres observé et simulé est important, rendant leur utilisation dans un schéma variationnel difficile. Pour discriminer ces canaux, nous utilisons le schéma du CEPMMT qui permet de les filtrer (§3-1-1 ; McNally and Watts, 2003). Cette méthode de discrimination est appliquée sur les résidus entre spectres clarifié et synthétique clair, mais peu de canaux sont filtrés car les résidus sont faibles (statistiques Fig. 4.6). Le schéma du CEPMMT est également appliqué aux résidus entre spectres IASI observé nuageux et synthétique nuageux (méthode CMS). Si la radiance nuageuse est correctement simulée, peu de canaux seront filtrés ; si elle ne l'est pas, les canaux affectés par les nuages seront filtrés.

Cela est par exemple le cas pour un nuage semi-transparent où la température de son sommet n'est pas connue ce qui ne permet pas une simulation correcte de la radiance nuageuse.
Le calcul du DFS utilise les jacobiens en température et humidité (éq. 1-26) qui sont caractéristiques de la scène observée. Selon le type de la scène traitée (nuageuse, claire ou semi-nuageuse) et du type de nuage présent dans le pixel IASI (opaque et/ou semi-transparent), le nombre de canaux sélectionnés est différent. La Fig. 4.8 montre les jacobiens en température de 4 situations différentes :

- La Fig. 4.8a présente les jacobiens d'un pixel clair, les jacobiens sont non nuls tout le long de la colonne atmosphérique permettant une description de la température sur l'ensemble des niveaux du modèle. C'est ce type de jacobiens qui sera utilisé lors du traitement des radiances clarifiées.
- Sur la Fig. 4.8b seuls les canaux au-dessus de 700 hPa ont été sélectionnés. Ainsi, les canaux affectés par le nuage n'ont pas été sélectionnés. Ces jacobiens sont caractéristiques d'une scène de nuage de type semi-transparent qui a été simulée en condition claire. Seul les canaux pointant au-dessus du nuage et non affecté par ce dernier fourniront une information dans le schéma variationnel diminuant la valeur du DFS.
- La Fig. 4.8c présente les jacobiens caractéristiques d'une scène nuageuse homogène et opaque (CTP aux environs de 750 hPa). A noter la différence d'échelle par rapport à la Fig. 4.8a les jacobiens ont une sensibilité beaucoup plus forte à l'endroit où est localisé le nuage. Ce type de scène sera traitée par la méthode CMS mais sans doute sera en echec avec la méthode clarification.
- La Fig. 4.8c présente les jacobiens d'une scène hétérogène composée d'un nuage opaque et d'une partie claire. Ce type de scène qui est susceptible d'être traité par la méthode de clarification et laméthode CMS.

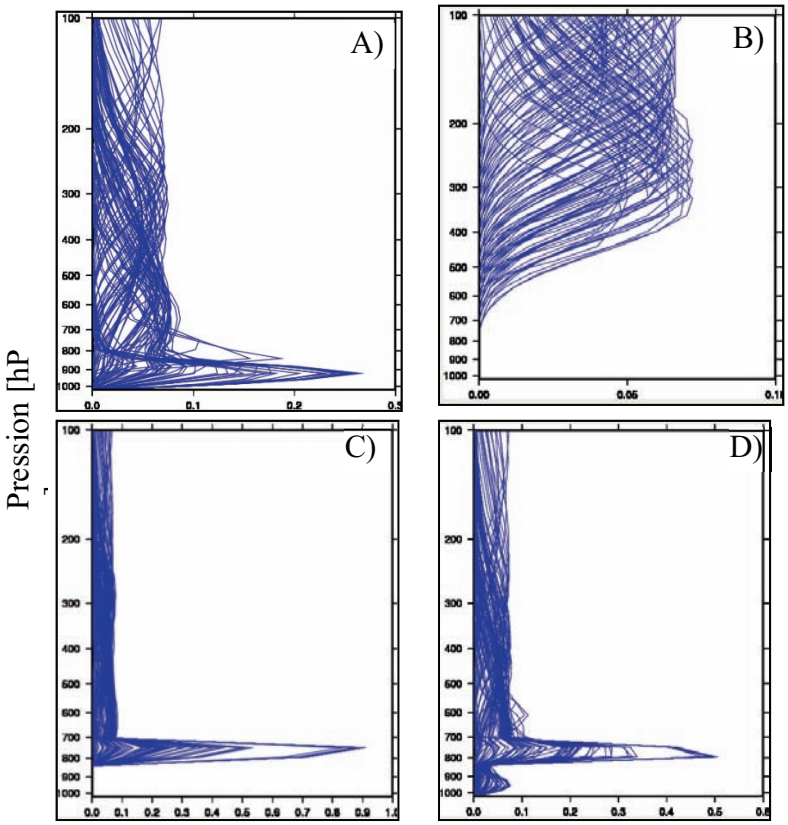


Fig. 4.8 : Représentation des jacobiens en température pour différents cas : a) ciel clair. b) nuage semi-transparent, c) nuage opaque, d) semi-nuageux.

4.3.3. Résultats

Dans cette partie nous traitons exclusivement les situations nuageuses ou partiellement nuageuses. Dans cette étude, la méthode de clarification traite les situations partiellement nuageuses uniquement pour une amplification de bruit inférieure à 1. Ce dernier paramètre est pris en compte dans le calcul du DFS dans la matrice R et permet d'atténuer les erreurs d'observations. L'étude est menée sur une demi-journée, le masque MAIA associé est présenté sur la **Fig. 4.9**.

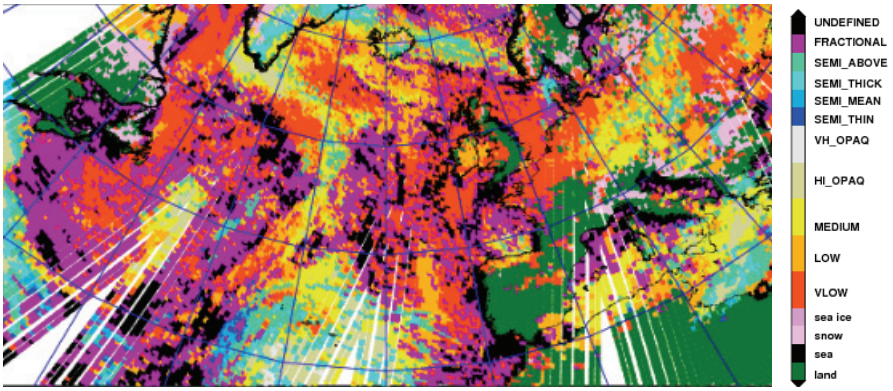


Fig. 4.9 : Masque MAIA obtenu pour la demi journée d'étude

Pour la demi journée d'étude, 5401 situations ont été clarifiées. Le DFS moyen obtenu par la méthode de clarification est de 7,92 ; pour ces mêmes situations traitées en simulant la radiance nuageuse le DFS moyen est de 6,51. L'utilisation du logiciel Scènes Hétérogènes permet de prendre en compte tous les canaux tandis que le traitement nuageux est limité par la présence du nuage. De plus, l'amplification de bruit inférieure à 1 permet de diminuer la matrice R. La Fig. 4.10a représente l'histogramme de la différence des DFS des radiances simulées nuageuses moins ceux des radiances clarifiées. L'histogramme centré sur -1, montre le gain d'informations de la méthode de clarification pour restituer l'humidité et la température.

La méthode de clarification permet de traiter 5401 pixels, alors que la méthode simulant les radiances nuageuses traite 38375 situations. La clarification nuageuse ne s'applique qu'à 15% des situations nuageuses ou semi-nuageuses. Les Fig. 4.10b et c représente les histogrammes des DFS obtenus pour respectivement la simulation des radiances nuageuses et les radiances clarifiées. Le pic de la Fig. 4.10b situé entre 1 et 2, correspond soit à des nuages semi-transparents soit des nuages très haut et opaques. En présence d'un nuage semi-transparent, la simulation des canaux affectés par le nuage n'est pas correct et un grand nombre de canaux de surface sont filtrés par le schéma du CEPMMT ce qui a pour conséquence de diminuer le DFS ; plus le nuage semi-transparent est haut dans l'atmosphère plus le DFS est petit car le nombre de canaux affectés par le nuage augmente avec l'altitude du nuage. En présence d'un nuage opaque de très haute altitude, les résidus entre les spectres observé et synthétique nuageux sont faibles car les paramètres nuageux sont bien connus et la simulation nuageuse par RTTOV est précise dans ce cas. Il y a donc très peu de canaux filtrés par le schéma du CEPMMT ; cependant, l'information des canaux affectés par le nuage est concentré sur une couche (ex. : Fig. 4.8c) située très haut dans l'atmosphère. Une situation de nuage opaque de très haute altitude permet d'obtenir une information sur une très faible

colonne atmosphérique, ce qui implique une faible valeur du DFS. Ces deux types de nuages contribuent au pic situé sur l'histogramme de la Fig. 4.10b.
La Fig. 4.11 représente la géolocalisation des situations traitées par chacune des 2 méthodes. La Fig. 4.11a montre le faible domaine d'application de la méthode de clarification par rapport à une méthode simulant la radiance nuageuse. Les Fig. 4.11b et **Fig. 4.9** montrent que les DFS les plus faibles correspondent à des nuages semi-transparents et des nuages opaques de très haute altitude. Nous pourrions améliorer la valeur du DFS des nuages semi-transparents monocouche en utilisant un algorithme de CO_2-Slicing pour restituer les paramètres nuageux.

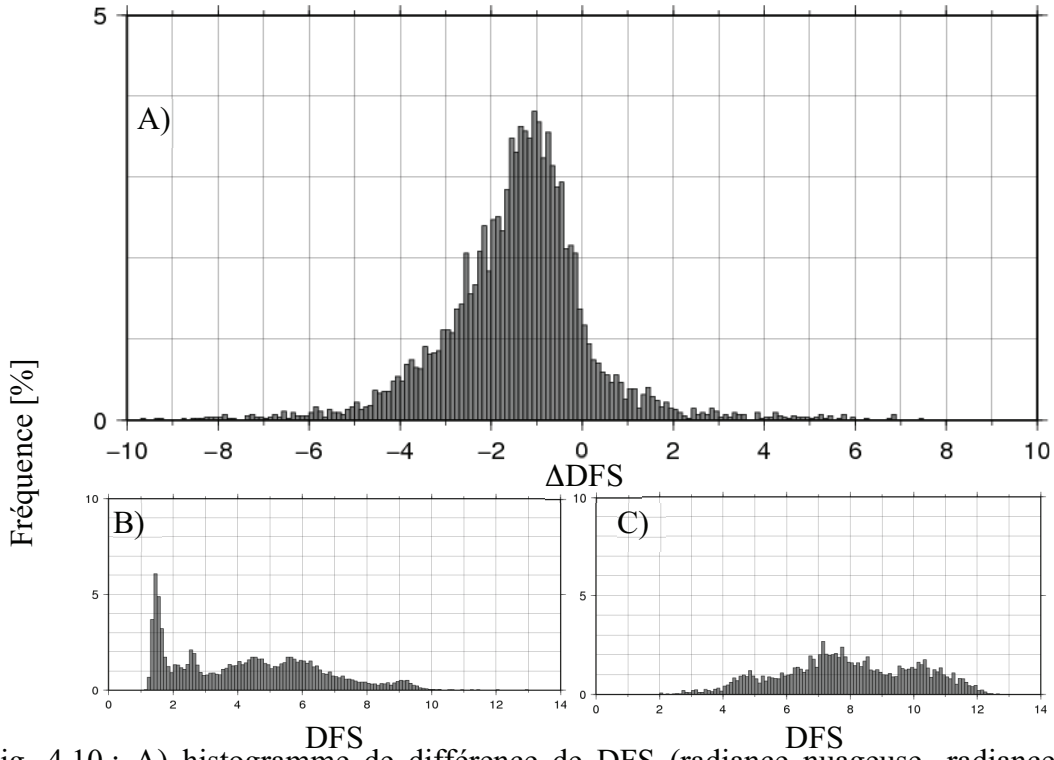


Fig. 4.10 : A) histogramme de différence de DFS (radiance nuageuse -radiance clarifiée) représentant 5401 situations. B) histogramme des DFS des radiances nuageuses (38375 situations). C) histogramme des DFS des radiances clarifiées (5401 situations).

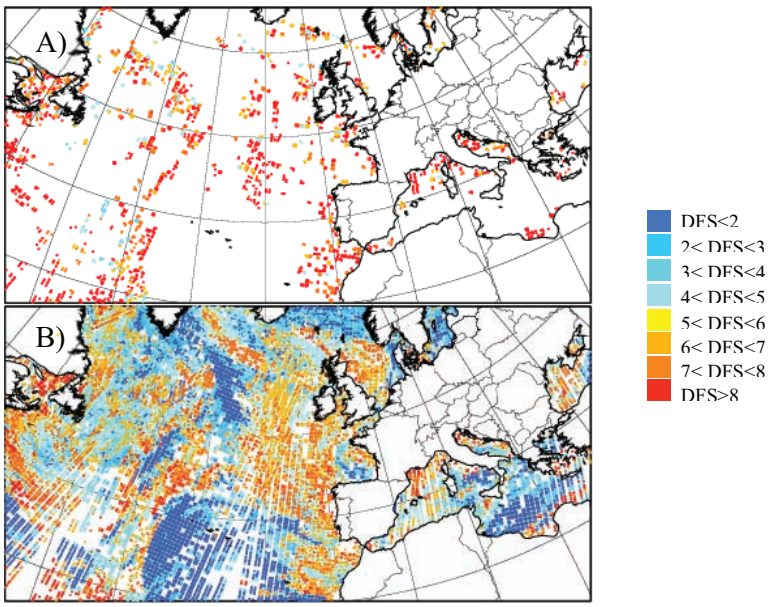


Fig. 4.11 : Localisation des pixels A) Clarification nuageuse. B) Radiances nuageuses. L'échelle de couleur représente la valeur du DFS.

4.4. Conclusion

La première partie de l'étude valide le logiciel Scènes Hétérogènes à travers une statistique. La seconde partie permet de quantifier l'apport de la méthode par rapport à une chaîne opérationnelle simulant la radiance nuageuse mise en place au CMS, dans ce cas le nuage est considéré comme un corps gris. La validation statistique a été réalisée en comparant les différences entre les spectres simulés clairs et ceux de l'observée IASI clair d'une part, et, les spectres clarifiés avec les spectres simulés clairs d'autre part. La comparaison nous a permis de constater que les biais et écart-type obtenus sont du même ordre de grandeur et permet de conclure au bon fonctionnement de l'algorithme. La seconde partie nous a permis de conclure que la méthode de clarification apporte un gain en information dans le cadre d'une inversion des profils de température et d'humidité. Toutefois la méthode ne s'applique qu'à 15 % des situations nuageuses ou semi-nuageuses. Ce faible nombre s'explique d'une part, par la nécessité d'avoir une scène partiellement nuageuse dans le FOR de IASI, et d'autre part, par le filtrage des situations avec une amplification de bruit supérieure à 1 (soit une réduction de 50% des situations semi-nuageuses) qui pourrait éventuellement être légèrement relaché à 1,25 (Fig. **4.5**) mais cela ne changeriat pas fondamentalement les résultats. La méthode de clarification n'est qu'une réponse partielle au traitement des radiances nuageuses, il est nécessaire d'exploiter d'autres pistes. C'est ce que nous faisons dans les prochains chapitres en utilisant un schéma microphysique permettant de prendre en compte l'interaction rayonnement matière.

Chapitre 5. Utilisation des schémas microphysiques à partir de données in-situ

5.1. PRESENTATION DE LA CAMPAGNE DE LINDENBERG 95
5.1.1. Instrumentations et données utilisées *96*
5.1.2. Méthodologie *97*
5.2. RESULTATS 97
5.2.1. Radiances claires *98*
5.2.2. Nuage bas opaque *98*
5.2.2.1. Saturation des modèles microphysiques 102
5.2.2.2. Type du nuage liquide 103
5.2.3. Nuage semi-transparent *104*
5.2.4. Nuage multicouche *109*
5.2.5. Nuage Haut opaque *111*
5.2.6. Synthèse des situations nuageuses *114*
5.3. DISCUSSION 115

Introduction

Pour valider les modèles de transfert radiatif microphysique (§3-3), les spectres observés IASI sont comparés avec les spectres simulés en utilisant les données in-situ de la campagne de mesures de Lindenberg (Stiller, 2007). L'utilisation de cette campagne de mesures nous permet de réaliser une fine description de la situation nuageuse observée par le sondeur IASI donnant ainsi un haut niveau de confiance aux profils atmosphériques utilisés pour simuler la radiance nuageuse. Au travers quelques cas nuageux représentatifs nous démontrerons les performances des deux modèles de transfert radiatif testés. Nous réaliserons également des études de sensibilité qui permettront de mieux appréhender l'utilisation de ces schémas dans l'optique d'une utilisation en opérationnel.

5.1. Présentation de la campagne de Lindenberg

La campagne de sondage atmosphérique, menée dans le cadre du programme EPS d'Eumetsat pour la validation et la calibration du sondeur hyperspectral IASI, a eu lieu à Lindenberg du 1er Juin au 31 Aout 2007 et a été réalisée par l'observatoire météorologique de Lindenberg. Localisé à 50 km au sud est de Berlin, le site de la campagne est à une altitude de 112 m au dessus de la mer [14,12°E ; 52,21°N]. Durant la période de mesures, un total de 290 radiosondes a été lancé au passage du satellite Metop en plus des 4 radiosondages quotidiens. Un effort a été fait pour combiner les radiosondages, les données du profiler micro-ondes, du lidar, du ceilomètre et du radar Ka-band dans le but d'obtenir une estimation optimale de l'état atmosphérique caractérisé par les profils de température, d'humidité et le

contenu en eau liquide. Les profils de contenu en eau liquide et glacée des nuages sont extraits à partir de la donnée du radar Ka-band.

5.1.1. Instrumentations et données utilisées

- Radar Ka-band

Le radar Ka-band (MIRA36 – 35,5 GHz) mesure le profil vertical de l'intensité du signal rétrodiffusé par les particules atmosphériques présentes dans l'atmosphère (nuages et aérosols essentiellement) ; le signal rétrodiffusé est décrit par la réflectivité Z ($mm^{-6}.m^{-3}$). Pour déterminer les contenus en eau liquide (CLWC) et glacée (CIWC), le signal radar est utilisé dans les équations suivantes :

$$\boldsymbol{CIWC = 0,097.Z^{0,59}} \quad (5\text{-}1)$$

$$\boldsymbol{CLWC = 9,237.Z^{0,64}} \quad (5\text{-}2)$$

Les équations 5-1 et 5-2 sont extraites respectivement de Liu & Illingworth (1999) et Fox & Illingworth (1996). La phase du nuage est simplement déterminée par rapport à la température de la couche sur laquelle se situe le nuage, au delà de 0°C le nuage est considéré comme ayant une phase liquide. Dû à la limite de sensibilité du radar, les nuages possédant de petites tailles de particules ou des nuages très fins (cirrus) ne sont pas correctement décrits, sous estimant ainsi le signal rétrodiffusé. D'après des modèles de simulations (www.cloud-net.de) et en effectuant des comparaisons avec des radars possédant différentes sensibilités (Görsdorf and Handwerker, 2001), cette sous-estimation peut atteindre 50% à une altitude de 10 km. Nous serons donc amenés, pour certains profils, à effectuer des corrections en amplifiant le signal rétrodiffusé.
La détermination de la base des nuages est rendue difficile par la présence de particules atmosphériques autres que les nuages (pluie, nuages d'insectes, aérosols). Pour cela la donnée du radar est combinée aux mesures du ceilomètre (Vaisala LD240) afin de le déterminer.

- Radiosondages

Les radiosondes (Vaisala) restituent les profils atmosphériques de l'ozone, d'humidité et de température. Les radiosondes sont lancées 1h et 5 min avant le passage du satellite Metop au dessus de Lindenberg ; les profils ont une résolution verticale de 10 m (en supposant une ascension moyenne de 5m/s). L'information atmosphérique est restituée jusqu'à 10 hPa. Comme les modèles de transfert radiatif utilisés décrivent les profils atmosphériques jusqu'à un niveau de pression situé à 0,05 hPa, nous extrapolons ces données avec celles de la prévision.

- Observateur Lindenberg

Pour compléter les mesures au sol, un observateur effectue des relevés de surface (pression, température, humidité) ainsi qu'un relevé de la situation météorologique de Lindenberg au passage de Metop : hauteur approximative de la base des nuages, type de nuages et météo (nuages, pluie, etc.).

- Données Metop

En plus des données in-situ de Lindenberg, nous utilisons le masque nuageux AVHRR pleine résolution pour obtenir une information de la situation observée. Il renseigne sur le type de nuage, la pression de sommet de nuage (pour les nuages opaques) et la fraction de nuage dans l'empreinte de IASI. L'algorithme du CO_2-Slicing est également mis en place pour obtenir une information nuageuse (pression de sommet de nuage et émissivité effective) à partir de l'observation IASI.

- Prévisions

Enfin, les données de prévision du CEPMMT sont utilisées : prévision de 00h avec une échéance à 9 heures pour l'orbite du matin et la prévision de 12h avec une échéance de 9 heures pour l'orbite du soir. Les profils atmosphériques sont définis sur 91 niveaux hybrides qui sont ensuite interpolés vers les 101 niveaux de pression définis dans les fichiers de coefficients de RTTOV.

5.1.2. Méthodologie

Pour cette étude, seules les situations de juin sont utiles du fait d'une défaillance du lidar à la fin du mois de juin 2007. De plus, du fait de l'indisponibilité de certaines données du radar Ka-band, seules 21 situations nuageuses ont été traitées ainsi que 8 situations claires. Ce nombre de situations ne nous permet pas de réaliser une statistique représentative sur les écarts observés entre la mesure IASI et la simulation de la radiance nuageuse, ainsi ce chapitre présente seulement des études de cas. Pour chacune des situations étudiées la démarche est la suivante :

- Co-localisation spatiale et temporelle entre les données de Lindenberg, de Metop et de la prévision.
- Analyse de la situation atmosphérique en étudiant les scènes observées par les différents instruments et l'observateur de Lindenberg afin de s'assurer que le même nuage est observé et ainsi ne pas utiliser une information erronée dans les modèles de transfert radiatif.
- Calcul des profils nuageux à partir de la donnée du radar Ka-band en utilisant les équations 5-1 et 5-2 ; calcul de l'épaisseur optique nuageuse visible nécessaire à HISCRTM (éq. 2-14 et 2-15).
- Simulation de la radiance nuageuse à partir de HISCRTM et RTTOV et comparaison au spectre observé IASI.

En l'absence de nuage, seul le modèle de transfert radiatif RTTOV est utilisé car HISCRTM est une sur-couche nuageuse et ne permet pas de simuler les radiances claires.

5.2. Résultats

Cette section est scindée en 3 parties, la première présente les résultats des résidus obtenus sous atmosphère claire par RTTOV, cela afin de valider les profils atmosphériques de Lindenberg. Ensuite, nous présentons en détail 4 situations nuageuses représentatives (nuage bas, nuage semi-transparent, nuage opaque et nuage multicouche). La simulation de

ces radiances nuageuses est effectuée à partir des profils nuageux de Lindenberg et de la prévision. Cependant, nous nous appuierons sur les résultats des profils nuageux de Lindenberg, ceux de la prévision sont donnés à titre indicatif. Enfin, dans la dernière partie, nous réalisons une synthèse des résidus obtenus sur le reste des situations traitées.

5.2.1. Radiances claires

Les radiances IASI en atmosphère claire ont été simulées par RTTOV en utilisant respectivement les profils extraits de Lindenberg et de la prévision. L'écart quadratique moyen (RMS) entre les spectres simulés clairs et observés est représenté sur la Fig. **5.1**. De ces résultats, nous avons pris la décision d'utiliser les profils provenant de la prévision car l'écart quadratique moyen est plus petit pour les canaux de vapeur d'eau. Cette valeur atteint 2 K lorsque les données de Lindenberg sont utilisées en entrée de RTTOV.

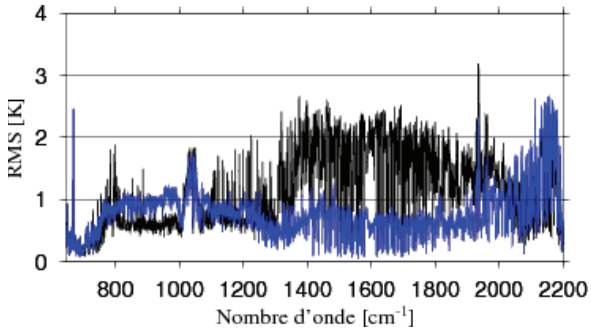


Fig. 5.1 : RMS des résidus extraits de RTTOV pour les 8 situations claires de Lindenberg, à partir des données de la prévision (bleu) et des données de Lindenberg (noir).

Entre 800 et 1000 cm^{-1} le RMS est inférieur à 0,7 K avec les profils de Lindenberg et 1 K avec les profils de la prévision. Nous n'avons pas appliqué de correction de biais sur les données de IASI dans l'étude des radiances nuageuses qui suit, du fait de la difficulté à réaliser une statistique représentative à partir des 8 situations. Le choix d'utiliser les données de la prévision plutôt que celles issues de mesures in-situ peut paraître surprenant. Cependant, l'empreinte au sol d'un pixel IASI a une surface supérieure à 110 km^2 au nadir, la représentativité des données atmosphériques issues d'un modèle de prévision numérique peut donc être meilleure pour une telle surface.

5.2.2. Nuage bas opaque

La Fig. **5.2** représente l'observation radar de la journée du 02 Juin. Les survols du satellite Metop au dessus de Lindenberg, à 8h53 et 20h22 sont symbolisés par les tirets rouges sur l'écho radar. Une couche nuageuse persiste durant la matinée en basse altitude, cela est en accord avec l'observateur qui signale la présence de nuages possédant un développement vertical modéré et situé dans les basses couches de l'atmosphère (entre 300 et 600 m). Une seconde couche de nuages située en haute altitude (entre 8km et 10 km) apparait au début de l'après midi. Nous allons étudier la capacité des modèles de transfert radiatif à simuler une situation de nuage bas en se basant sur le profil nuageux de 8h53.

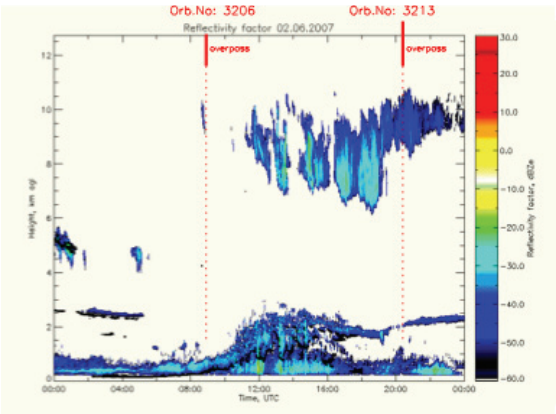


Fig. 5.2 : Profil radar de la journée du 2 juin. Le passage de Metop est symbolisé par les pointillés rouges.

Notons, aux environs de l'orbite du matin de IASI, la présence d'un nuage haut d'une altitude de 10 km. Ce nuage n'est pas pris en compte dans le traitement de la radiance nuageuse car il n'apparait ni sur l'écho radar au moment du passage de IASI ni sur le masque nuageux MAIA (Fig. **5.3**). D'après l'image en composition colorée obtenue à partir de MSG (Fig. **5.4**), la scène nuageuse étudiée est contenue dans une vaste étendue nuageuse de type stratiforme qui est en accord avec le masque MAIA.

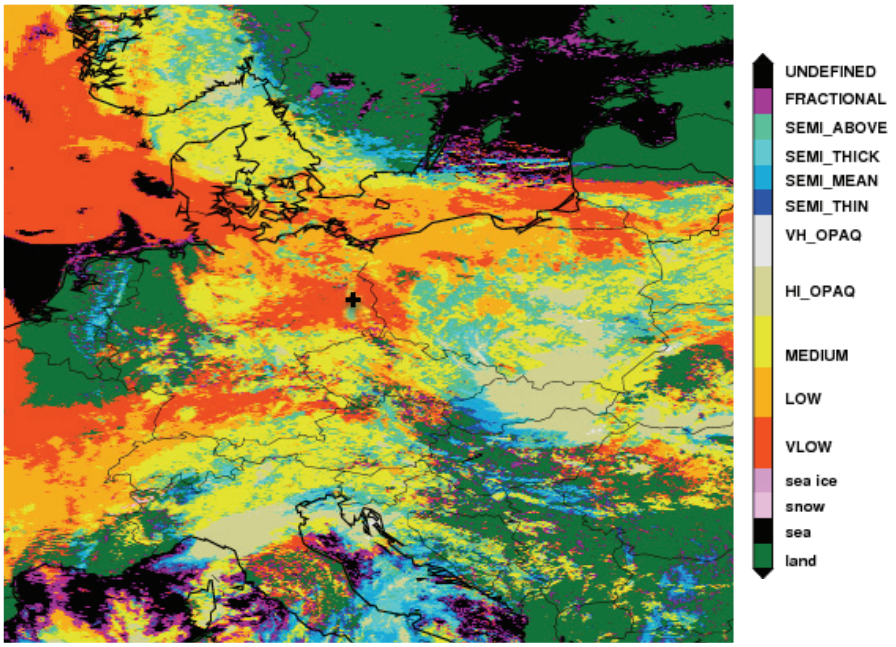


Fig. 5.3 : Masque nuageux MAIA à partir des données de l'AVHRR pleine résolution. Lindenberg est localisé par la croix noire.

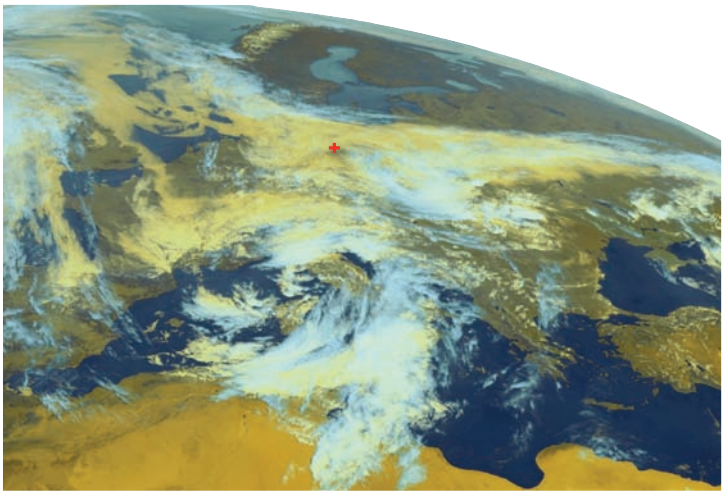


Fig. 5.4 : Image en composition colorée obtenue à partir des données de MSG du 02 juin à 09h00 UTC. La position de Lindenberg est symbolisée par une croix rouge. Les nuages de teinte jaune correspondent à des nuages bas.

La Fig. **5**.**5** représente les profils nuageux issus de la prévision et de Lindenberg. Les deux profils sont approximativement sur les mêmes niveaux aux environs de 880 hPa, la principale différence provient de la prévision qui donne un contenu en eau liquide plus intense que celle obtenue à partir du radar de Lindenberg. Le masque nuageux MAIA donne une pression de sommet de nuage à 875 hPa qui est en accord avec les profils nuageux. Enfin, le spectre IASI (Fig. **5**.**6**a) semble également contenir un nuage bas car les canaux fenêtres ont une température de brillance relativement chaude (282 K) et ne présente pas de pente caractéristique de nuage de glace de haute altitude. L'ensemble de ces observations semble converger vers le même type de nuage : nuage bas de type stratiforme à 880 hPa ayant une couverture totale dans l'empreinte du sondeur IASI.

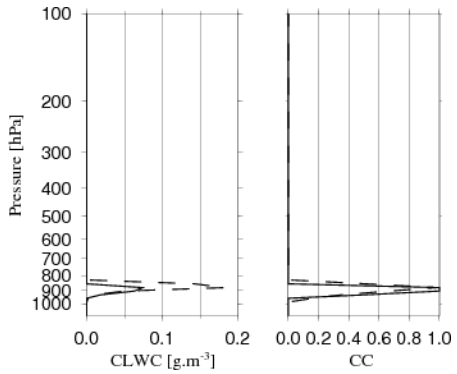


Fig. 5.5 : Profil nuageux de la situation du 02 juin. En trait plein sont représentées les données de Lindenberg (passage de 8h53), en pointillés les profils de la prévision.

Ce type de situation est généralement traité dans les centres d'assimilation. La pression de sommet de nuage restituée par la méthode du CO_2-Slicing est égale à 872 hPa avec une émissivité effective inférieure à 1 (0,94). Cette valeur inférieure à 1 explique probablement la pente obtenue sur les résidus entre IASI et le spectre simulant le nuage comme un corps gris (Fig. **5**.**6**b).

L'épaisseur optique visible utilisée dans le modèle de HISCRTM est calculée selon l'équation 2-14 en utilisant un rayon effectif de 5 μm (cette valeur est obtenue en se basant sur la Fig. **2**.**6**). La valeur de cette épaisseur optique est de 3,55 et 9,02 en utilisant respectivement les profils nuageux de Lindenberg et de la prévision. La pression de sommet de nuage est celle calculée par la méthode du CO2-Slicing (872 hPa). Les résidus obtenus par HISCRTM et RTTOV sont respectivement sur les Fig. **5**.**6**c et Fig. **5**.**6**d en utilisant la donnée nuageuse de Lindenberg. Contrairement à la méthode classique, les modèles microphysiques restituent la faible pente entre 800 et 960 cm^{-1}. Néanmoins, entre 1100 et 1250 cm^{-1}, la température de brillance simulée est légèrement trop élevée, probablement due à un manque de contenu en eau liquide. Cela pourrait être corrigé dans un schéma de type 1Dvar avec le contenu en eau liquide en variable de contrôle. Ce commentaire est fait en négligeant les sources d'erreurs et d'incertitudes des profils et modèles de transfert radiatif utilisés.

Enfin, les résidus de RTTOV et HISCRTM obtenus avec les profils nuageux de la prévision sont respectivement représentés sur les Fig. **5**.**6**e et Fig. **5**.**6**f. Parce que le contenu en eau liquide est supérieur à celui obtenu par le radar, les spectres simulés ont une température de brillance plus froide et donc un résidu négatif sur les canaux fenêtres. Les deux modèles de transfert radiatif ont un comportement globalement identique, cependant, les résidus ont une amplitude plus importante avec RTTOV sur les canaux situés entre 1400 et 2000 cm^{-1}, cette gamme spectrale correspondant à une bande de forte absorption de la vapeur d'eau.

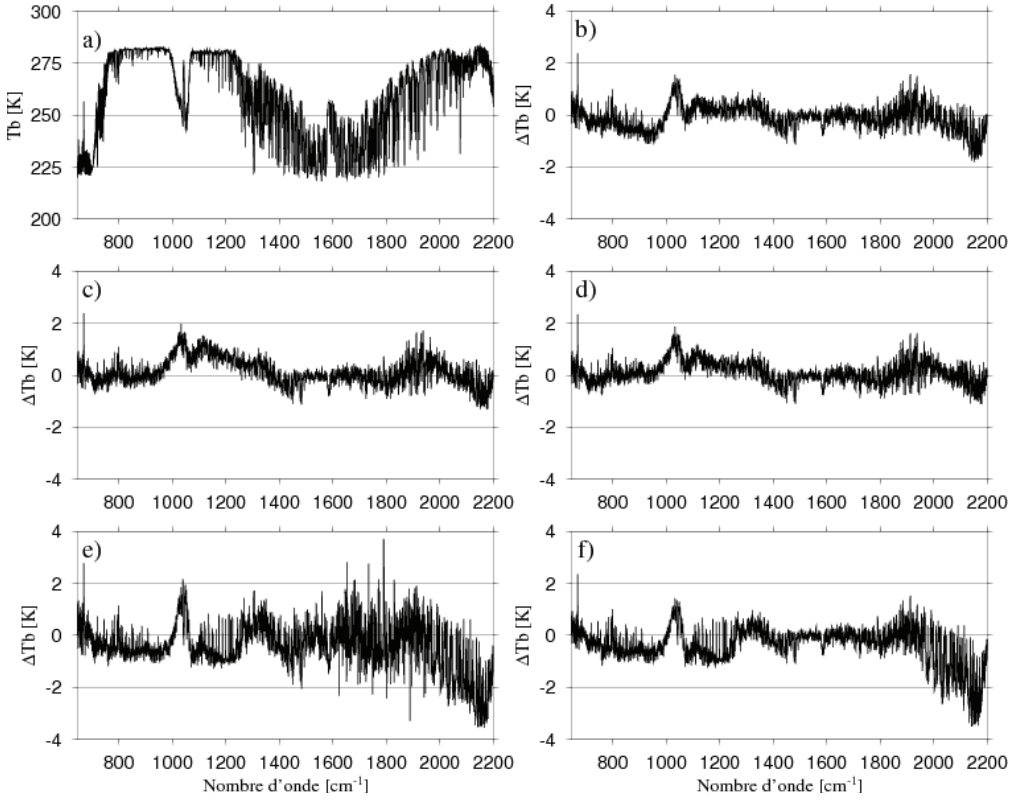


Fig. 5.6 : Spectre IASI de la situation du 02 Juin, (b) résidu (simulé-observé) obtenu avec la méthode classique, (c) résidu obtenu avec RTTOV et profils nuageux de Lindenberg, (d) résidu obtenu avec HISCRTM et profils nuageux de Lindenberg, (e) résidu obtenu avec RTTOV et profils nuageux de la prévision, (f) résidu obtenu avec HISCRTM et profils nuageux de la prévision.

5.2.2.1. Saturation des modèles microphysiques

Les résidus de HISCRTM et RTTOV pourraient être améliorés en utilisant une inversion de type 1Dvar avec le contenu en eau nuageuse comme variable de contrôle. Ce scénario est envisageable si les épaisseurs optiques nuageuses calculées n'atteignent pas la saturation des modèles de transfert radiatif. La Fig. **5.7** fait état de cette saturation ; elle représente la différence de température de brillance entre atmosphère claire et nuageuse en fonction de l'épaisseur optique (la figure est une simulation qui ne correspond pas aux données nuageuses de la situation du 2 Juin). Cette différence est constante pour un nuage simulé comme étant un corps gris (représenté en pointillé sur la figure) mais dépend fortement de la valeur de l'épaisseur optique pour les modèles de transfert radiatif incluant la microphysique du nuage. Naturellement, au-delà d'une valeur de saturation de l'épaisseur optique la différence de température de brillance converge vers le résultat obtenu en simulant un nuage comme gris.
La Fig. **5.7** est réalisée pour différentes longueurs d'ondes : 3 canaux fenêtre (800, 900 et 1200 cm^{-1}) et un canal peu sensible à la présence de nuage (pointant au milieu de la troposphère). La différence de température de brillance (clair – nuageux) dépend du canal, plus le canal sera sensible au nuage plus l'écart sera important (ex. : 900 et 1200 cm^{-1}) et réciproquement pour un canal très peu sensible à la présence de nuage (1500 cm^{-1}). Toutefois la valeur de saturation est approximativement la même quelque soit la longueur d'onde, nous la fixerons à 5. Cette figure met également en avant la sensibilité des modèles de transfert radiatif lorsque la saturation n'est pas atteinte. Cette sensibilité dépend du canal, plus ce dernier sera fenêtre plus la sensibilité sera forte. Mais elle dépend également du contraste entre la température de surface et celle du sommet du nuage, plus le contraste sera important plus les modèles de transfert radiatif le seront.

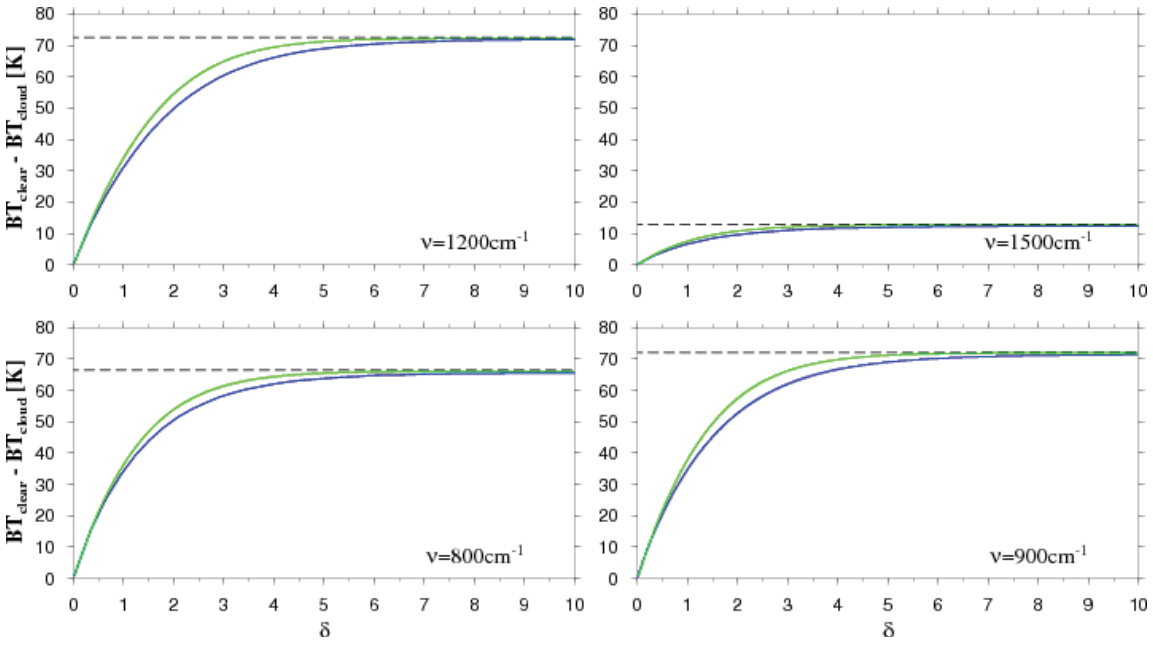


Fig. 5.7 : Différence entre la température de brillance claire et température de brillance nuageuse simulée par RTTOV (bleu) et HISCRTM (vert) en fonction de l'épaisseur optique pour différents canaux (800, 900, 1200 et 1500 cm^{-1}). Les traits en pointillés représentent

l'écart en température de brillance pour un nuage simulé comme étant un corps gris. La radiance nuageuse est simulée pour un nuage situé entre 200 et 400 hPa.

Pour la situation du 2 Juin, l'épaisseur optique nuageuse calculée par HISCRTM est inférieure à 5 quelque soit le canal (Fig. **5**.**8**), ainsi il est envisageable d'utiliser le profil nuageux comme variable de contrôle pour corriger les résidus. Pour RTTOV, plusieurs canaux possèdent une épaisseur optique supérieure à 5, leur utilisation n'est pas utilisable pour modifier le contenu en eau.

5.2.2.2. Type du nuage liquide

Le traitement des nuages d'eau liquide avec le modèle de transfert radiatif RTTOV permet de simuler des nuages selon 5 types prédéfinis (§ 2-3-1). Les résultats présentés sur la Fig. **5**.**6**, ont été obtenus avec la modélisation d'un nuage de type stratus continental. Ce choix a été fait car les observations satellitaire et humaine convergent vers un nuage de type stratiforme. Les résidus obtenus en utilisant les autres types de nuages sont représentés sur la Fig. **5**.**8**. La radiance nuageuse calculée à partir de la modélisation de nuages de types continentaux (cumulus pollué, cumulus propre et stratus) a un comportement spectral quasiment identique. La différence de simulation des radiances nuageuses en utilisant des nuages de type maritime et des nuages type continental se fait uniquement sur les canaux fenêtre. Les canaux pointant très haut dans l'atmosphère sont insensibles aux nuages. Par exemple, entre une modélisation nuageuse de type maritime et continentale de la Fig. **5**.**8**, il y a un écart de température de brillance sur les canaux fenêtre compris entre 800 et 900 cm^{-1}, tandis que cet écart est nul entre 1400 et 1600 cm^{-1} qui sont des canaux pointant haut dans l'atmosphère.

Le spectre situé en bas à gauche de la Fig. **5**.**8** représente la variation spectrale de l'épaisseur optique en sortie de RTTOV pour chacun de ces nuages liquides ainsi que celle de HISCRTM. Pour les canaux situés entre 800 cm^{-1} et 900 cm^{-1} il y a une bonne concordance des épaisseurs optiques restituées par les modèles de transfert radiatif. Au delà de cette bande spectrale, les écarts entre les diverses épaisseurs optiques calculée varient et on ne peut pas considérer le même ordre de grandeur ; par exemple l'épaisseur optique de HISCRTM oscille autour de 2,5 alors que RTTOV atteint des valeurs supérieures à 10. Toutefois, malgré ces forts écarts, les températures de brillance simulées ne sont pas si différentes entre HISCRTM et RTTOV. La différence majeure entre ces deux températures de brillance est localisée entre 1100 et 1250 cm^{-1}, cette bande spectrale correspond à des canaux fenêtre qui sont sensibles à la présence de nuage, il est donc logique que les modèles de transfert radiatif donnent des réponses différentes. Entre 1200 et 1800 cm^{-1}, les températures de brillance simulées sont quasiment identiques malgré de fortes différences de l'épaisseur optique car ces canaux sont insensibles aux basses couches de l'atmosphère. Au delà de 1800 cm^{-1}, il est difficile de donner des conclusions car le spectre comprend des réflexions solaires.

Nous observons de fortes différences dans le calcul de l'épaisseur optique nuageuse entre le modèle RTTOV et HISCRTM. L'épaisseur optique spectrale pour HISCRTM est obtenue à partir de la transmittance nuageuse (équation 1-8) qui est une sortie du logiciel. Cependant, dans la région spectrale située entre 890 et 895 cm^{-1}, ce paramètre semble quasiment indépendant du modèle de transfert radiatif utilisé (Fig. **5**.**9**). Ce résultat est intéressant et pourra être pris en compte dans le cadre, par exemple, d'une sélection de canaux afin

d'utiliser les variables nuageuses comme variables de contrôle dans un système d'inversion de type 1Dvar.

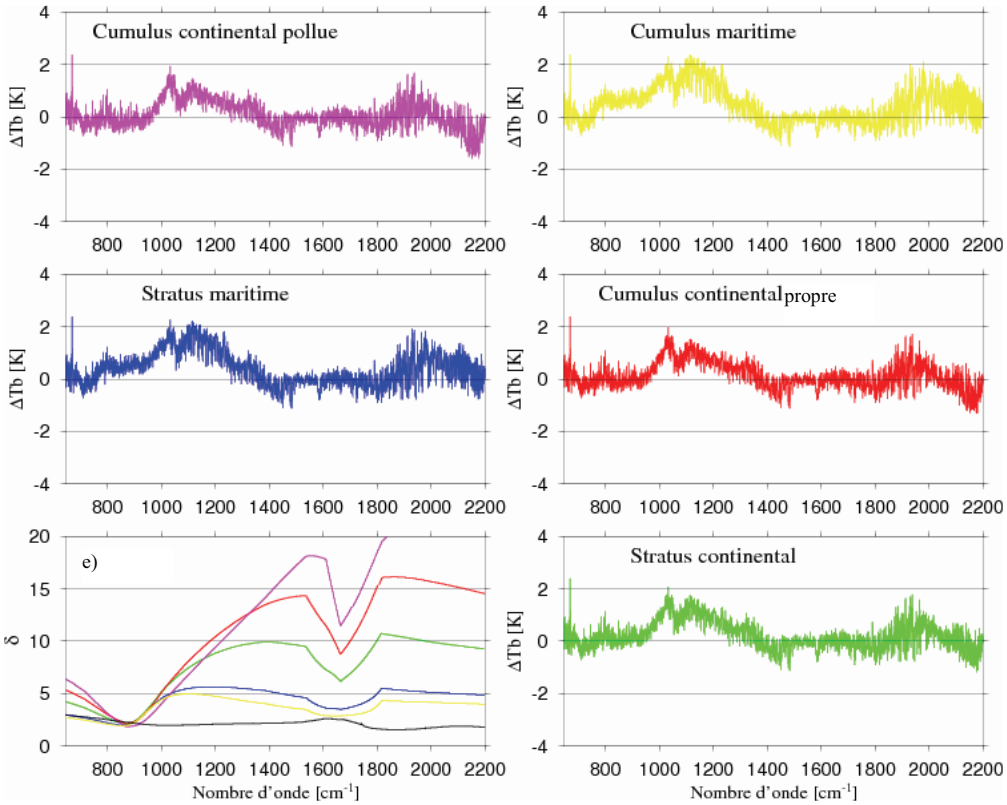


Fig. 5.8 : Résidus entre le spectre IASI et la simulation de la radiance nuageuse par RTTOV pour les 5 types de nuages liquide proposés par RTTOV. Le spectre du bas à gauche représente l'épaisseur optique IR pour ces 5 nuages et celle de HISCRTM (en noir).

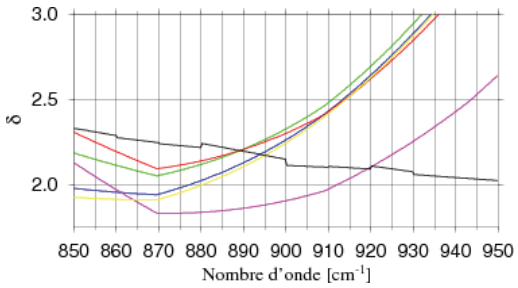


Fig. 5.9 : Variation spectrale de l'épaisseur optique nuageuse (zoom de la Fig. 5.8e ; se référer à la Fig. 5.8 pour la légende des couleurs).

5.2.3. Nuage semi-transparent

L'écho radar de la journée du 21 Juin est représenté sur la Fig. **5.10**. Nous nous intéressons à la co-registration spatiale entre IASI et Lindenberg de 9h01. La situation nuageuse est complexe car elle se situe entre une masse nuageuse de type semi-transparente symbolisée par une forte pente sur les canaux fenêtres de IASI et une masse nuageuse dense et opaque caractérisée par une très faible pente de ces mêmes canaux. C'est ce que nous observons à la fois sur l'écho radar où le nuage prend une extension verticale de plus en plus

forte ainsi qu'une réflectivité de plus en plus importante synonyme d'opacité, mais également sur la différence de canaux fenêtre du spectre observé (788 – 962 cm^{-1}) où l'on observe bien le passage entre les deux nuages avec l'intensité de la pente (Fig. **5.11**). Enfin, le masque MAIA indique également la présence d'un nuage semi-transparent (Fig. **5.13**). D'après l'ensemble de ces informations, les observations de IASI et du radar sont faites pour le nuage de type semi-transparent possédant une forte pente spectrale. L'image en composition colorée issue de l'imageur SEVIRI de MSG donne une bonne visualisation du nuage étudié (Fig. **5.12**).

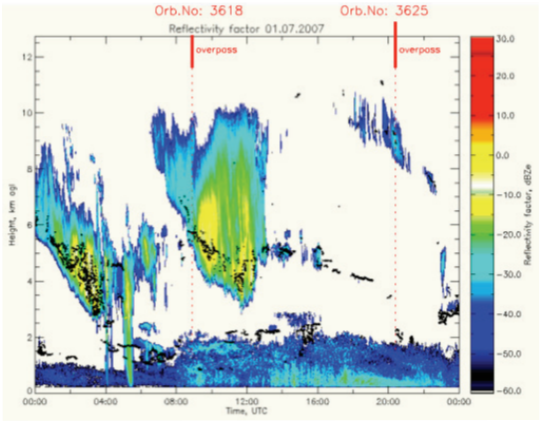


Fig. 5.10 : Profil radar de la journée du 21 juin. Les passages de Metop sont symbolisés par les pointillées rouges.

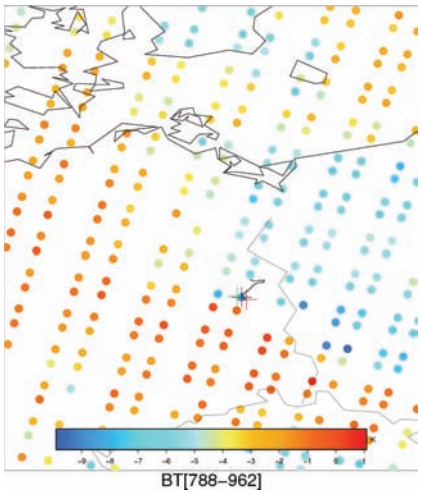


Fig. 5.11 : Différence de température de brillance issue des canaux de l'observation IASI. La croix rouge symbolise la position du radar de Lindenberg, la croix verte le point de grille de la prévision utilisée et en bleu le pixel IASI. Le parcours de la radiosonde est tracé en noir sur la carte

La co-registration temporelle et spatiale entre le radar, l'observation IASI et la prévision est respectivement inférieure à 5 minutes et 10 kilomètres, ce qui donne confiance dans les profils nuageux utilisés. La pression de sommet de nuage déterminée à partir de l'algorithme du CO_2-Slicing est de 240 hPa avec une émissivité effective associée de 0,69. Ce résultat est en accord avec le profil de contenu en glace obtenu par le radar qui positionne

le nuage entre 200 et 400 hPa. Le profil provenant de la prévision prévoit un nuage de glace mais avec une étendue plus importante entre 200 et 700 hPa (Fig. **5**.**14**).

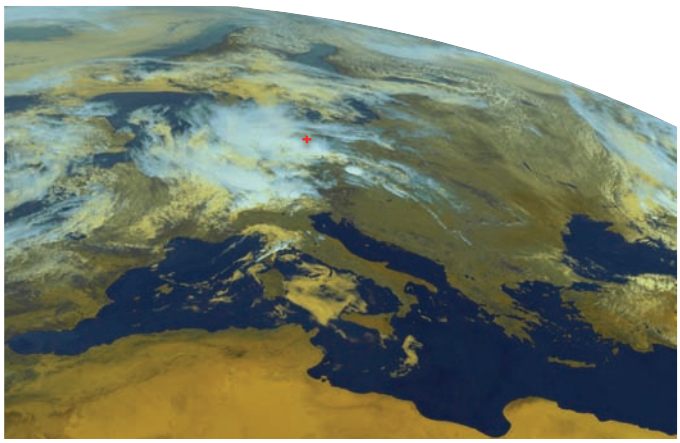


Fig. 5.12 : Image en composition colorée obtenue à partir des données de MSG-SEVIRI du 21 juin à 09h00 UTC. La position de Lindenberg est symbolisée par une croix rouge.

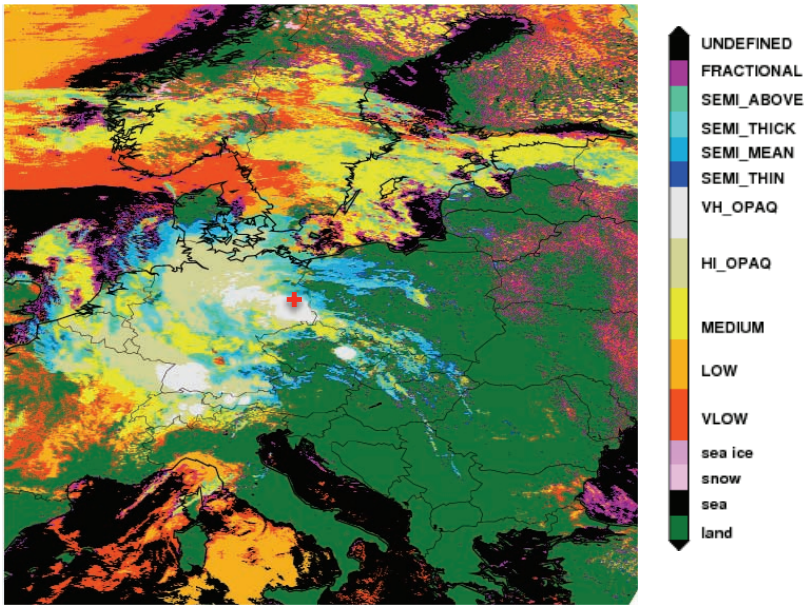


Fig. 5.13 : masque nuageux MAIA à partir des données de l'AVHRR pleine résolution. Lindenberg est localisée par la croix rouge.

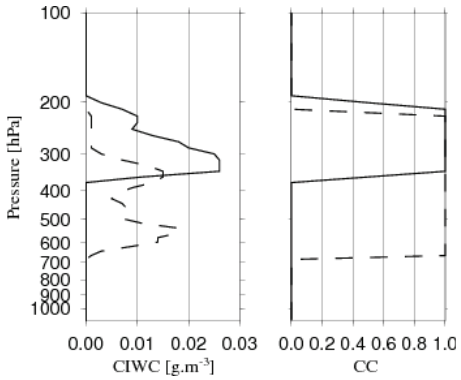


Fig. 5.14 : Profil nuageux de la situation du 21 juin. En trait plein sont représentées les données de Lindenberg, en pointillés les profils de la prévision.

Le spectre observé est représenté sur la Fig. **5**.**15**a. Comme mentionné au début de cette section, la forte pente est caractéristique d'un nuage semi-transparent. Les résidus obtenus entre la température de brillance observée et celle obtenue en simulant le nuage comme corps gris est représentée sur la Fig. **5**.**15**b. La forte pente de IASI n'est pas correctement simulée par cette méthode. Les résidus varient entre 2 et -2 K sur les canaux fenêtre aux environs de 10 μm.

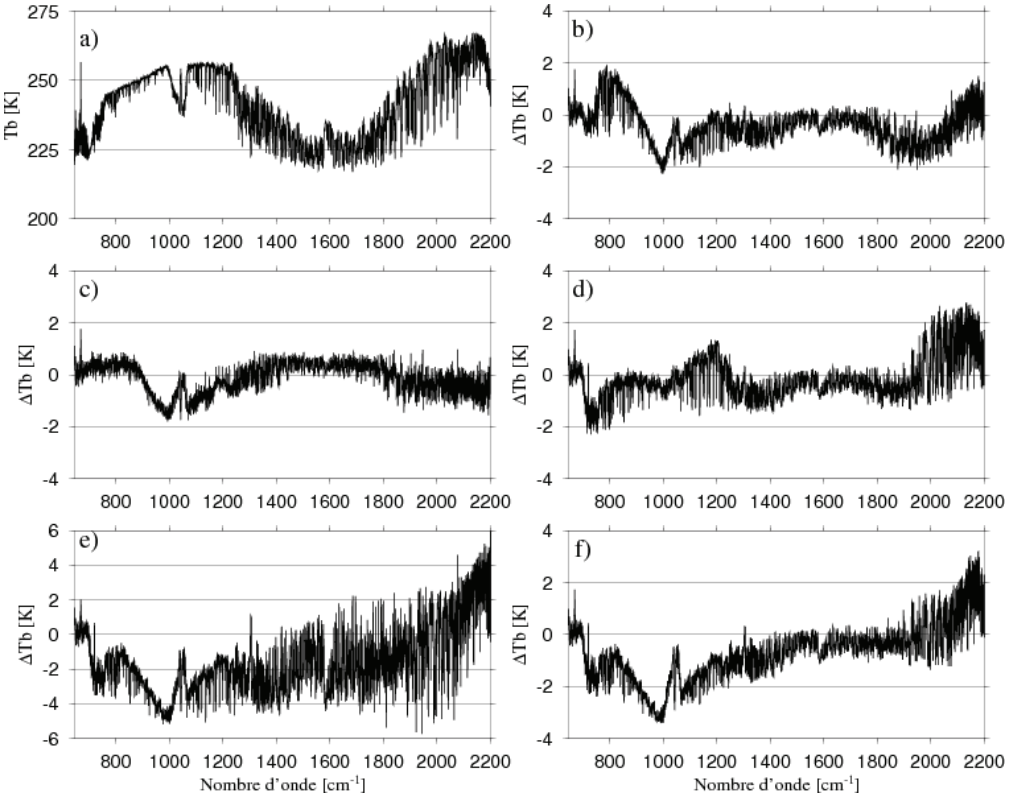


Fig. 5.15 : (a) spectre IASI de la situation du 21 Juin, (b) résidu obtenu avec la méthode classique, (c) résidu obtenu avec RTTOV et profils nuageux de Lindenberg, (d) résidu obtenu avec HISCRTM et profils nuageux de Lindenberg, (e) résidu obtenu avec RTTOV et profils nuageux de la prévision, (f) résidu obtenu avec HISCRTM et profils nuageux de la prévision

- Résidus avec données nuageuses de Lindenberg

Pour simuler le spectre IASI à partir des modèles microphysiques et des profils nuageux de Lindenberg, nous faisons le choix d'utiliser le diamètre effectif qui minimise les résidus. Nous obtenons alors un diamètre effectif de 60 μm pour HISCRTM et 57 μm pour RTTOV. Si cette optimisation ne semble pas être difficile à mettre en place dans un contexte opérationnel pour le modèle de transfert radiatif HISCRTM (Wei, 2004), elle est bien plus difficile à gérer dans RTTOV car il faut alors tenir compte d'un profil de diamètre effectif.

L'épaisseur optique visible du nuage, utilisée dans le modèle de HISCRTM, extraite du profil nuageux de Lindenberg, est égale à 2,04 ; la pression de sommet de nuage est celle déterminée par la méthode du CO_2-Slicing (240 hPa). La simulation de la radiance nuageuse avec le modèle RTTOV est effectuée avec la base de données des cristaux de type colonne hexagonale orientée aléatoirement. Les résidus de RTTOV et HISCRTM sont visualisés respectivement sur les Fig. **5**.**15**c et Fig. **5**.**15**d.

Les résidus obtenus avec les modèles de transfert radiatif incluant une modélisation de la microphysique du nuage, permettent de mieux restituer la pente de l'observation IASI située entre 800 et 1000 cm^{-1}. Toutefois, ils ne possèdent pas un comportement spectral identique. Entre 800 et 1000 cm^{-1}, les résidus obtenus avec HISCRTM sont relativement faibles (<1K) et constants tandis que les canaux situés entre 700 et 800 cm^{-1}, décrivant la colonne atmosphérique du CO_2, présentent un biais. Pour le corriger, il est possible de placer le nuage à une altitude supérieure et ainsi refroidir le spectre simulé ou alors modifier le contenu en eau glacée du nuage. Ces modifications ne sont pas justifiées, de plus elles ne seront pas sans conséquences sur les autres canaux. Ces résidus peuvent également être la conséquence de la non prise en compte d'une distribution verticale du nuage. Cela est le cas pour RTTOV, et pour cette même région spectrale (700 et 800 cm^{-1}) les biais sont relativement corrects (oscillant autour de 0 K). Cependant, entre 900 et 1000 cm^{-1} ces résidus divergent, atteignant un maximum vers 980 cm^{-1}. Cet écart correspond au point d'inflexion présent sur la Fig. **5**.**16**. Cette figure représente la variation spectrale de l'épaisseur optique des deux modèles de transfert radiatif ; le changement abrupt de l'épaisseur optique nuageuse de RTTOV entre 900 et 1000 cm^{-1} a pour conséquence le changement de pente des résidus de RTTOV. Cela signifierait donc une mauvaise description des propriétés microphysiques du nuage pour cette région spectrale. Ce résultat n'est pas étonnant car l'épaisseur optique est extrêmement sensible au diamètre effectif (§ 3-3-1 et annexe b). Pour cette situation, nous avons fait le choix d'utiliser un diamètre effectif constant qui minimise les résidus. Ce choix est très limité car si il permet effectivement d'obtenir de bons résidus, il n'a pas vraiment de sens physique, car le diamètre effectif n'est certainement pas constant et doit être calculé selon l'équation 3-9. Pour cette situation, aucune des 4 paramétrisations de RTTOV donne de bons résidus, c'est pourquoi nous avons fait le choix d'utiliser une valeur constante. Cette situation met en avant la difficulté à gérer le diamètre effectif nécessaire pour le calcul des propriétés optiques du nuage.

Les épaisseurs optiques tracées sur la Fig. **5**.**16** révèlent une différence en sortie des deux modèles de transfert radiatif, cependant elles possèdent le même ordre de grandeur. Au delà de 1800 cm^{-1} les épaisseurs optiques ont une variation spectrale diamétralement opposée, et semble être meilleure pour RTTOV qui possède de meilleurs résidus. La volonté de vouloir optimiser les résidus de RTTOV en ajustant le diamètre effectif est probablement la cause de la différence des épaisseurs optiques obtenues par les 2 modèles de transfert radiatif. En effet, pour une simulation de la température de brillance qui est quasiment identique, il est peu évident d'obtenir des épaisseurs optiques identiques en sortie des deux modèles de transfert radiatif car ils traitent le nuage selon deux méthodes distinctes : une distribution verticale dans RTTOV et sur une couche pour HISCRTM.

Dans le cas où les données atmosphériques et les modèles de transfert radiatif ne sont pas entachés d'erreurs, l'épaisseur optique du nuage calculée à la sortie des deux modèles devrait être identique. La différence devrait alors se faire sur le calcul de la température de brillance, qui devrait présenter un léger écart avec HISCRTM car ce modèle de transfert est théoriquement moins précis que RTTOV qui décrit verticalement le nuage.

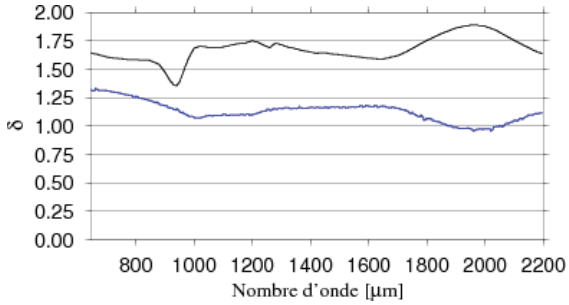


Fig. 5.16 : Epaisseur optique restituée par RTTOV (noir) et HISCRTM (bleu) pour la situation du 21 juin 2007.

- Résidus avec données nuageuses de la prévision.

Les résidus obtenus avec RTTOV et HISCRTM en utilisant les données de la prévision sont respectivement présentés sur les Fig. **5**.**15**e et Fig. **5**.**15**f. Seule, la paramétrisation du diamètre effectif optimisant les résidus de RTTOV a été choisie : McFarquhar, correspondant à un diamètre effectif compris entre 16 et 40 µm. Les températures de brillance simulées par les deux modèles de transfert radiatif sont trop froides, provenant à la fois d'un nuage placé trop bas dans l'atmosphère et possédant une épaisseur optique visible plus faible.

5.2.4. Nuage multicouche

La situation présentée est constituée d'un nuage bas d'eau liquide et d'un nuage haut de glace. Le profil radar de la situation est présenté sur la Fig. **5**.**17** (situation de 19h50) ; le nuage de haute altitude est situé entre 6000 et 8000 m, le nuage de basse altitude, peu visible sur le profil radar, a une altitude située vers 3000m. L'analyse du masque nuageux MAIA signale la présence d'un nuage bas et d'un nuage haut : le premier nuage est situé entre 400 et 500 hPa et correspond à un nuage fin ; le second nuage correspond à un nuage bas d'eau liquide aux environs de 900 hPa. La prévision n'indique pas de nuage. Le problème majeur pour traiter cette situation provient de HISCRTM ; en effet, la version utilisée n'est pas capable de traiter des situations nuageuses de type multicouche. Pour résoudre cela, les épaisseurs optiques des deux nuages ont été calculées indépendamment pour ensuite être cumulées et placées au niveau de pression donnée par l'algorithme du CO2-Slicing (440 hPa). Le nuage est ensuite traité comme étant un nuage de glace dans HISCRTM. Les épaisseurs optiques calculées sont égales à 0,47 et 0,57 respectivement pour le nuage d'eau et le nuage de glace. Ces deux valeurs sont inférieures à la valeur de saturation (§5-2-2-2). Notons que, contrairement aux situations précédemment présentées, la couverture nuageuse dans l'empreinte du pixel IASI n'est pas totale : le nuage bas a une couverture de 3 octats (donnée de l'observateur) et le nuage haut 0,70 (donnée MAIA). Pour prendre en compte cette couverture nuageuse dans HISCRTM, nous pondérons l'épaisseur optique calculée par la couverture nuageuse.

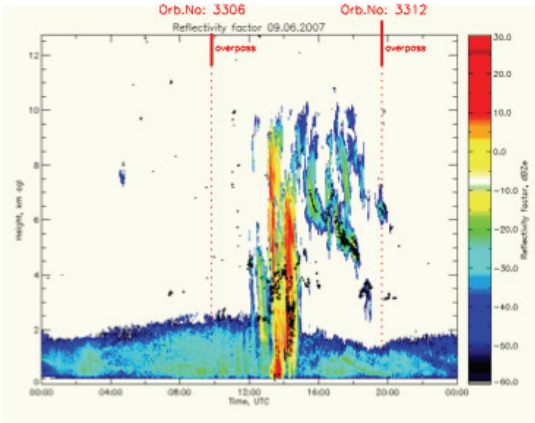


Fig. 5.17 : profil radar de la journée du 9 juin. Le passage de Metop est symbolisé par les pointillés rouges.

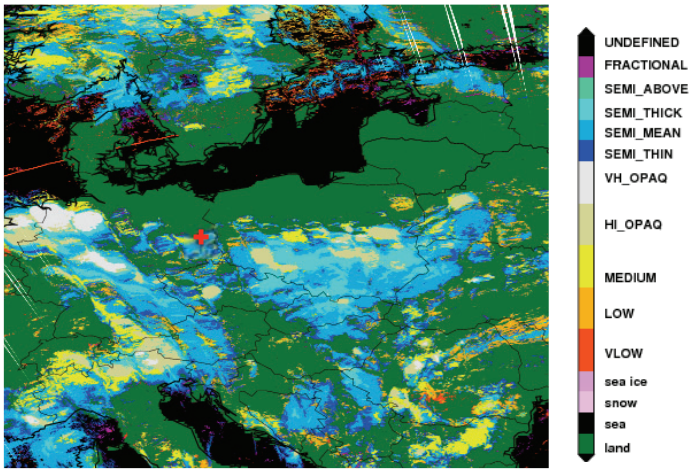


Fig. 5.18 : masque nuageux MAIA à partir des données de l'AVHRR pleine résolution. Lindenberg est localisée par la croix rouge.

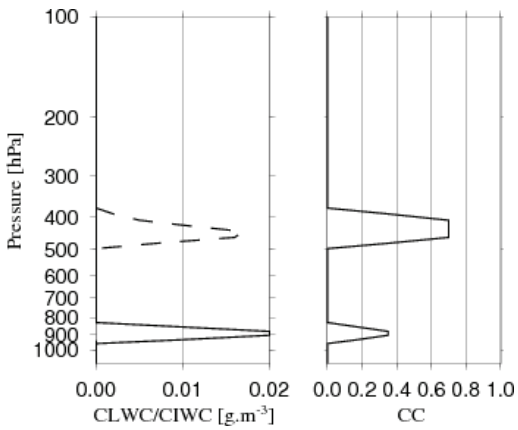


Fig. 5.19 : Profil nuageux de la situation du 09 juin à 19h50. En trait plein est représenté le contenu en eau liquide, en pointillés le contenu en glace.

Le diamètre effectif des particules a été adapté dans les modèles de transfert radiatif RTTOV et HISCRTM afin de optimiser les résidus entre observé et simulé. Le spectre observé (Fig. **5**.**20**a) présente une pente sur les canaux fenêtres caractéristique des nuages semi-transparents composés de cristaux de glace. Ce constat justifie la simulation de la température de brillance avec HISCRTM en utilisant la base de données nuageuse de glace. Les résidus sont présentés sur les Fig. **5**.**20**b, Fig. **5**.**20**c et Fig. **5**.**20**d pour respectivement la simulation du nuage comme corps gris, RTTOV et HISCRTM. Tout comme la situation du nuage semi-transparent (§5-2-3) la pente de l'observation est mieux simulée par les modèles de transfert radiatif incluant la microphysique. Notons qu'il n'y a pas de profils nuageux issus de la prévision pour cette situation.

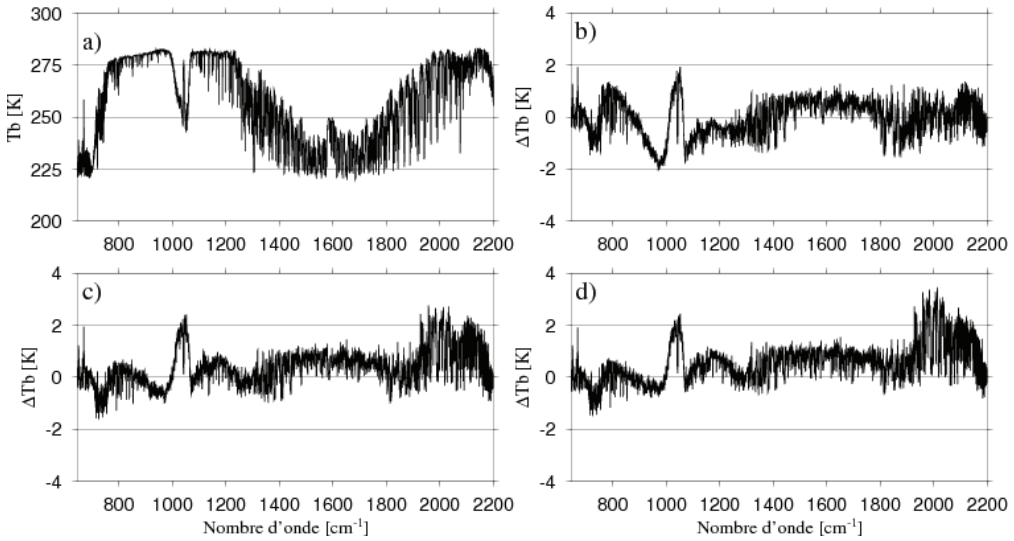


Fig. 5.20 : (a) spectre IASI de la situation du 09 Juin, (b) résidu obtenu avec la méthode classique, (c) résidu obtenu avec RTTOV et profils nuageux de Lindenberg, (d) résidu obtenu avec HISCRTM et profils nuageux de Lindenberg.

5.2.5. Nuage haut opaque

Pour la situation du 20 Juin 2007 à 19H09, le radar mesure une forte réflectivité ainsi qu'une extension verticale nuageuse importante (Fig. **5**.**21**). Cette observation est en accord avec le masque nuageux AVHRR (Fig. **5**.**22**) qui rapporte la présence d'un nuage opaque recouvrant totalement le pixel IASI et de très haute altitude (270 hPa). L'observateur de Lindenberg observe la présence de nuage de type cumulonimbus au passage de Metop et signale également la présence de précipitation. Ces informations confirment la présence d'un nuage dense et opaque de type cumulus dans le pixel IASI. Les profils nuageux extraits du radar et de la prévision sont présentés sur la Fig. **5**.**23**, l'intensité en eau liquide et de glace obtenue par la prévision est beaucoup plus faible mais possède la même extension verticale que l'observation. Le spectre observé (Fig. **5**.**24**a) possède des canaux fenêtre relativement froids (<230 K) ce qui est en accord avec la description du nuage réalisée précédemment. Les résidus obtenus en simulant le nuage comme un corps noir (Nε=1) et une pression de sommet de nuage à 270 hPa, sont représentés sur la Fig. **5**.**24**b.

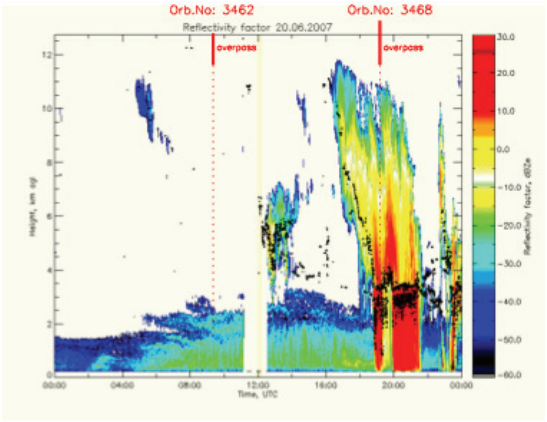


Fig. 5.21 : profil radar de la journée du 20 juin. Le passage de Metop est symbolisé par les pointillés rouges.

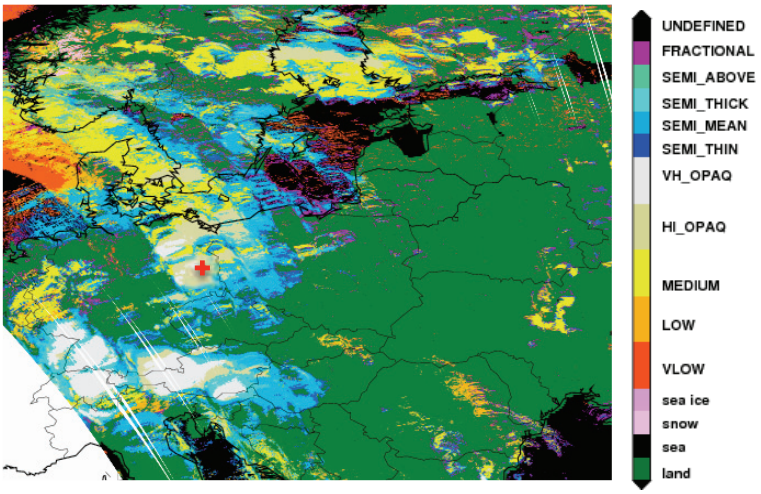


Fig. 5.22 : masque nuageux MAIA à partir des données de l'AVHRR pleine résolution. Lindenberg est localisée par la croix rouge.

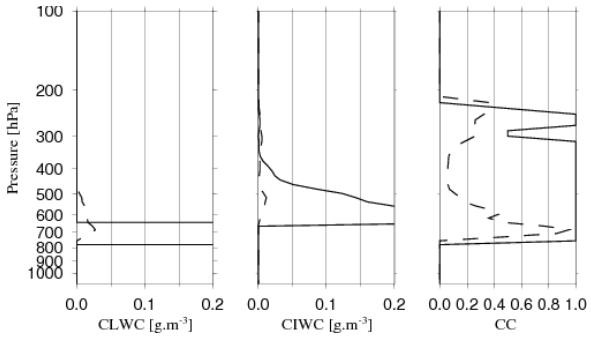


Fig. 5.23 : Profil nuageux de la situation du 20 juin. En trait plein sont représentées les données de Lindenberg, en pointillés les profils de la prévision.

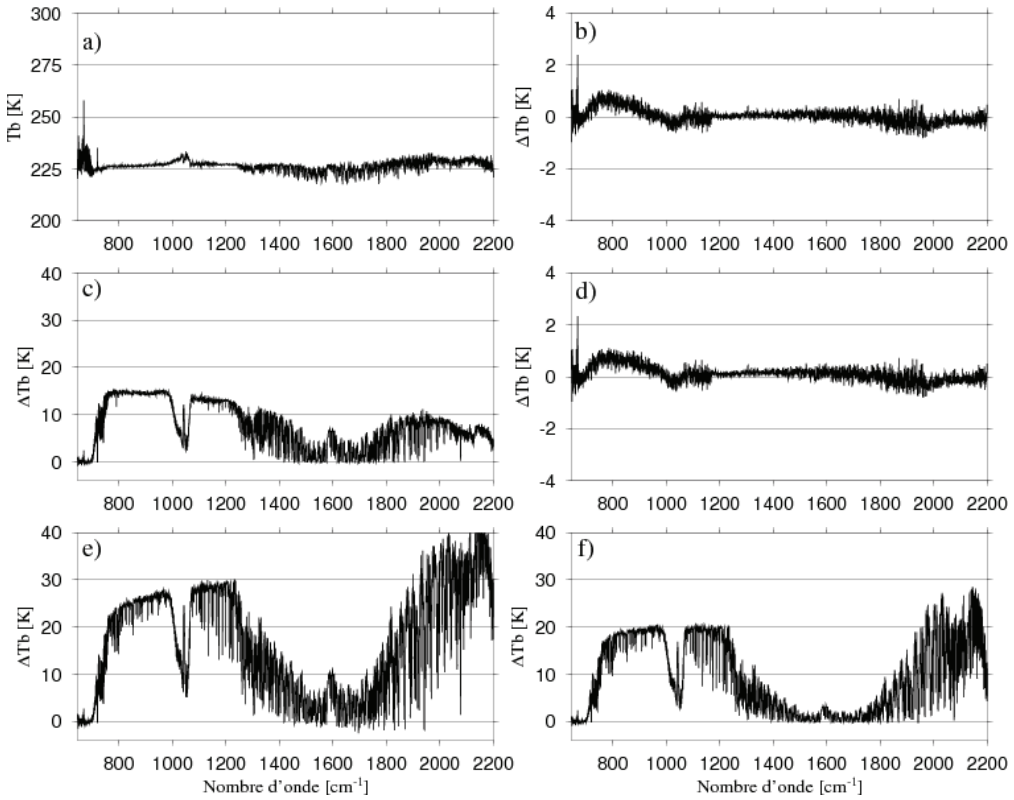


Fig. 5.24 : (a) Spectre IASI de la situation du 20 Juin, (b) résidu obtenu avec la méthode classique, (c) résidu RTTOV et profils nuageux de Lindenberg, (d) résidu HISCRTM et profils nuageux de Lindenberg, (e) résidu RTTOV et profils nuageux de la prévision, (f) résidu HISCRTM et profils nuageux de la prévision.

Les résidus de HISCRTM (Fig. **5**.**24**d) sont similaires aux résidus obtenus en simulant le nuage comme corps noir, tandis que les résidus de RTTOV (Fig. **5**.**24**c) atteignent des valeurs supérieures à 15 K sur les canaux fenêtre. L'explication de cette différence entre les 2 modèles de transfert radiatif est basée sur l'épaisseur optique de saturation (§5-2-2-2) ; en effet, l'épaisseur optique visible utilisée en entrée de HISCRTM (14,25) est si intense qu'elle sature le modèle de transfert radiatif et se comporte alors comme un corps noir au niveau de pression sur lequel le nuage est positionné dans HISCRTM (270 hPa). La prise en compte de la distribution spatiale du nuage dans RTTOV fait que la saturation du modèle ne se situe pas à 270 hPa, mais au milieu de la troposphère à 535 hPa. Ce n'est pas une défaillance de RTTOV mais un profil nuageux qui n'est pas assez intense dans les hautes altitudes, ceci est probablement dû à la faible sensibilité du radar Ka-band. Cette situation illustre la difficulté à gérer une distribution verticale du profil nuageux. Les résidus obtenus à partir des données de la prévision représentés sur les Fig. **5**.**24**e et Fig. **5**.**24**f respectivement pour RTTOV et HISCRTM, illustrent également ce problème : le contenu intégré en eau nuageuse n'est pas représentatif du nuage observé et l'épaisseur optique ne permet pas d'atteindre la saturation de HISCRTM. C'est pourquoi les résidus de ce modèle de transfert radiatif sont proches de 20 K sur les canaux fenêtre.

5.2.6. Synthèse des situations nuageuses

Sur les 21 situations nuageuses que nous avons traitées lors de la campagne de Lindenberg, nous avons décidé d'en traiter 4 présentant un réel intérêt. Pour résumer les autres situations traitées, le Tableau **5-1** permet de faire un bilan des résidus obtenus. Ce tableau informe pour chaque situation la pression de sommet de nuage extrait à partir de la donnée satellitaire (Ptop Obs), la couverture nuageuse (CC), la pente du spectre IASI entre 788 et 962 cm^{-1} et la phase du nuage. Pour les trois modèles de transfert radiatif (RTTOV, HISCRTM et le modèle simulant le nuage comme corps gris) le tableau renseigne sur la pente restituée ainsi que les résidus obtenus entre l'observation et la simulation entre 788 et 962 cm^{-1}. Les chiffres en gras symbolisent la meilleure performance obtenue pour simuler la pente et les canaux entre 788 et 962 cm^{-1} parmi les trois modèles. Le modèle simulant le nuage comme étant un corps gris obtient les meilleurs résultats ; cela ne paraît pas étonnant car l'information nuageuse nécessaire au calcul de la température de brillance est extraite du spectre IASI (CO2-Slicing) avec ce même modèle.

Num	Ptop Obs [hPa]	CC	pente [K]	P_{top}/P_{base} [ciwc or clwc]	Phase	Corps gris résidu/pente	HISCRTM résidu/pente	RTTOV résidu/pente
1	875	1	1,23	904/980	Liquid	**-0,65/**0,83	0,91/1,74	0,95/**1,41**
2	320	0,4	3,35	230/940	Mixe	**-0,22/**2,24	11,6/**2,62**	-4,32/6,41
3	800	0,42	3,91	852/900	Liquid	**0,02/**2,35	2,65/2,49	-0,85/**2,62**
4	440	0,3	4,19	358/990	Mixed	0,80/1,84	**0,33/3,70**	0,39/3,60
5	920	0,61	1,54	904/950	Liquid	**-0,37/1,33**	2,64/1,83	2,61/1,81
6	340	1	3,33	259/500	Ice	**8,06**/1,02	22,7/**5,46**	14,3/6,08
7	235	0,06	7,96	374/440	Ice	**0,66/4,18**	3,81/3,62	3,47/3,73
8	280	0,14	5,74	247/750	Mixed	**0,13/**3,77	6,39/4,05	0,36/**6,11**
9	210	0,03	3,87	802/890	Liquid	**0,01/2,78**	0,26/2,32	0,13/2,36
10	270	1	0,91	220/660	Ice	**0,46/**0,0	0,58/**0,34**	17,2/1,50
11	240	0,69	8,23	280/500	Ice	0,44/4,30	**0,12/7,64**	1,21/6,55
12	210	0,5	6,45	280/910	Mixed	**0,15/3,81**	-1,53/3,41	0,92/3,06
13	360	1	1,46	272/740	Ice	**0,43/**0,0	-0,94/0,29	8,52/**0,91**
14	560	0,52	2,91	683/760	Mixed	**-0,08/**1,56	10,2/**2,23**	2,60/1,07
15	570	0,79	3,54	374/860	Mixed	**0,13/**1,11	17,3/1,46	14,9/**2,58**
16	710	0,63	1,88	729/800	Ice	**0,06/1,55**	-0,5/2,28	-0,98/1,25
17	350	0,19	3,14	358/480	Ice	**0,28/**1,82	2,85/3,06	6,74/**3,04**
18	880	0,03	1,52	852/890	Liquid	**1,82/**1,17	2,51/1,40	2,40/**1,43**
19	790	0,24	1,91	729/770	Mixed	**0,01/**1,15	-8,12/1,34	0,55/**-1,62**
20	340	0,87	2,57	358/700	Mixed	**-0,30/**1,20	12,9/3,37	12,8/**3,10**
21	320	0,28	3,41	300/410	Liquid	**0,13/**1,11	1,53/**3,41**	0,92/3,06

Tableau 5-1 : Synthèse des situations traitées avec les données nuageuses de Lindenberg.

5.3. Discussion

Le principal objectif de cette étude est de valider les modèles de transfert radiatif microphysiques en utilisant des entrées nuageuses les plus probables. Bien que les résidus obtenus par ces modèles ne soient pas totalement parfaits, ils permettent, pour certaines situations, de simuler plus fidèlement le spectre IASI observé ; notamment pour les nuages fins semi-transparents constitués de glace. Cette étude est riche d'enseignement sur la sensibilité des modèles de transfert radiatif microphysique et révèle d'importantes indications pour leur utilisation dans un contexte opérationnel que nous verrons dans les prochains chapitres.

- HISCRTM : une modélisation du nuage simplifiée.

La simulation de la radiance nuageuse à partir du modèle de transfert radiatif HISCRTM est, pour plusieurs raisons, bien plus aisée. i) La simulation du nuage sur une seule couche permet de s'affranchir de sa description verticale, l'exemple du nuage opaque (§ 5-2-5) en est un exemple concret. ii) la quasi indépendance existante, dans la base de données nuageuse de ce modèle de transfert radiatif, entre l'épaisseur optique et le diamètre effectif rend une utilisation bien plus simple et permet d'adapter au mieux les paramètres nuageux (Wei, 2004) ; cependant c'est à l'utilisateur de s'assurer que les données de 'épaisseur optique et du diamètre effectif sont cohérentes pour la situation. iii) l'utilisation de la pression de sommet de nuage en entrée de ce modèle est un avantage majeur car il permet d'utiliser un paramètre nuageux issu de l'observation, soit IASI en appliquant l'algorithme du CO2-Slicing soit l'AVHRR. Cependant, si HISCRTM est d'une utilisation plus facile, RTTOV présente l'intérêt, dans le domaine de l'assimilation de données, d'utiliser directement les profils nuageux.

- RTTOV : quel choix parmi les 5 modèles de nuages d'eau liquide ?

Le modèle de transfert radiatif RTTOV propose de simuler la radiance des nuages d'eau liquide suivant 5 types de nuages : stratus (maritime, et continental) et cumulus (continental pollué maritime et continental propre). D'après les résultats observés, à travers l'exemple du nuage stratiforme (§5-2-2-1), le type du nuage (stratus ou cumulus) est très peu sensible à la simulation de la température de brillance ; c'est surtout la surface (maritime ou continental) qui a un impact ; ainsi un masque terre/mer suffirait à nous orienter dans le choix de la modélisation du nuage.

- Intérêt pour les nuages semi-transparents ; limité pour les nuages opaques.

Nous avons vu que la simulation des radiances nuageuses donne de bons résultats pour des nuages opaques, sous conditions d'un profil vertical correct. Ces résultats sont identiques à ceux obtenus par une méthode classique (nuage simulé comme corps gris). Cependant si le profil nuageux n'est pas correct les résidus peuvent atteindre plusieurs dizaines de kelvins avec le modèle de transfert radiatif RTTOV. Les nuages opaques sont caractérisés par une épaisseur optique visible supérieure à 5, au delà de cette valeur, quelque soit le contenu en eau nuageuse, la température de brillance simulée sera identique. Ainsi, les modèles de transfert radiatif microphysiques ont une utilisation limitée et ne permettent pas de restituer une valeur quantitative du contenu en eau nuageuse, ils apportent, dans ce cas la, une information qui est très proche des modéles simulant les nuages comme des corps gris (PCT et Nε).

Pour les nuages semi-transparents, caractérisés par une pente sur les canaux fenêtre aux environs de 10 μm, les modèles de transfert radiatif aident à mieux simuler la radiance observée. Avec une épaisseur optique inférieure à la saturation, ils permettent de quantifier les profils nuageux.

- Un paramètre inconnu : le diamètre effectif des particules

Le diamètre effectif utilisé dans les deux modèles de transfert radiatif est un choix extrêmement délicat à faire. D'une part, nous n'avons aucune information provenant de l'observation, d'autre part, la forte sensibilité à ce paramètre dans RTTOV le rend crucial. Les paramétrisations disponibles dans RTTOV ne permettent pas toujours d'optimiser les résidus, c'est pourquoi nous optons pour une adaptation de ce paramètre les optimisant. Ce choix peut, à juste titre, être critiqué pour plusieurs raisons :

- Peu probable d'avoir un profil constant
- Biaise le calcul de l'épaisseur optique dans RTTOV

Le diamètre effectif peut biaiser le calcul de l'épaisseur optique dans RTTOV, mais cela a peu de chance d'arriver sur la situation de nuage semi-transparent que nous avons étudiée car le profil intégré du contenu en eau glacée donne de bon résultat avec HISCRTM. Ce modèle de transfert radiatif calcule l'épaisseur optique presque indépendamment du diamètre effectif ; ce résultat permet d'avoir confiance au profil de contenu en eau glacée utilisé et justifie l'optimisation du diamètre effectif. Dans la suite de l'étude, nous exploiterons cette piste : déterminer la validité du contenu en eau nuageuse avec HISCRTM pour ensuite utiliser ce contenu en eau nuageuse dans RTTOV et adapter un diamètre effectif optimisant les résidus.
Notons également que dans la suite de l'étude, il n'est pas envisageable de mettre en place un algorithme simple définissant un profil de diamètre effectif optimisant les résidus, nous devrons donc nous contenter d'une paramétrisation.

Chapitre 6. Campagne Concordlasi

6.1. PRESENTATION DE LA CAMPAGNE CONCORDIASI 117
6.2. FICHIER DE CO-REGISTRATION 118
6.3. PROFILS DARDAR 121
6.4. MISE EN PLACE ET PREMIERS RESULTATS 122
6.5. MISE EN PLACE D'UNE METHODE DE SCREENING 124
6.5.1. Nuages opaques 124
6.5.1.1. Problématique et proposition de filtre 124
6.5.1.2. Résultats 125
6.5.1.3. Impact de la paramétrisation 126
6.5.2. Nuages semi-transparents 128
6.5.2.1. Problématique et proposition de filtre 128
6.5.2.2. Résultats 129
6.5.2.3. Impact de la paramétrisation 130
6.6. CONCLUSIONS 132

Introduction

Les modèles de transfert radiatif incluant la microphysique sont dans ce chapitre évalués statistiquement. Les profils nuageux utilisés sont extraits du produit DarDar (Delanoë and Hogan, 2008 and 2010) qui permet de restituer l'information du nuage sur sa verticale à partir des données du radar CPR et du lidar Caliop. Ces instruments font partie de la constellation A-Train (§2-1-4) et ne sont donc pas sur la même orbite que Metop. Cependant, l'A-Train et Metop se croisent dans les régions polaires (Arctique et Antarctique) rendant possible pour certaines situations une co-registration possédant de fines résolutions spatiale et temporelle. Dans le cadre de la campagne de ConcordIasi, un fichier de co-registration (August et *al.*, 2011) a été réalisé, permettant ainsi l'exploitation des profils nuageux nécessaires aux modèles de transfert radiatif pour réaliser une statistique sur les résidus entre radiances observées et simulées. Dans une première partie, une présentation du projet de la campagne ConcordIasi est effectuée. Ensuite, l'instrumentation ainsi que les produits utilisés pour réaliser cette étude sont détaillés. Enfin nous présentons les résultats obtenus.

6.1. Présentation de la campagne Concordlasi

ConcordIasi (Rabier et *al.*, 2010) est un projet international financé par plusieurs organismes de recherche dont Météo-France et le CNES. Le principal objectif de cette campagne est de fournir des données de validation pour améliorer l'utilisation des satellites à orbite polaire au dessus de l'Antarctique et en particulier les radiances du sondeur hyperspectral IASI.



Fig. 6.1 : Carte de l'antarctique

Cette campagne est motivée par la nécessité de réduire les incertitudes des profils atmosphériques en sortie des

modèles de prévision numérique située en Antarctique (Fig. **6.1**). Cette région est clairsemée d'observations de surface et seuls les satellites à orbite polaire ont le potentiel de fournir des observations dans ces zones de très hautes latitudes. C'est le cas pour les sondeurs hyperspectraux comme IASI, AIRS et CrIS. Cependant, le traitement des spectres IR dans les régions polaires relève d'un défi que seul une campagne de mesures tel que ConcordIasi pourra aider à résoudre. Ces défis concernent les paramètres de surface (émissivité, température) qui ont un rôle crucial dans la simulation des spectres IR, mais également la détection nuageuse dans les zones polaires qui est rendue plus difficile dûe au faible contraste existant entre la température du sommet de nuage et celle de la surface. La présence ou non de nuages dans l'empreinte des sondeurs est essentielle à prendre en compte pour ne pas restituer une information erronée. D'autres phénomènes spécifiques aux zones polaires sont caractérisés lors de cette campagne : la diminution de l'ozone stratosphérique, les nuages polaires stratosphériques et le rôle de la chimie sur la microphysique de ces nuages (Tolbert et Toon 2001; Larsen et al 2004).
La compréhension de ces phénomènes météorologiques permettra une utilisation optimum des observations des sondeurs IR dans l'assimilation de données des zones polaires mais également une meilleure compréhension des interactions plus globales entre l'Antarctique et les régions tempérées du globe.

6.2. Fichier de co-registration

Une co-registration spatiale et temporelle est réalisée entre l'instrumentation présente sur Metop (AVHRR et IASI) et sur la constellation A-Train (CPR et Caliop). Du fait des contraintes d'orbitologie, seules les zones polaires sont couvertes par cette co-registration (Fig. **6.2**). Les contraintes imposées sont : une différence de temps inférieure à 10 minutes et une distance spatiale inférieure à 14 kilomètres. Notons que dans ce fichier, les situations de l'Arctique sont aussi incluses.

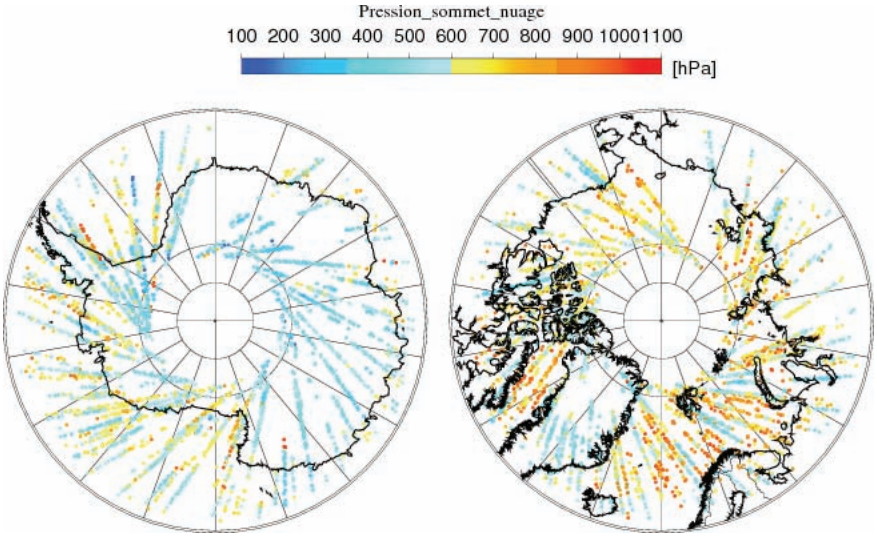


Fig. 6.2 : Répartition géographique des situations présentes dans le fichier de co-registration en Antarctique et Arctique. Le code de couleurs représente la pression de sommet de nuage associée.

Voici les différentes données que contient le fichier de coregistration :

- Clusters AVHRR
- Masque AVHRR à partir de l'AVHRR pleine résolution
- Pression de sommet de nuage obtenue par l'AVHRR et le CO_2-Slicing.
- Données du radar CPR :
    - Hauteur du sommet et de la base du nuage (jusqu'à 5 couches)
    - Informations MODIS (flag nuage, type et variabilité)
    - Épaisseur optique totale
    - Rayon effectif moyen
    - Épaisseur optique par niveau
- Données Lidar Caliop :
    - hauteur du sommet et de la base du nuage (jusqu'à10 couches)
    - Épaisseur optique (pour chaque couche)
    - coefficients d'extinction (pour chaque couche)
    - contenu intégré en eau glacée (pour chaque couche)
- Prévisions Arpège interpolées sur 43 niveaux RTTOV et interpolées spatialement et temporellement au spot IASI. Résolution autour de 10km au maximum.
- Prévisions ECMWF la plus proche, 91 niveaux hybrides du modèle. Résolution : 0,5*0,5

L'utilisation des instruments actifs Caliop (Winker, 2007) et CPR (Boain, 2003) permet d'obtenir une information sur la distribution des particules atmosphériques (hydrométéores et aérosols). Le lidar émet un rayonnement électromagnétique de courtes longueurs d'ondes (536 et 1064 nm) sensible aux nuages fins de faible épaisseur optique, typiquement constitués de glace. Le radar émet dans les micro-ondes (94 GHz) ce qui le rend sensible aux nuages plus épais. L'utilisation de ces deux instruments permet d'accéder à une mesure complémentaire. Les informations extraites des fichiers de niveau 2 de Caliop et CPR sont : la pression du sommet et de la base du nuage, le profil d'épaisseur optique visible nuageux, le contenu intégré en glace (produit Caliop) et le rayon effectif des particules nuageuses (produit CPR). Notons enfin que le diamètre effectif fourni par les produits du CPR est calculé pour les particules de glace par :

$$\boldsymbol{D_{eff}} = \frac{\int_0^\infty \boldsymbol{n(D)D^3dD}}{\int_0^\infty \boldsymbol{n(D)D^2dD}} \quad (6\text{-}1)$$

Il faut être vigilent avec l'utilisation de cette définition car ce n'est pas celle utilisée par les modèles de transfert radiatif RTTOV et HISCRTM (Tableau **3-2**) (McFarquhar et *al.*, 1997). Dans l'équation 6-1, D représente le diamètre d'une sphère possédant la même masse que la particule de glace.

En plus de la co-registration instrumentale, les profils de la prévision ARPEGE (température, humidité, ozone et paramètres de surface) sont interpolés sur les 43 niveaux de RTTOV et sont stockés dans le fichier. Enfin, les données de la prévision du CEPMMT sont également stockées, définies sur 91 niveaux hybrides. Il n'y a pas d'interpolation spatiale et temporelle dans ce cas les profils les plus proches du pixel IASI ont été choisis, la résolution spatiale de la prévision est 0,5° en latitude et longitude.

Sur un total de 20896 colocations de Septembre 2010 à Janvier 2011, 7931 (38%) sont déclarées comme étant complétement couvertes par les nuages dans le pixel IASI, ce qui

permet de réaliser une statistique. Les algorithmes de restitution des pressions de sommet de nuages à partir des données IASI et AVHRR ont été modifiés afin de s'adapter aux faibles contrastes existant entre la température de surface et du nuage dans les zones polaires. La Fig. **6.3** illustre les pressions de nuages restituées et montre la bonne corrélation entre la pression de sommet de nuage déterminée à partir de l'instrumentation de Metop (AVHRR pour les nuages opaques et/ou IASI (CO_2-Slicing) pour les nuages semi-transparents) et de l'A-Train (pression de sommet de nuage du CPR par défaut sinon celui de Caliop). Le biais de pression de sommet de nuage entre Metop et l'A-Train est de 72,56 hPa avec un écart type de 150 hPa et un coefficient de corrélation de 0,75. Ces résultats montrent une bonne adéquation entre les deux traitements. Toutefois un léger biais existe pour les nuages d'altitude caractéristiques des nuages de glace, qui s'explique probablement par la gamme de longueur d'onde utilisée pour restituer la pression de sommet de nuage : le lidar utilise un rayonnement visible (536 nm) ou très proche infra rouge (1064 nm) avec une pénétration dans le nuage bien moins importante que l'infrarouge à 10-15 μm. Ainsi la pression de sommet de nuage restituée par le lidar est légèrement plus basse que celle déterminée par IASI. D'autre part, cet écart peut également s'expliquer par l'utilisation des profils de température et d'humidité provenant de la prévision, pour restituer la pression de sommet de nuage à partir des données AVHRR et IASI. Ces profils possèdent une incertitude pouvant être propagée au résultat final. Les nuages de basse altitude ont une meilleure corrélation entre Metop et l'A-Train ; notons que dans ce cas la pression de sommet de nuage issue du produit CPR est calculée à partir du CPR, de la prévision et des radiances de MODIS.

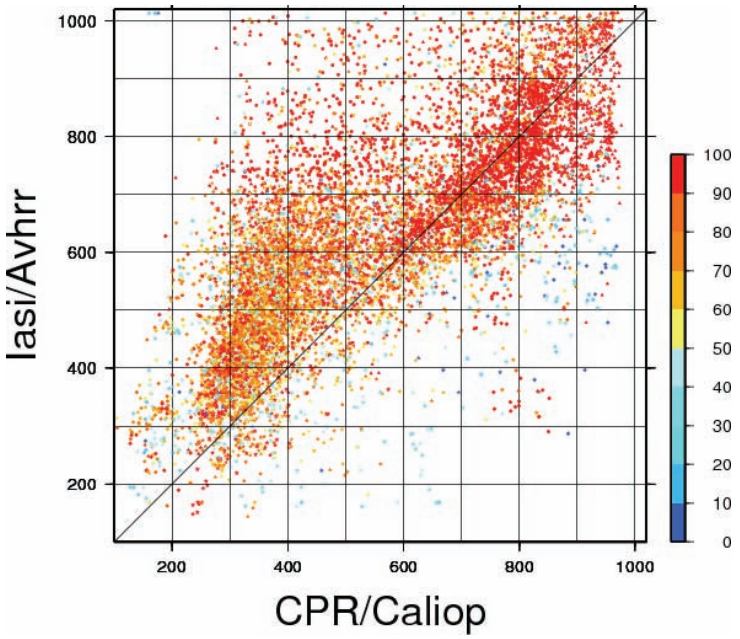


Fig. 6.3 : Pressions de sommet de nuage IASI (CO_2-Slicing pour les semi-transparents et AVHRR pour les nuages opaques bas) comparées aux données du CPR de CloudSat ou de Caliop, quand le CPR ne voit rien (August et *al.*, 2011).

6.3. Profils DarDar

Les informations extraites de CPR et Caliop séparement (épaisseur optique visible, contenu intégré en eau glacée et diamètre effectif des particules) ne sont pas adaptées au modèle de transfert radiatif RTTOV qui nécessite des profils de contenu en eau nuageuse et de diamètre effectif. Pour répondre à ce besoin, les profils DarDar (Delanoë and Hogan, 2008 and 2010) sont inclus dans ce fichier, permettant ainsi d'accéder aux profils de contenu en eau glacée et au diamètre effectif avec une résolution de 60 mètres. Le produit DarDar est une synergie des mesures du radar et du lidar disponible via le pôle ICARE de gestion des données et d'expertise pour les thématiques atmosphériques (http://www.icare.univ-lille1.fr).

Les profils de contenu en glace dans DarDar ont été déterminés à partir de tabulations contenant trois paramètres physiques : le coefficient d'absorption visible (α_v), le rapport lidar (S : rapport entre coefficient d'absorption et coefficient de rétrodiffusion) et la distribution de taille nuageuse (N_0). Ces paramètres physiques sont obtenus à partir d'une estimation variationnelle basée sur la mesure du radar et du lidar (Delanoë and Hogan, 2008 and 2010). Les tabulations sont établies à partir d'un modèle microphysique qui suppose 2 formes de particules selon la dimension D de la particule. Lorsque D > 300 μm le cristal est de type agrégat sphérique et pour des valeurs inférieures il est de type colonne hexagonale. Le contenu en eau glacée est calculé dans les tabulations par :

$$\boldsymbol{CIWC = \int_0^\infty \rho_{ice}(D) N_0(D) dD} \quad (6\text{-}2)$$

ρ_{ice} représentant la masse volumique de l'eau glacée. Le rayon effectif est dérivé de la définition de Foot (1988) :

$$\boldsymbol{R_{eff} = \frac{3}{2} \frac{CIWC}{\alpha_v \rho_{ice}}} \quad (6\text{-}3)$$

Tout comme l'équation 6-1, il faut être vigilent avec cette définition du diamètre effectif (D_{eff}=2.R_{eff}), car ce n'est pas la même que celles utilisées pour construire les bases de données nuageuses de RTTOV et HISCRTM (McFarquhar et *al.*, 1997).

L'utilisation du produit DarDar présente l'avantage d'utiliser deux instruments possédant des gammes de longueurs d'ondes différentes permettant ainsi une complémentarité de la mesure : les nuages de faible épaisseur optique sensibles au rayonnement émis par le Lidar et les nuages denses sensibles à celui du radar. Dans le cas de nuages épais, seule la mesure de radar contribue à la restitution des profils nuageux car celle du lidar est complètement atténuée. Dans ce cas, l'information restituée dépend fortement des paramètres a priori (α_v, S et N_0) rendant la restitution des profils nuageux moins bonne. Au contraire, pour les nuages avec une épaisseur optique faible (<5) les deux instruments donnent d'assez bonnes informations pour restituer IWC et l'extinction ; pour les nuages très fins, le fait que le lidar traverse la couche nuageuse permet d'avoir une très bonne restitution de l'épaisseur optique même si la contribution du radar est faible.
Le défaut de DarDar est qu'il ne fournit pas de profils de contenu en eau liquide, toutefois, dans les zones polaires les nuages sont essentiellement constitués de glace. Cela n'est donc pas un problème majeur dans notre étude.
Enfin, notons que les profils DarDar ont servi de référence pour évaluer les sorties nuageuses du CEPMMT et de l'UKMO (Delanoë, 2011).

6.4. Mise en place et premiers résultats

- Profils utilisés en entrée des modèles de transfert radiatif

Les profils de température, humidité et ozone utilisés en entrée de RTTOV sont issus du modèle de prévision numérique de Météo-France ARPEGE. Ce choix a été fait car des études menées durant la campagne de mesures de ConcordIasi ont montré une meilleure précision des profils ARPEGE par rapport à ceux du CEPMMT. Cette étude a été réalisée en comparant les profils des modèles de prévision numérique avec ceux issus de radiosondages sur le continent Antarctique. Elle montre que le modèle ARPEGE avait été adapté aux zones polaires avant la campagne de mesures (Rabier, pers comm). Les profils de CIWC sont issus du produit DarDar. Afin de définir un nombre de niveaux identique pour l'ensemble des profils atmosphériques utilisés dans RTTOV, les profils ARPEGE sont interpolés sur les 43 niveaux de RTTOV et tous les niveaux nuageux DarDar sont utilisées pour calculer la partie nuageuse. Ainsi pour chaque situation étudiée, le nombre de niveaux n'est pas constant.

La pression de sommet de nuage utilisée HISCRTM provient de l'AVHRR par défaut ; sinon, on utilise celle obtenue par l'algorithme du CO_2-Slicing. Le diamètre effectif en entrée de l'algorithme est adapté pour optimiser les résidus entre le spectre simulé et observé ; si l'algorithme ne converge pas, la valeur de 40 μm est utilisée par défaut. Pour simuler les radiances nuageuses, les 4 paramétrisations du diamètre effectif de RTTOV sont utilisées, ainsi que le profil du produit DarDar. Pour chaque situation, il y a donc 5 simulations RTTOV et 1 HISCRTM.

- Situations traitées

Le profil de couverture nuageuse n'est pas disponible dans le produit DarDar et nous décidons donc de limiter l'étude aux situations complètement couvertes dans le champ de vue IASI. La couverture nuageuse est donnée par le masque AVHRR et seules les situations avec une couverture nuageuse supérieure à 95% sont prises en compte. Le profil de couverture nuageuse est considéré constant et égal à 1 dès lors que le contenu en eau glacée est différent de 0. D'autre part, nous nous assurons que le profil CIWC existe. Si ce n'est pas le cas, la situation n'est pas traitée. Le nombre de situations traitées est de 5897 (sur les 7931 de départ).

- Satistiques

Les statistiques sont présentées sur les Fig. **6.4** et Fig. **6.5** respectivement sous forme de spectres et d'histogrammes. Les meilleurs résultats sont obtenus avec HISCRTM ; ce constat n'est pas surprenant car il contient une information supplémentaire à RTTOV, issue directement de l'observation : la pression de sommet de nuage. D'après l'histogramme, plus de 50% des situations ont un résidu compris entre -2 et 2 K. Cependant certaines situations ont de très fort biais, environs 20 K sur l'histogramme. Il n'est pas envisageable d'assimiler des radiances nuageuses avec de tels écarts : il sera alors nécessaire de déterminer, si possible, les raisons de cette différence pour les corriger ou les filtrer.

Les écarts-types RTTOV, obtenus par les 5 paramétrisations, possédent des ordres de grandeurs identiques oscillant autour de 6K (Fig. **6.4**). Les biais sont eux complètement différents selon la paramétrisation, illustrant une fois de plus, le fort impact de ce paramètre sur la simulation de la radiance nuageuse avec le modèle de transfert radiatif RTTOV.

Aucune paramétrisation ne se dégage, laissant une grande incertitude sur le choix de la celle-ci.

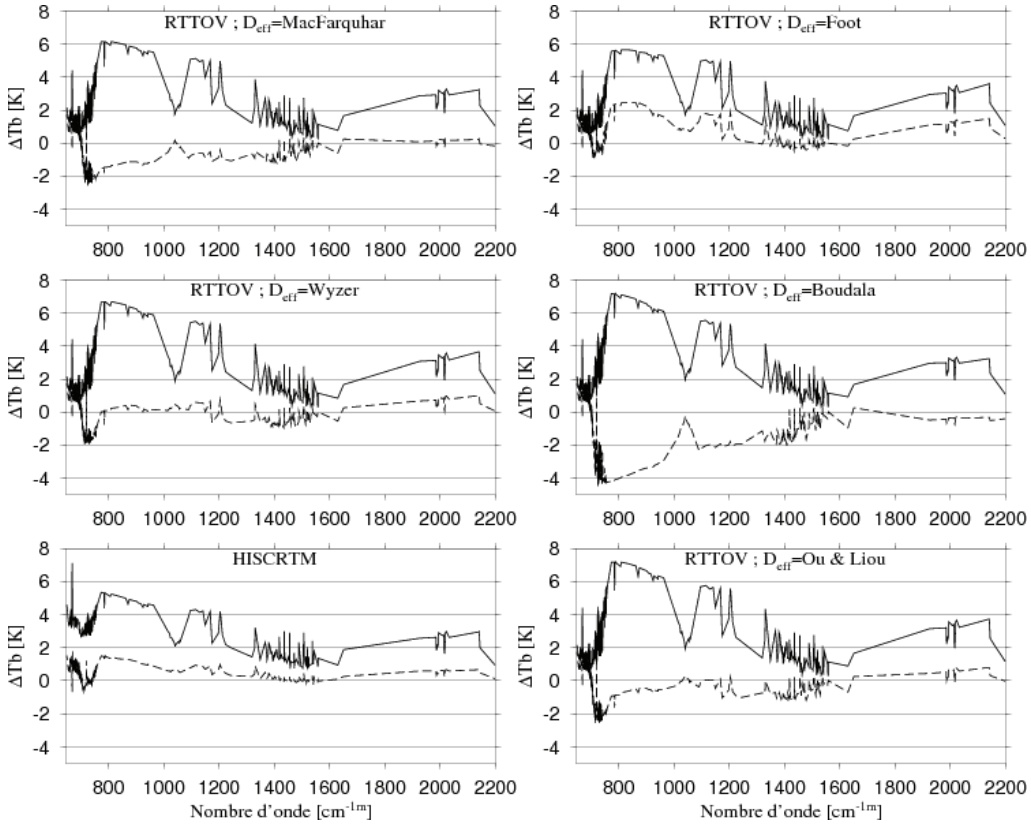


Fig. 6.4 : Statistiques des différences (observé-calculé) pour les spectres obtenus par HISCRTM et RTTOV et les 5 paramétrisations possibles. Les biais sont tracés en traits pointillés et les écart-types en traits pleins.

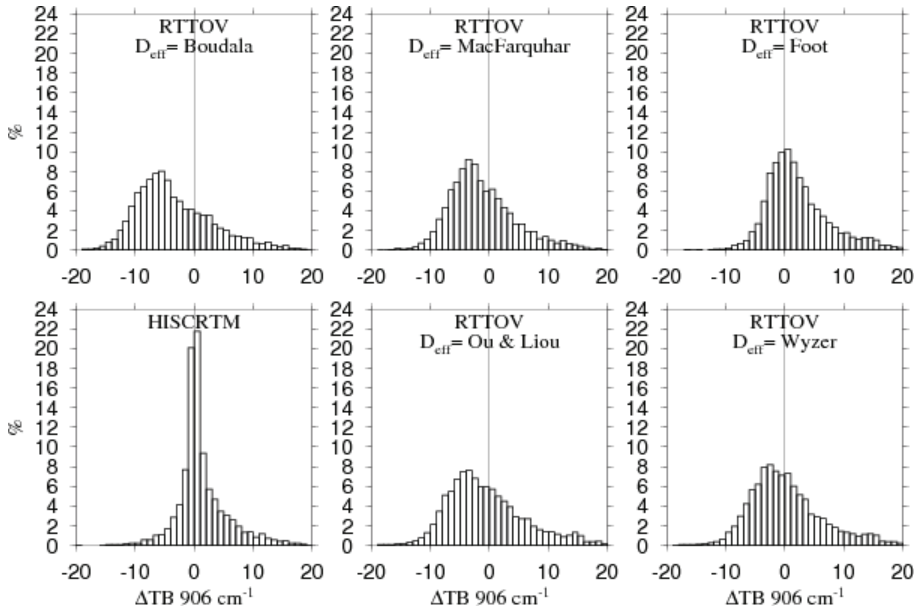


Fig. 6.5 : Histogrammes des résidus obtenus à 906 cm^{-1} par HISCRTM et RTTOV pour les 5 paramétrisations possibles.

6.5. Mise en place d'une méthode de screening

Les résultats présentés précédemment ne permettent pas une utilisation des radiances nuageuses dans un processus d'assimilation de données. Il est donc nécessaire de comprendre pourquoi les écarts entre simulations et observations sont parfois si importants ou de les filtrer. Le chapitre 5 nous a permis de comprendre le fonctionnement de ces modèles de transfert radiatif, permettant dans cette partie de mettre en place un filtrage des situations incohérentes par rapport à la situation observée.

Pour réaliser le filtrage, deux types de nuages sont considérés : les nuages opaques et les nuages semi-transparents. Le seuil entre ces nuages est déterminé par l'épaisseur optique visible : au delà de 5 le nuage est considéré opaque. Cette valeur approximative a été déterminée à partir de la Fig. **5**.**7**. Pour chacun des 2 types nuageux, nous proposons une méthode de screening afin de conserver les situations cohérentes avec l'observation.

6.5.1. Nuages opaques

6.5.1.1. Problèmatique et proposition de filtre

Les situations nuageuses de type opaque sont globalement bien simulées par le modèle de transfert radiatif HISCRTM car l'épaisseur optique visible sature le modèle, il n'y a donc pas nécessité d'obtenir une valeur quantitative de ce paramètre dès lors qu'il se trouve au delà de la saturation. Le paramètre déterminant est alors la pression de sommet de nuage utilisée ; pour les situations opaques, la pression de sommet de nuage est déterminée par le masque AVHRR et nous avons vu (Fig. **6**.**3**) que cette valeur est en accord avec celle déterminée par l'instrumentation de l'A-Train, expliquant ainsi les résultats corrects obtenus par HISCRTM.

La difficulté dans RTTOV réside dans la gestion du profil nuageux ; à travers le troisième exemple de Lindenberg, nous avons vu que les résultats pouvaient être corrects pour HISCRTM alors que pour RTTOV les différences pouvait atteindre plusieurs kelvin

dûes à la prise en compte d'un profil nuageux (§5-2-5). Pour obtenir de bons résidus avec RTTOV, il faut donc que la valeur intégrée de l'épaisseur optique entre le sommet de l'atmosphère et la pression de sommet de nuage soit supérieure à la valeur de l'épaisseur optique saturant RTTOV. C'est ce que nous avons réalisé : nous avons déterminé une pression de sommet de nuage virtuelle à partir du profil nuageux DarDar ; elle est située au niveau de pression où la valeur intégrée de l'épaisseur optique équivalente au contenu en glace (via l'équation 2-15) atteint la valeur 5. En comparant cette pression de sommet de nuage virtuelle à celle issue de l'observation AVHRR, il est possible de déterminer la cohérence entre le profil nuageux DarDar et l'observation du satellite Metop.

Pour notre étude, nous acceptons un écart de pression de nuage de plus ou moins 100 hPa entre les 2 pressions de sommet de nuage. Le filtre que nous appliquons est symbolisé en traits pleins sur la Fig. **6.6**, les résidus de chaque situation opaque obtenus par HISCRTM sont également représentés sur cette figure pour le canal 906 cm^{-1}. En plus de ce filtre, nous nous assurons que la pression de sommet de nuage du masque AVHRR est contenue dans le profil nuageux.

Enfin, concernant la paramétrisation du diamètre effectif, nous avons fait le choix, pour chaque situation traitée, d'utiliser celui qui minimisait les résidus entre l'observation IASI et le spectre simulé.

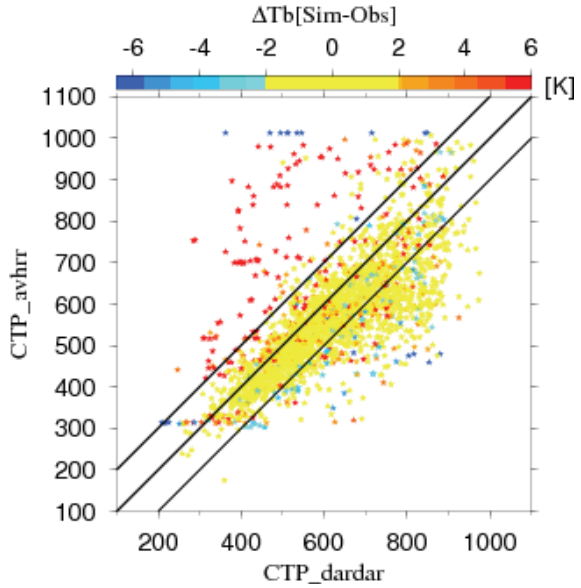


Fig. 6.6 : Pression de sommet de nuage Dardar en fonction de la pression de sommet de nuage AVHRR. L'échelle de couleur représente le résidu entre HISCRTM et l'observation à 906 cm^{-1}. Le filtre appliqué est symbolisé par les traits noirs.

6.5.1.2. Résultats

Les résultats obtenus par les deux modèles de transfert radiatif sont représentés, après application du filtre, sur la Fig. **6.7** sous forme de statistiques spectrales et d'histogrammes. Sur un total de 5897 situations traitées, 2317 (40%) d'entre elles sont déclarées opaques et 1562 de ces situations passent le filtre et sont traités par RTTOV et HISCRTM soit 68 % des situations opaques. Les biais obtenus avec HISCRTM sont inférieurs à 1 K, cependant, ils présentent une légère pente spectrale sur les canaux fenêtres situés entre 800 et 960 cm^{-1}. Cela peut s'expliquer par l'utilisation d'un diamètre effectif mal adapté. Cette pente se retrouve également sur l'écart-type de HISCRTM. Les biais sont calculés à partir de

différence entre les spectres simulé et observé, et la pente présente sur ces statistiques spectrales signifie que la simulation n'a pas reproduit la pente présente sur l'observation.

L'écart-type obtenu par RTTOV ne présente pas de forte variation spectrale, cependant, le biais est aux environs de -2K sur les canaux fenêtre situés entre 800 et 960 cm^{-1}. Cela signifie que la pression de sommet de nuage virtuelle, déterminée à partir du profil nuageux DarDar, est statistiquement inférieure à celle de l'AVHRR. Ce phénomène est observé pour une grande partie des situations sur la Fig. **6**.**6**. La pression de sommet de nuage restituée par l'AVHRR est correcte lorsqu'elle est comparée aux données de l'A-Train (Fig. **6**.**3**), le problème vient donc de la pression de sommet de nuage virtuelle du profil nuageux DarDar. Dans la description du produit DarDar (§6-3), nous signalons que la méthode est moins performante lorsque les nuages sont opaques car elle dépend fortement des paramètres a priori, les profils nuageux sont alors de moins bonne qualité et cela se traduit par la présence d'un biais de 2 K avec RTTOV. Notons également que ce biais peut également s'expliquer parce que nous avons fixé arbitrairement une épaisseur optique (5) pour laquelle nous définissons la pression de sommet de nuage virtuelle du profil DarDar.

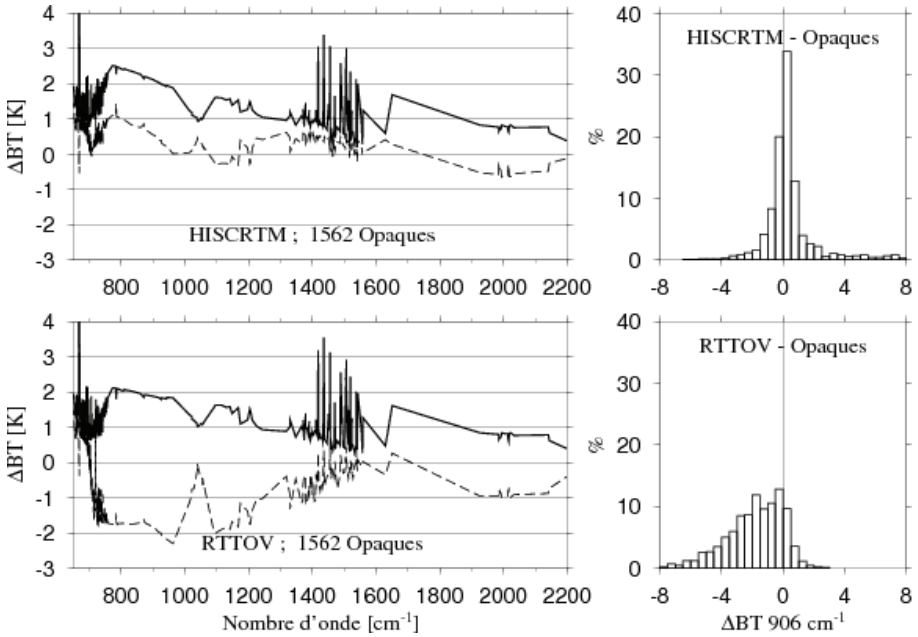


Fig. 6.7 : Statistiques spectrales, biais en pointillé et écarts-types en trait plein ; histogrammes des situations opaques simulées par HISCRTM et RTTOV.

6.5.1.3. Impact de la paramétrisation

Les Fig. **6**.**8** et Fig. **6**.**9** représentent les diamètres effectifs moyens issus des 5 paramétrisations sous forme de scatterplot et d'histogrammes. Le diamètre effectif moyen optimisant les résidus RTTOV est également représenté. La paramétrisation issue des profils DarDar (Foot ; Fig. **6**.**8**c) possède le meilleur coefficient de corrélation (0,91). C'est d'ailleurs cette paramétrisation qui a été sélectionnée par la routine d'optimisation à 75% pour optimiser les résidus de RTTOV (Tableau **6**-**1**). Le diamètre effectif moyen issu de cette paramétrisation est relativement important en comparaison de ceux obtenus par Boudala et

McFarquhar. Ces derniers possèdent un diamètre effectif moyen généralement inférieur à 50 μm.

Ou et Liou	Wyzer	Boudala	McFarquhar	Foot
4,93%	11,14%	2,82%	6,02%	75,10%

Tableau 6-1 : Choix de la paramétrisation de RTTOV permettant d'optimiser les résidus RTTOV pour les nuages opaques.

Les résidus les plus faibles sont essentiellement obtenus par des paramétrisations restituant de larges valeurs du diamètre effectif (Foot et Wyzer). Ce résultat est surprenant car plus le diamètre effectif est fort, plus l'épaisseur optique diminue pour un contenu en eau glacée constant (annexe B) ; pour le traitement des situations opaques, l'algorithme d'optimisation devrait pointer vers la paramétrisation qui maximise l'épaisseur optique (Boudala ou McFarquhar). Ce n'est pas le cas car les statistiques présentent un biais qui est « corrigé » en sélectionnant la paramétrisation minimisant l'épaisseur optique. Dans un traitement opérationnel, il aurait fallu d'abord estimer et corriger le biais avant l'optimisation du diamètre effectif.

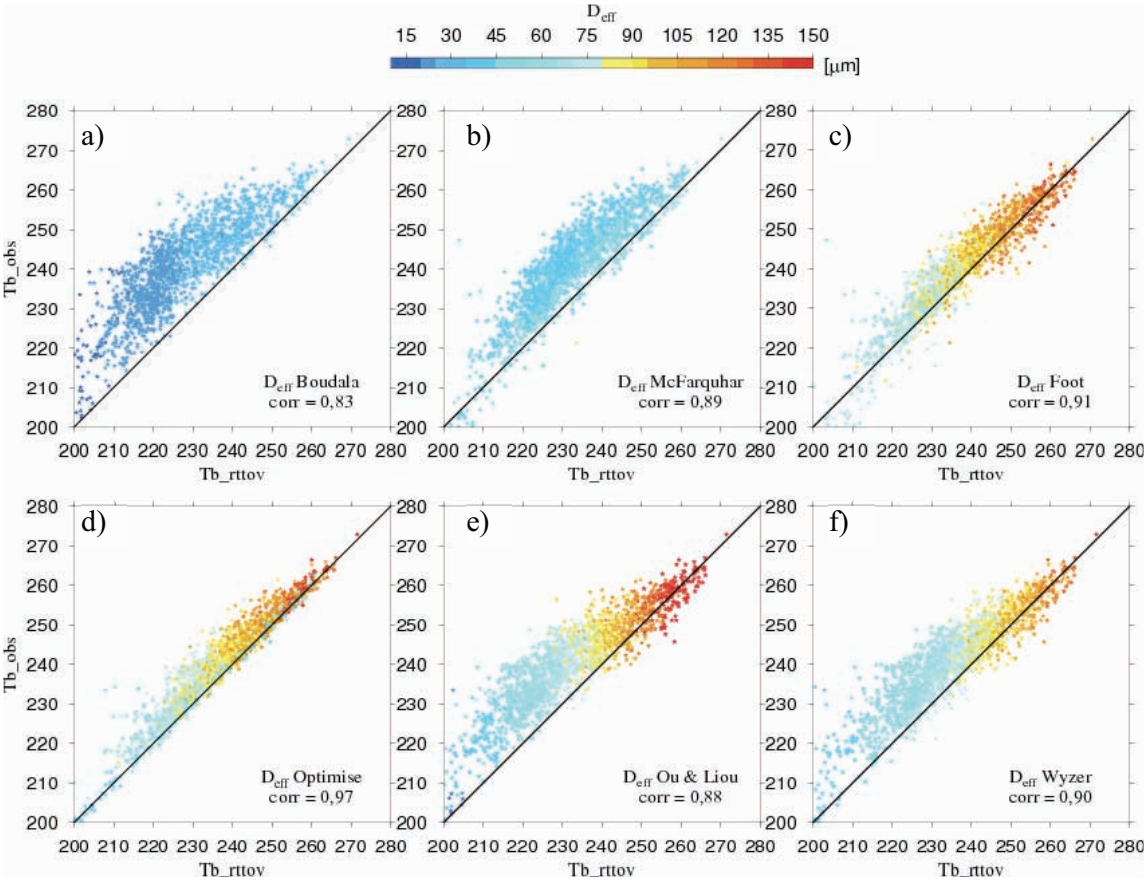


Fig. 6.8 : Comparaison entre Tb simulée avec RTTOV et observée pour le canal 906 cm^{-1} et chacune des paramétrisations de RTTOV ainsi que le De optimisant les résidus.

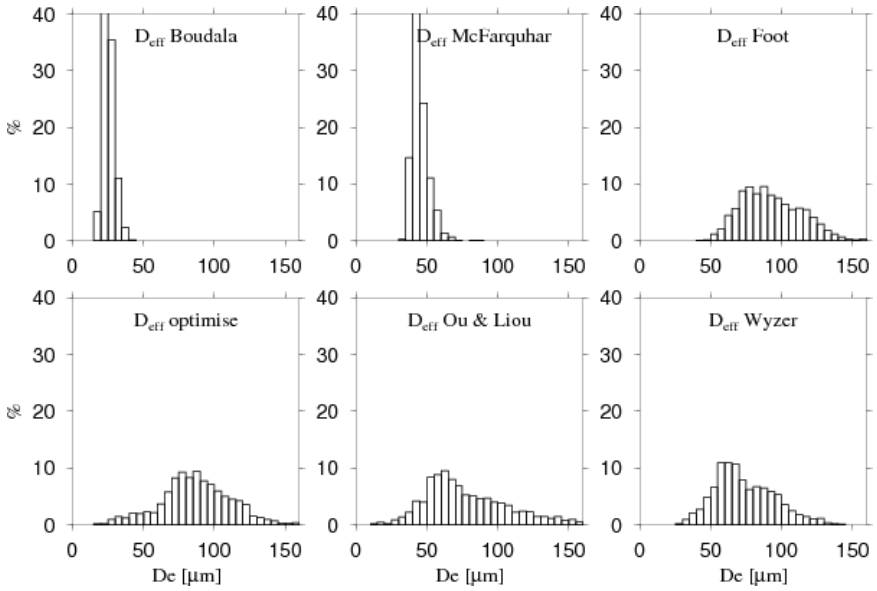


Fig. 6.9 : Histogramme du diamètre effectif moyen déterminé pour chacune des paramétrisations et celui optimisant les résidus.

6.5.2. Nuages semi-transparents

6.5.2.1. Problématique et proposition de filtre

Les nuages de type semi-transparent nécessitent un filtre plus performant que les nuages opaques ; la relation entre la température de brillance et l'épaisseur optique est très non linéaire : un faible changement de la valeur de l'épaisseur optique peut entrainer un très fort changement de la température de brillance du spectre simulé, qui dépend de l'altitude et du canal considéré (Fig. **5**.**7**). Le filtrage mis en place pour les nuages opaques dépend d'un paramètre physique du nuage : la pression de sommet de nuage. Pour les nuages semi-transparents, nous décidons de filtrer par rapport à un paramètre microphysique et pour cela nous nous appuyons sur HISCRTM qui permet de calculer l'émissivité nuageuse. Sous condition que le milieu considéré soit à l'équilibre thermodynamique, le rayonnement absorbé est égal au rayonnement émis et en considérant le principe de conservation de l'énergie (éq. 1-1), l'émissivité du nuage est :

$$\boldsymbol{\varepsilon = 1 - (\tau + r)} \quad (6\text{-}4)$$

Les paramètres de transmission (τ) et de réflexion (r) sont des sorties directes du modèle HISCRTM, ainsi il est possible de déterminer l'émissivité du nuage à partir du seul profil de contenu en glace issu du produit DarDar. Notons que pour s'affranchir au maximum de l'effet du diamètre effectif, nous utilisons par la suite le canal à 906 cm^{-1}, car il présente l'intérêt d'être très peu sensible au diamètre effectif dans HISCRTM (§3-3-2-4).
L'algorithme du CO2-Slicing permet de déterminer l'émissivité effective du nuage pour un canal fenêtre donné. Seules les situations possédant une couverture nuageuse totale dans l'empreinte du sondeur IASI sont traitées ; ainsi, l'émissivité effective calculée est équivalente à l'émissivité nuageuse. Il est donc possible de comparer le même paramètre issu de la mesure (IASI) et du profil nuageux (issu de DarDar, de la prévision par la suite) ; c'est ce qui est représenté sur la Fig. **6**.**10**a pour l'ensemble des situations semi-transparentes. Ainsi, il est facile d'appliquer un filtre linéaire pour sélectionner les situations possédant une bonne cohérence entre DarDar et l'observation IASI, ce filtre est symbolisé par les traits

pleins noirs sur la Fig. **6**.**10**a ; l'échelle de couleurs représente les résidus obtenus par HISCRTM. Nous souhaitons accepter des résidus compris entre + 2 K et -2 K, symbolisés par la couleur jaune, au vu de cette contrainte le filtre a une largeur de +/-0,1.
En appliquant ce filtre, seul le contenu intégré en eau glacée est évalué par rapport à l'observation IASI car il n'y a pas de moyen qui permette d'évaluer la distribution verticale du nuage. Tout comme les nuages opaques, la paramétrisation optimisant les résidus de RTTOV est choisie.
La Fig. **6**.**10**a permet de comparer des paramètres physiques identiques ; la Fig. **6**.**10**b est la même figure sauf que l'émissivité HISCRTM a été remplacée par le contenu intégré en eau liquide et glacée (le contenu intégré en eau est relié exponentiellement avec l'émissivité du nuage). Dans ce cas, le filtre est indépendant de la modélisation nuageuse de HISCRTM, cependant les résultats des deux filtres sont très proches. Pour la suite de l'étude, nous présentons les situations qui passent le filtre de la Fig. **6**.**10**a.

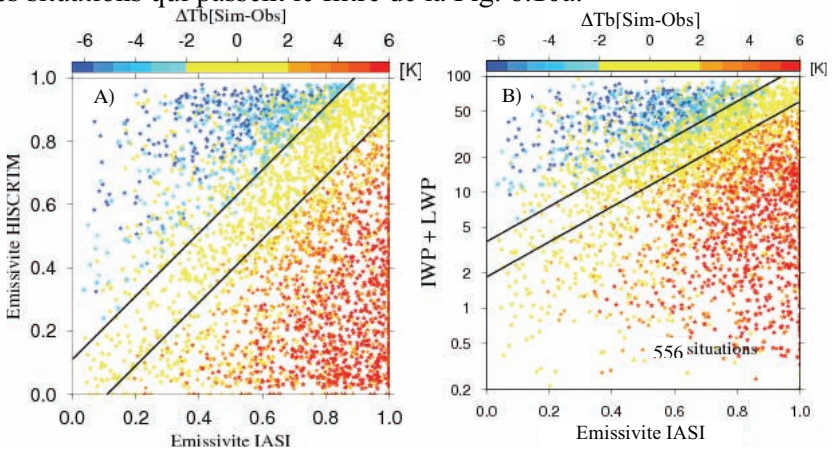


Fig. 6.10 : A) Emissivité du nuage calculée à partir du spectre IASI et la méthode du CO_2-Slicing (abscisse) en fonction de celle calculée par HISCRTM et le profil nuageux DarDar (ordonnée). B) Emissivité du nuage calculée à partir du spectre IASI et la méthode du CO_2-Slicing en fonction du contenu intégré en eau liquide et glace des profils DarDar. L'échelle de couleur représente le résidu HISCRTM à 906 cm^{-1}.

6.5.2.2. Résultats

Les résultats obtenus par les deux modèles de transfert radiatif sont représentés sur la Fig. **6**.**11** sous forme de statistiques spectrales et d'histogrammes. Sur un total de 5897 situations traitées, 3580 (60%) du total sont déclarées semi-transparentes et parmi elles, 556 passent le filtre et sont traitées par RTTOV et HISCRTM soit 16 % des situations déclarées semi-transparentes. Les biais obtenus par les deux modèles de transfert radiatif oscillent autour de 0 K. L'écart type de HISCRTM est quasiment constant pour les canaux fenêtre et est d'environ 1 K ; il est légèrement inférieur à 2 K pour RTTOV. Les meilleurs résultats obtenus par HISCRTM proviennent probablement de l'utilisation de la pression de sommet de nuage qui est issue de l'observation.

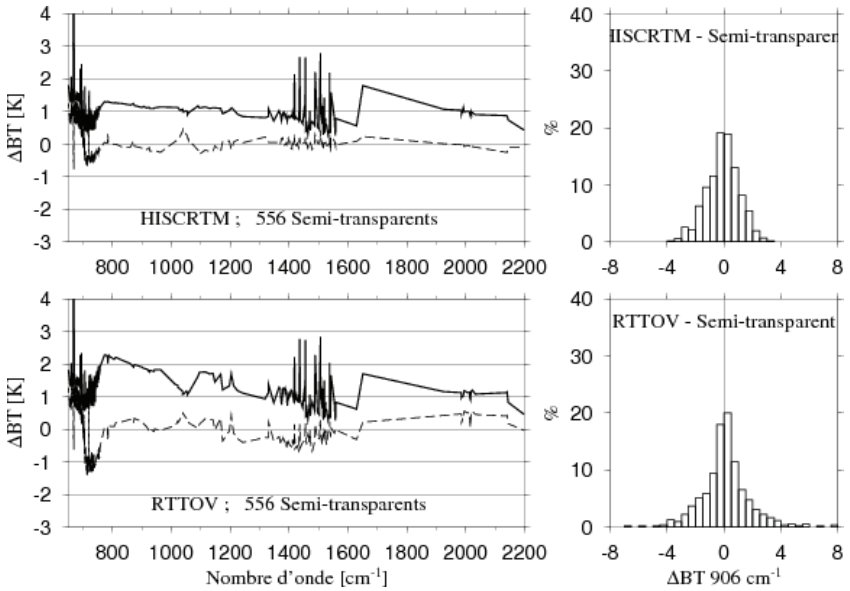


Fig. 6.11 : Statistiques spectrales et histogrammes des situations opaques simulées par HISCRTM et RTTOV.

6.5.2.3. Impact de la paramétrisation

Contrairement aux nuages opaques, il n'y a pas de paramétrisations qui prédominent dans la minimisation des résidus de RTTOV (Tableau **6-2**). Le comportement du diamètre effectif moyen calculé par les paramétrisations est le même que pour les nuages opaques : inférieur à 50 μm pour Boudala et Mcfarquhar, plus éparse pour les autres paramétrisations compris entre 25 et 150 μm (Fig. **6.12** et Fig. **6.13**).

Ou et Liou	Wyzer	Boudala	McFarquhar	Foot
15,30%	16,60%	20,71%	19,22%	28,97%

Tableau 6-2 : Choix de la paramétrisation de RTTOV permettant d'optimiser les résidus RTTOV pour les nuages semi-transparents.

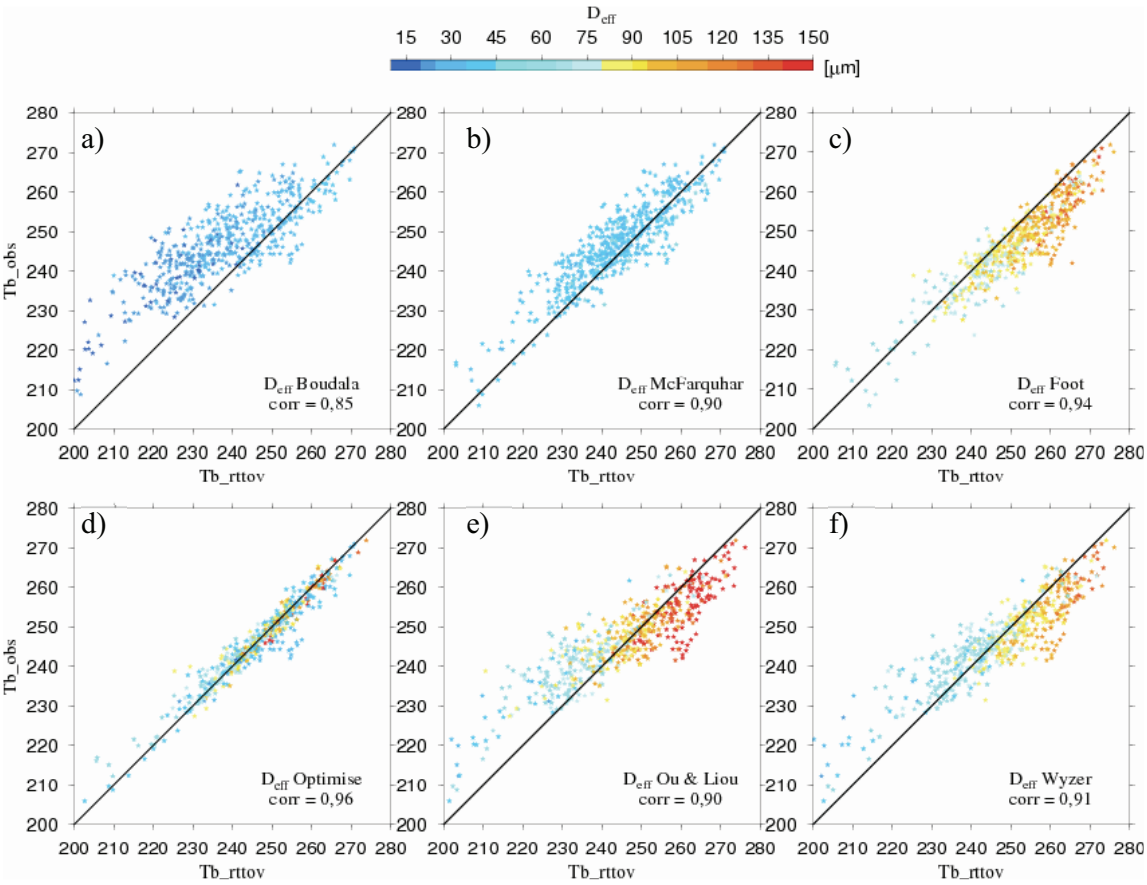


Fig. 6.12 : Comparaison entre Tb simulée avec RTTOV et observée pour le canal 906 cm^{-1} et chacune des paramétrisations de RTTOV ainsi que le De optimisant les résidus.

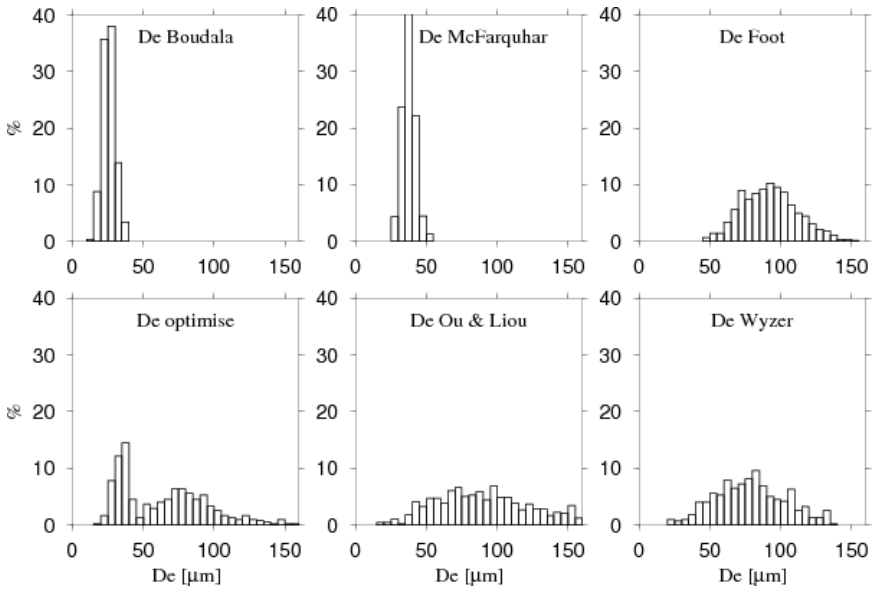


Fig. 6.13 : Répartition du diamètre effectif moyen des 5 paramétrisations disponibles et du diamètre effectif moyen optimisant les résidus de RTTOV.

6.6. Conclusions

Nous avons utilisé des profils nuageux issus de l'instrumentation de l'A-Train pour évaluer statistiquement les modèles de transfert radiatif incluant la microphysique du nuage. Après une première évaluation statistique, nous avons constaté que les résultats obtenus ne peuvent pas être utilisés dans un processus opérationnel ; les écarts-types sont de l'ordre de 6K sur les canaux fenêtre. Nous avons donc élaboré une méthode de screening afin de filtrer les situations décrites par des profils nuageux qui ne sont pas en accord avec l'observation du sondeur IASI. Pour cela, nous dissocions deux catégories de nuages, opaques et semi-transparents, pour lesquelles nous avons mis en place deux méthodes de filtrage linéaire simples, robustes et cohérentes. Les écart-type obtenus à la suite de ces filtrages sont inférieurs à 2-3K.

Pour les nuages opaques, nous avons été confrontés à une mauvaise distribution verticale des produits nuageux de DarDar, du fait de moins bonnes performances de l'algorithme de restitution DarDar pour ce type de nuage. Cette défaillance est sans conséquence pour le modèle de transfert radiatif HISCRTM qui ne prend pas en compte la distribution verticale du nuage ; elle se traduit par un biais de -2K sur les canaux fenêtre pour RTTOV. La dernière étape de cette étude étant d'appliquer cette méthode à des profils nuageux issus de la prévision numérique, nous verrons si le biais de RTTOV disparaît en utilisant cette donnée.

La gestion des nuages semi-transparents est bien plus délicate car ils nécessitent une valeur quantitative de l'épaisseur optique et sont extrêmement sensibles aux faibles variations de ce paramètre. Pour construire le filtre nous nous appuyons sur la base de données nuageuses de HISCRTM qui permet de convertir simplement le profil nuageux en émissivité du nuage et de le comparer avec celui obtenu par la méthode du CO2-Slicing. Cette méthode présente l'avantage d'être indépendante du modèle RTTOV et permet de se servir de la « simplicité » de HISCRTM pour sélectionner les profils possédant une valeur intégrée de contenu en eau glacée qui sont en accord avec l'observation de IASI.

Pour les deux types de nuages, nous sommes confrontés à la validité ou non de la distribution verticale, aucune information indépendante ne nous permet de vérifier la distribution nuageuse qui est un paramètre crucial dans le modèle RTTOV. Pour remédier à cela, nous faisons le choix de choisir la paramétrisation optimisant les résidus de RTTOV. Nous avons pu constater que ce choix avait ses limites car il peut dans certains cas combler un manque ou un surplus de contenu en eau glacée. Dans le cadre d'une inversion de radiances nuageuses, ce choix peut alors être catastrophique car il biaisera le résultat de l'inversion, il l'est d'autant plus que le diamètre effectif est très fortement dépendant du contenu en eau nuageuse, à moins d'envisager une inversion du diamètre effectif.

L'utilisation du produit DarDar a été d'une grande utilité pour mettre en place la méthode de screening présentée dans ce chapitre. Toutefois, l'étude est restreinte aux zones polaires du fait des contraintes d'orbitologie. Pour la compréhension de phénomènes nuageux présents dans les latitudes moyennes et tropicales, une étude similaire peut être réalisée en utilisant le sondeur infrarouge AIRS qui est directement co-registré avec les profils DarDar. L'ultime étape de l'étude consiste à appliquer les méthodes de screening obtenues dans ce chapitre aux profils nuageux issus de la prévision numérique.

Troisième partie : Application en global des schémas microphysiques

Chapitre 7. Evaluation des schémas microphysiques en global

7.1. OBJECTIF DE L'ETUDE 135
7.2. MISE EN PLACE 135
7.2.1. Données de la prévision *136*
7.2.2. Situations traitées *136*
7.2.3. Cohérence entre observations et prévisions *137*
7.3. RESULTATS 139
7.3.1. Global *140*
7.3.1.1. Nuages opaques 140
7.3.1.2. Nuages semi-transparents 142
7.3.2. Bande de latitude *145*
7.3.3. Terre mer *148*
7.4. CONCLUSIONS 149

7.1. Objectif de l'étude

L'objectif de cette étude est d'appliquer les résultats obtenus aux chapitres 5 et 6 à un contexte opérationnel global. Les entrées nuageuses des modèles radiatifs ne proviennent plus de l'observation (radar et ou lidar) mais des sorties nuageuses du modèle de prévision numérique du CEPMMT. Un travail similaire a été réalisé par Chevallier et *al.* (2004) et Dahoui (2006) pour une assimilation 4D-Var des radiances satellitaires nuageuses du sondeur AIRS. Les statistiques alors obtenues par Dahoui, sur les biais entre les spectres observés et simulés, sont positifs indiquant que le modèle sous-estime les nuages en particulier au dessus des tropiques. Les écart-type sont compris entre 10 et 16K pour respectivement des bandes de latitudes moyennes et tropicales, ces valeurs sont les maxima obtenues sur les canaux fenêtre entre 800 et 960 cm^{-1}. Les profils nuageux utilisés pour réaliser cette statistique provenaient d'une version antérieure du modèle de prévision numérique de Météo-France ARPEGE. Une brève description de la modélisation du nuage dans ARPEGE est présentée au paragraphe 2-4-1 ; dans ce modèle les nuages sont, soit pronostiqués ou diagnostiqués. Afin d'offrir un cadre simplifié de travail, seuls les nuages stratiformes de grande échelle (nuages diagnostiqués) étaient utilisés dans l'étude de Dahoui. L'étude réalisée par Chevallier est très semblable, les entrées nuageuses du modèle de transfert radiatif utilisées proviennent du modèle de prévision numérique du CEPMMT nommé IFS ; la modélisation des nuages utilisait, lors de l'étude, uniquement un schéma pronostique du nuage. Les écart-type alors obtenus atteignent des valeurs supérieures à 10K sur les canaux fenêtre.

Les écarts à l'ébauche obtenus par ces études ne permettaient pas d'envisager une assimilation des variables nuageuses en opérationnel car ils sont trop importants ; actuellement les canaux IASI utilisés à Météo-France et au CEPMMT pour leur grande majorité, possèdent un écart (observation – ébauche) avant le débiaisage inférieur à 0,4 K. Cette valeur atteint pour quelques canaux 0,8K. Les outils utilisés pour réaliser ces études ont aujourd'hui évolué ; le modèle de transfert radiatif est RTTOVCLD décrit par Chevallier et

al. (2001) a subi des changements (RTIASI (Matricardi, 2005) et RTTOV 10 (Hocking, 2011)). La modélisation nuageuse a également subi un changement majeur dans le modèle de prévision numérique du CEPMMT en novembre 2010, tout comme dans le modèle ARPEGE où les nuages de type stratiformes sont maintenant pronostiqués depuis 2008.

Au travers des deux précédents chapitres, nous avons démontré la capacité des modèles de transfert radiatif microphysique à simuler correctement les radiances nuageuses dès lors que les profils nuageux sont issus de mesures in situ et sont cohérents avec l'observation du sondeur IASI. L'objectif de cet ultime chapitre est de réaliser une étude sur la simulation des radiances nuageuses à partir des profils nuageux de la prévision numérique du temps, permettant ainsi d'évaluer la qualité de ces profils nuageux dans l'ébauche.

7.2. Mise en place

7.2.1. Données de la prévision

L'étude couvre la période du 1er février 2012 au 6 février 2012 inclus. Nous avons choisi d'utiliser la prévision numérique de temps du CEPMMT qui possède un maillage régulier sur le globe. Les données de la prévision utilisées en entrée des modèles de transfert radiatif, sont les profils de température, d'humidité, d'ozone, de couverture nuageuse, de contenu en eau glacée et en eau liquide. Les autres paramètres sont la pression et la température de surface, la température et l'humidité à 2 mètres. Les fichiers de prévision utilisés sont les réseaux de 00h et 12h avec des échéances de 3h, 6h et 9h ; l'analyse à 00h et 12h est également utilisée. La co-registration temporelle entre les données de la prévision numérique et l'observation IASI est inférieure à 90 minutes, aucune interpolation temporelle n'est appliquée. La résolution spatiale de la grille de la prévision est de 0,5° en latitude et longitude, la co-registration entre Metop et la prévision est donc inférieure à 0,25°, aucune interpolation spatiale n'est appliquée. Aucune distinction n'est a priori réalisée entre les profils issus des variables nuageuses diagnostiquées et pronostiquées comme cela a été réalisée dans l'étude de Dahoui.

7.2.2. Situations traitées

Les situations traitées sont semblables à celles utilisées dans le chapitre précédent. Toutefois, deux paramètres en plus sont à prendre en compte : le contenu en eau liquide qui n'était pas restitué par DarDar, ce qui ne posait pas problème dans les zones polaires ou les nuages de glace prédominent ; et le profil de couverture nuageuse. Ces informations sont prises en compte par le modèle de transfert radiatif RTTOV ; elles ne le sont pas directement pour HISCRTM. La couverture nuageuse est prise en compte dans le calcul de l'épaisseur optique visible utilisée en entrée de HISCRTM. L'épaisseur optique visible est calculée indépendamment sur chaque couche pour les profils d'eau liquide et d'eau glacée et pondérée par la couverture nuageuse de la couche.

L'épaisseur optique des nuages d'eau liquide est calculée par l'équation 2-14. L'épaisseur optique est dépendante du diamètre des gouttelettes d'eau ; tout comme les particules de glace, nous ne possédons pas cette information, nous décidons donc d'utiliser arbitrairement un diamètre de 20 μm. Cette valeur est celle que nous avons utilisée lors de la campagne de mesures de Lindenberg (Chapitre 5). Lorsque le profil de prévision définit un nuage d'eau liquide et un nuage d'eau glacée, nous décidons de traiter le nuage comme ayant une phase solide lors de la simulation de la situation par le modèle de transfert radiatif HISCRTM car la version utilisée ne permet pas de traiter les situations nuageuses mixtes. Ce

choix est justifié en supposant que les nuages de glace sont sur les couches supérieures qui sont donc observées par le sondeur IASI.

Hormis l'étude de cas d'une situation multicouche présentée à travers la campagne de mesures de Lindenberg (§5-2-4), l'hypothèse de recouvrement maximum aléatoire permettant de traiter les situations multicouches dans RTTOV n'a pas été validée, de plus, le modèle de transfert radiatif HISCRTM ne permet pas de traiter ce type de situations. C'est pourquoi, afin de s'offrir un cadre de travail simplifié, une grande partie des situations multicouches sont filtrées.

Seuls les profils ayant une couverture nuageuse supérieure à 95% dans le pixel IASI sont pris en compte. La couverture nuageuse est donnée par le masque AVHRR, et, pour chacune des situations, le profil de couverture nuageuse doit également posséder un maximum de 95% sur une des couches sur laquelle est défini le nuage. Les situations présentant une classification nuageuse du type nuages fractionnés sont rejetées, car elles présentent une incertitude sur la couverture nuageuse dans le pixel IASI.

Tout comme le chapitre précèdent, nous distinguons les nuages opaques et semi-transparents à partir de l'épaisseur optique visible en prenant le seuil à 5. Nous appliquons pour ces deux types de nuages les filtres élaborés au chapitre 6 et nous choisissons, pour chacune des situations traitées, la paramétrisation de RTTOV qui minimise les résidus.

7.2.3. Cohérence entre observations et prévisions

Avant de passer aux résultats des statistiques, nous présentons, à titre d'exemple, les cartographies issues de l'observation et de la prévision sur la même période du 1er février entre 00h et 12h UTC. La Fig. **7.1** représente la température de brillance de IASI à 906 cm^{-1} ; la mesure est très proche de la température de surface sous atmosphère claire sinon elle est liée à la température du sommet de nuage. Ce type de carte permet de repérer les structures nuageuses. Par exemple, au sud de l'Alaska, on remarque la formation d'une dépression ; sur les latitudes équatoriales, entre l'Asie du sud ouest et l'Océanie, des structures possédant une température de brillance très froide (210 K) et un fort contraste avec la température de la surface de la mer, indiquent la présence de nuages de très haute altitude.

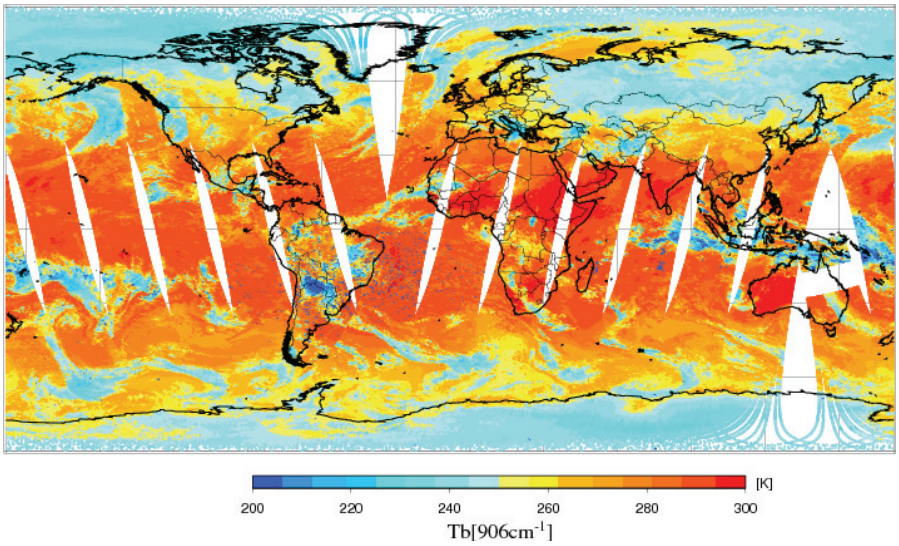


Fig. 7.1 : Température de brillance à 906 cm^{-1} obtenue par IASI lors de la journée du 1er février entre 00h et 12h UTC.

Ces informations sont confirmées par la classification du masque nuageux MAIA (Fig. **7.2**). Les régions équatoriales sont largement composées de nuages de type semi-transparents qui sont généralement issus d'un processus de convection. Ces nuages sont placés à de très hautes altitudes, dû à une extension plus importante de la troposphère dans cette région par rapport aux régions polaires. Notons ensuite, dans les régions de moyennes latitudes la forte présence de nuages bas de grande étendue et de type stratiforme, qui sont prépondérants dans l'hémisphère sud. Ces types de nuages sont typiquement pronostiqués dans le schéma de modélisation des nuages du modèle de prévision numérique du temps du CEPMMT (§2-4-2).



Fig. 7.2 : Masque nuageux AVHRR de la journée du 1er février entre 00h et 12h UTC

Les contenus intégrés en eau glacée et en eau liquide sont respectivement représentés sur les Fig. **7.3** et Fig. **7.4**. La comparaison entre les données de l'observation et de la prévision ne nous permet pas de valider quantitativement les contenus en eau glacée et liquide; cependant, elle permet de se rendre compte de la cohérence qui existe. Par exemple on retrouve bien la structure dépressionnaire de l'Alaska, on retrouve également les fortes étendues de nuages stratiformes dans les moyennes latitudes sud. On remarque également que

les contenus en glace sont concentrés autour de structures nuageuses alors que les contenus en eau sont plus épars sur la surface du globe.

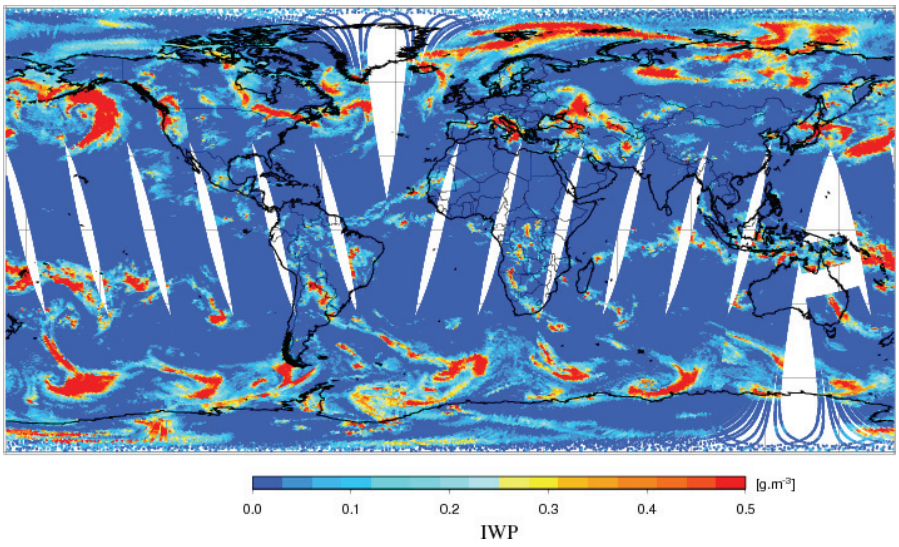


Fig. 7.3 : Contenu intégré en eau glacée issu de la prévision de la journée du 1er février entre 00h et 12h UTC.

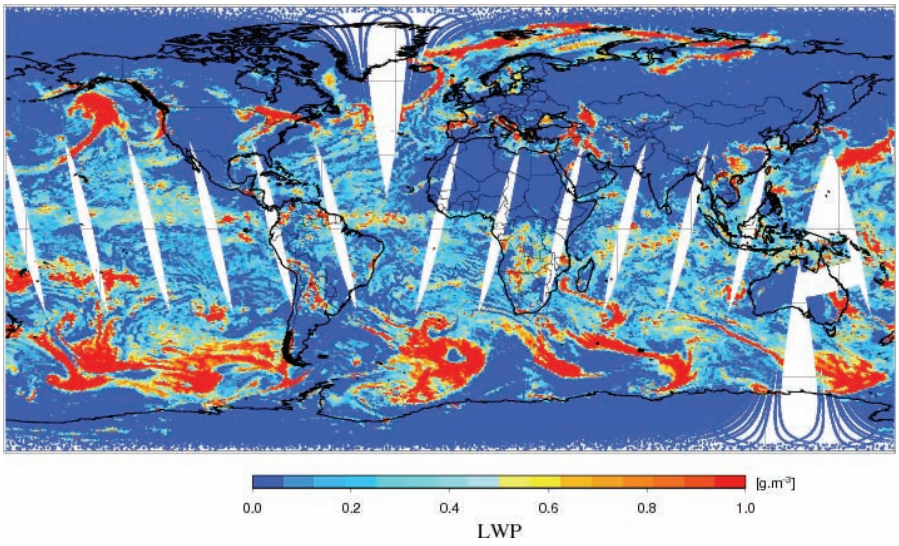


Fig. 7.4 : Contenu intégré en eau liquide issu de la prévision de la journée du 1er février entre 00h et 12h UTC

7.3. Résultats

Nous présentons sur la Fig. **7.5**, la même figure réalisée au chapitre précédent pour les nuages semi-transparents. Elle permet de mettre en évidence la validité du filtrage des situations semi-transparentes pour des profils nuageux issus de la prévision. Si elle est semblable à la Fig. **6.10**, la largeur naturelle du filtre symbolisée par la diagonale jaune est bien plus étroite. Nous donnons une explication à ce constat ; il pourrait être dû à la prise en compte des nuages des latitudes tempérées. Le cadre géographique de l'étude précèdente se

limitait aux zones polaires où le contraste entre la température du sommet de nuage et celle du sol est relativement faible. Ce contraste augmente lorsque l'on se rapproche des régions équatoriales pour deux raisons (i) les températures de surface sont plus élevées, (ii) l'altitude des nuages est potentiellement plus haute car la tropopause est plus élevée à l'équateur. Ainsi l'espace des solutions potentielles, quelque soit le canal, est beaucoup plus élevé dans les zones équatoriales que dans les zones polaires et cela pour l'espace des épaisseurs optiques compris entre 0 et 5. De ce fait, une erreur sur le profil nuageux n'aura pas le même impact sur le calcul de la température de brillance. De façon générale, plus le contraste entre la température de surface et celle du sommet du nuage est fort, plus le modèle de transfert radiatif sera sensible aux erreurs des profils nuageux.

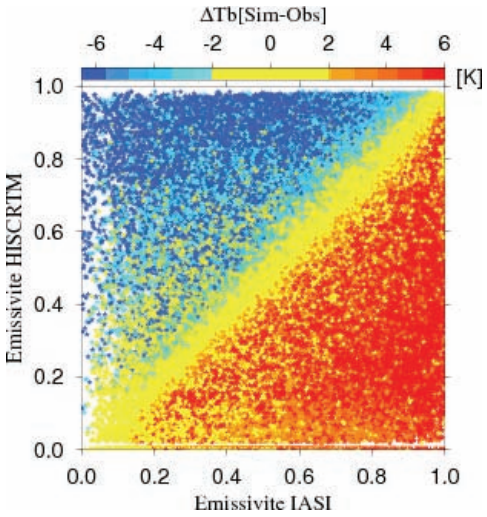


Fig. 7.5 : Emissivité du nuage calculée à partir du spectre IASI en fonction de celui calculé par HISCRTM pour les situations semi-transparentes. L'échelle de couleur représente le résidu HISCRTM à 906 cm^{-1}.

7.3.1. Global

7.3.1.1. Nuages opaques

Les statistiques spectrales et histogrammes des résidus obtenus pour les nuages opaques sont sur la Fig. **7.6**. Sur un total de 280554 situations déclarées opaques, 39432 d'entre elles ont passé les filtres et sont prises en compte dans les statistiques, soit environ 11,50%.

Le biais des situations opaques simulées par HISCRTM présente une pente que nous avons déjà observée sur une statistique similaire établie lors de la campagne de ConcordIasi (Fig. **6.7**) ; cette variation du biais se constate également lorsque l'on réalise des statistiques en distinguant les phases nuageuses (liquide, glace et mixte). L'écart-type est inférieur à 2K sauf pour quelques canaux situés dans le proche infrarouge (<5μm). La distribution des résidus de HISCRTM à 906 cm^{-1} est centrée sur 0K ; quelques situations présentent de fort biais (< -4K). Cela signifie que le spectre simulé est trop froid par rapport à l'observation, le nuage est donc situé, a priori, à une altitude trop élevée, provenant probablement d'un profil nuageux issu de la prévision possédant une mauvaise distribution verticale. Pour corriger cela nous avons la solution de réduire le filtrage en acceptant des écarts de pression de sommets de nuages inférieurs à 100 hPa.

Les statistiques des nuages opaques obtenus par RTTOV présentent un léger biais négatif sur les canaux fenêtres. L'écart-type sur ces mêmes canaux est d'environ 3K. Remarquons que le biais observé sur la statistique similaire réalisée dans le cadre de la campagne ConcordIasi a quasiment disparu, confortant ainsi les raisons invoquées pour expliquer ce biais (moins bonne performance de la restitution des profils DarDar pour des nuages opaques). Tout comme observé pour HISCRTM, la distribution des résidus n'est pas exactement gaussienne confortant également les conclusions faites à partir des résultats obtenus avec HISCRTM.

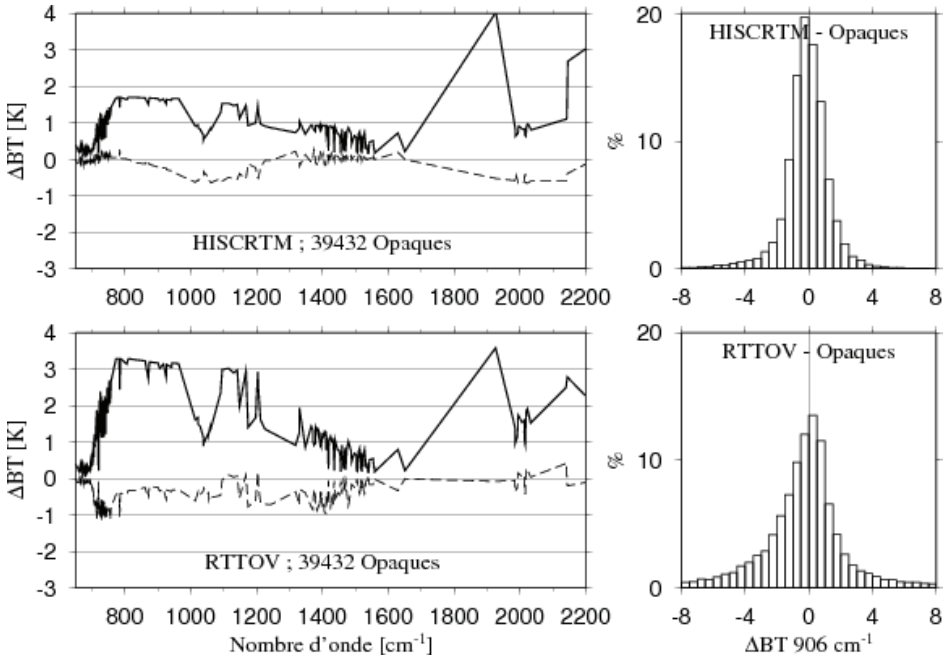


Fig. 7.6 : Statistiques spectrales et histogrammes des situations opaques simulés par HISCRTM et RTTOV pour 6 jours de données.

La Fig. **7.7** représente les positions géographiques des situations opaques traitées par HISCRTM et RTTOV. La palette de couleur utilisée symbolise les résidus obtenus. Les situations sont un cumul des 6 jours d'étude. Ces cartes permettent de constater que l'essentiel des situations nuageuses qui ont été traitées se situent aux latitudes comprises entre 90° et 60° au nord et au sud. Ce résultat n'est pas étonnant car c'est dans ces régions que se concentre la majorité des masses nuageuses stratiformes (Fig. **7.2**).

La carte des résultats de HISCRTM est en accord avec les statistiques observées, une grande partie des résidus sont compris entre -2K et 2K, sauf quelques situations marquées en bleu signifiant des résidus négatifs. Ce sont les mêmes qui apparaissent sur la distribution des résidus de HISCRTM (Fig. **7.6**). Ces situations sont, pour une grande partie d'entre elles, positionnées dans les régions équatoriales.

La géolocalisation des situations traitées par RTTOV est évidemment identique. Nous remarquons que la couleur majoritaire après les teintes jaunes, est le bleu signifiant des biais négatifs, ils sont localisés approximativement aux mêmes endroits que ceux observés avec HISCRTM : dans les zones équatoriales. Les résidus observés dans ces zones sont bien plus importants avec RTTOV, ce qui entraine des écart-types plus importants (Fig. **7.6**). Les raisons de constat ont déjà été évoquées, elles proviennent à la fois d'une gestion du nuage

qui est plus difficile dans RTTOV car il utilise une distribution verticale, et une utilisation un peu hasardeuse du profil de diamètre effectif.

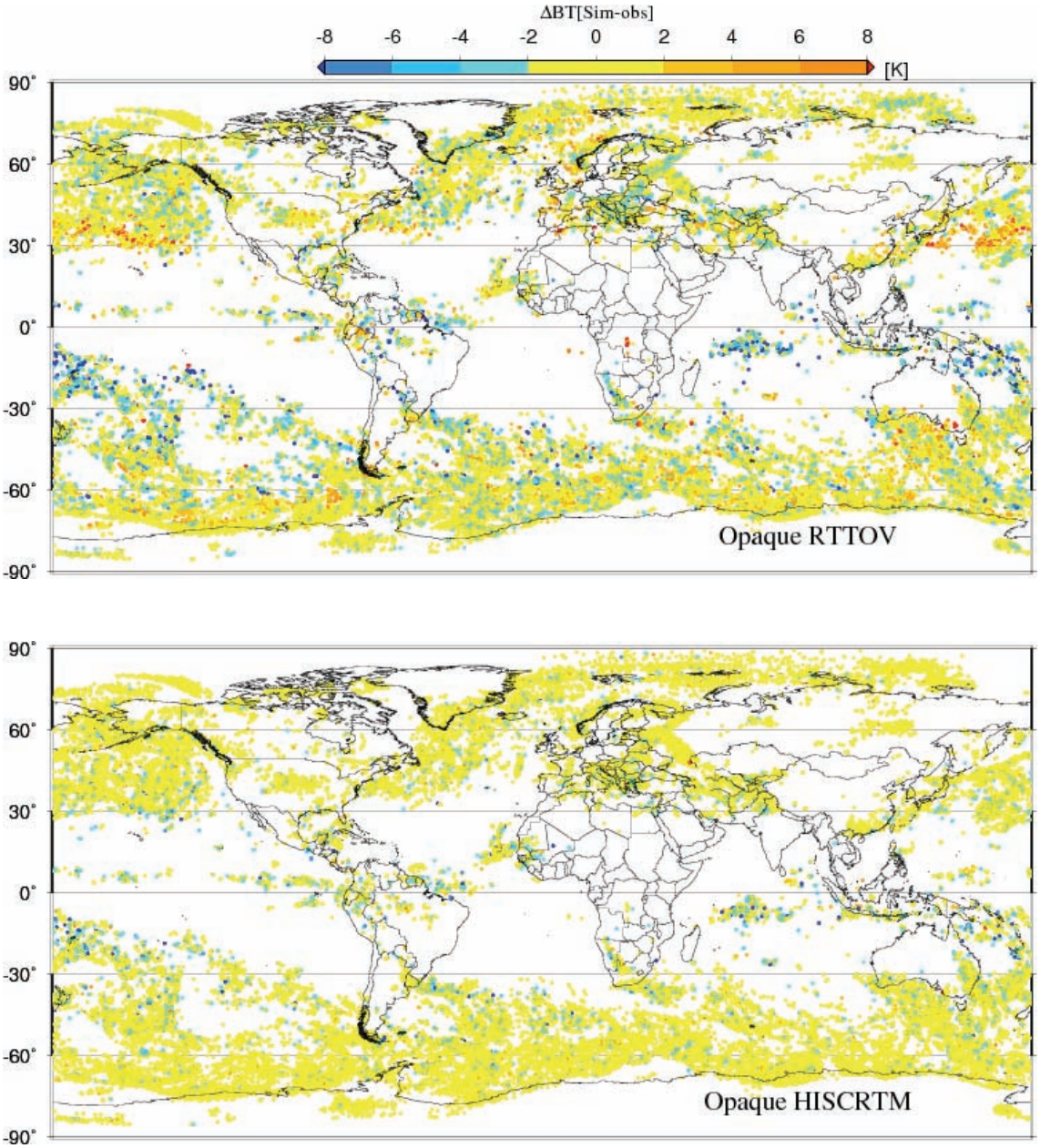


Fig. 7.7 : situations géographiques des nuages opaques et leur biais à 906 cm^{-1} obtenues pour les 2 modèles de transfert radiatif.

7.3.1.2. Nuages semi-transparents

Les statistiques spectrales et histogrammes des résidus obtenus pour les nuages semi-transparents sont sur la Fig. **7.8**. Sur un total de 712155 situations déclarées semi-transparentes, 29412 d'entre elles ont passé les filtres et sont prises en compte dans les

statistiques, soit environ 4,13%. Ce chiffre est bien inférieur aux 11,50% des nuages opaques, il est dû à un filtrage plus sévère.

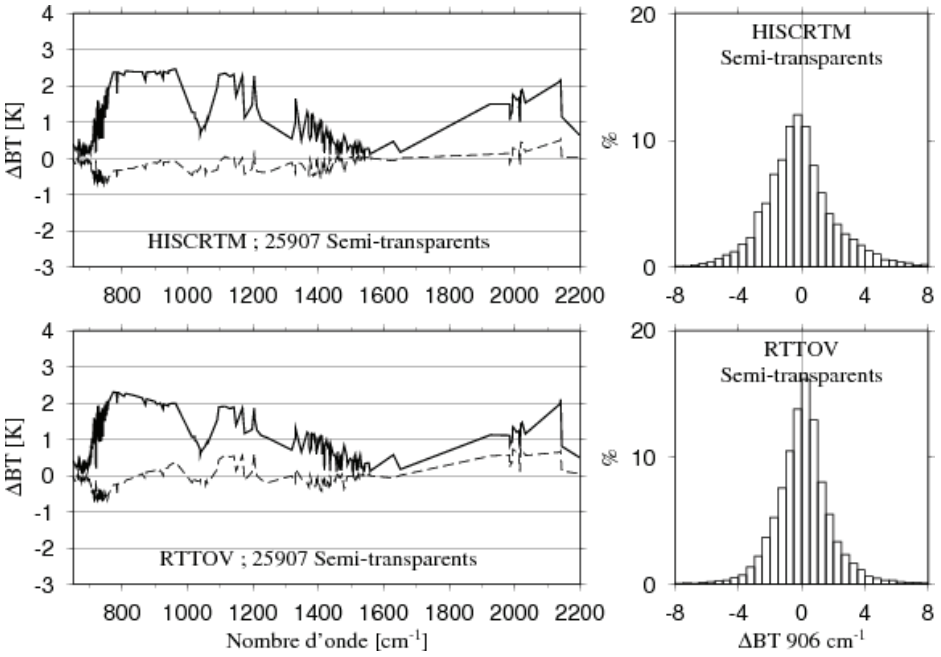


Fig. 7.8 : Statistiques spectrales et histogrammes des situations semi-transparentes simulées par HISCRTM et RTTOV.

Les biais de HISCRTM oscillent autour de 0K avec un écart-type d'environ 2,5K sur les canaux fenêtres. En comparaison avec la même figure réalisée avec les données DarDar, l'écart-type passe de 1K (Fig. **6.11**) à 2,5K. Cette augmentation peut s'expliquer par l'utilisation de la prévision qui est, a priori, de moins bonne qualité que les profils DarDar issus de mesures. D'autre part, le passage d'une étude localisée aux zones polaires à une zone globale, est un facteur pouvant expliquer cette augmentation car la sensibilité des modèles de transfert radiatif est accrue en s'approchant des zones équatoriales.

Les statistiques de RTTOV restent étonnement inchangées. Pour les raisons invoquées précédemment, nous nous attendions à une légère dégradation de ces statistiques, comme nous avons pu le constater pour HISCRTM. Une des raisons que nous pouvons donner à ce constat est le choix de la paramétrisation de RTTOV qui minimise les résidus. Ce choix n'est pas rigoureux et ne repose sur aucun principe physique, mais il s'agit actuellement de la seule méthode à notre disposition. Ce paramètre conditionne la distribution verticale du nuage, tout en sachant que l'intégration du profil nuageux est, a priori, correcte grâce à l'information fournie par HISCRTM. Le fait de choisir la paramétrisation optimisant les résidus augmente la probabilité d'obtenir de bons résidus et peut expliquer les raisons d'une statistique identique entre l'étude à partir des données DarDar et de la prévision.

Le tableau 7-1 répertorie le pourcentage des paramétrisations choisies pour optimiser les résidus. La minimisation est à 38,50% obtenue par la paramétrisation de Boudala, vient ensuite McFarquhar à 33%. Ces choix interpellent car se sont ces paramétrisations qui minimisent le diamètre effectif (Fig. **6.9** et Fig. **6.13**). D'autre part, d'après l'étude théorique menée sur le modèle de transfert radiatif RTTOV au chapitre 3, plus le diamètre effectif est faible plus l'épaisseur optique est forte. Cela laisse penser qu'en choisissant majoritairement la paramétrisation qui minimise le diamètre effectif, on comble un manque de contenu en glace.

Ou et Liou	Wyzer	Boudala	McFarquhar
14,50%	14,00%	38,50%	33%

Tableau 7-1 : Choix de la paramétrisation de RTTOV permettant d'optimiser les résidus RTTOV pour les nuages semi-transparents.

La Fig. **7.9** représente les positions géographiques des situations traitées par HISCRTM et RTTOV pour les 7 jours de l'étude. En plus d'un faible nombre de situations traitées aux latitudes tropicales que nous avions constatées avec les nuages opaques, les nuages semi-transparents sont également très faiblement traités dans l'hémisphère sud. Peut être dû à un moins grand nombre d'observations au sol alimentant les modèles de prévision numérique.

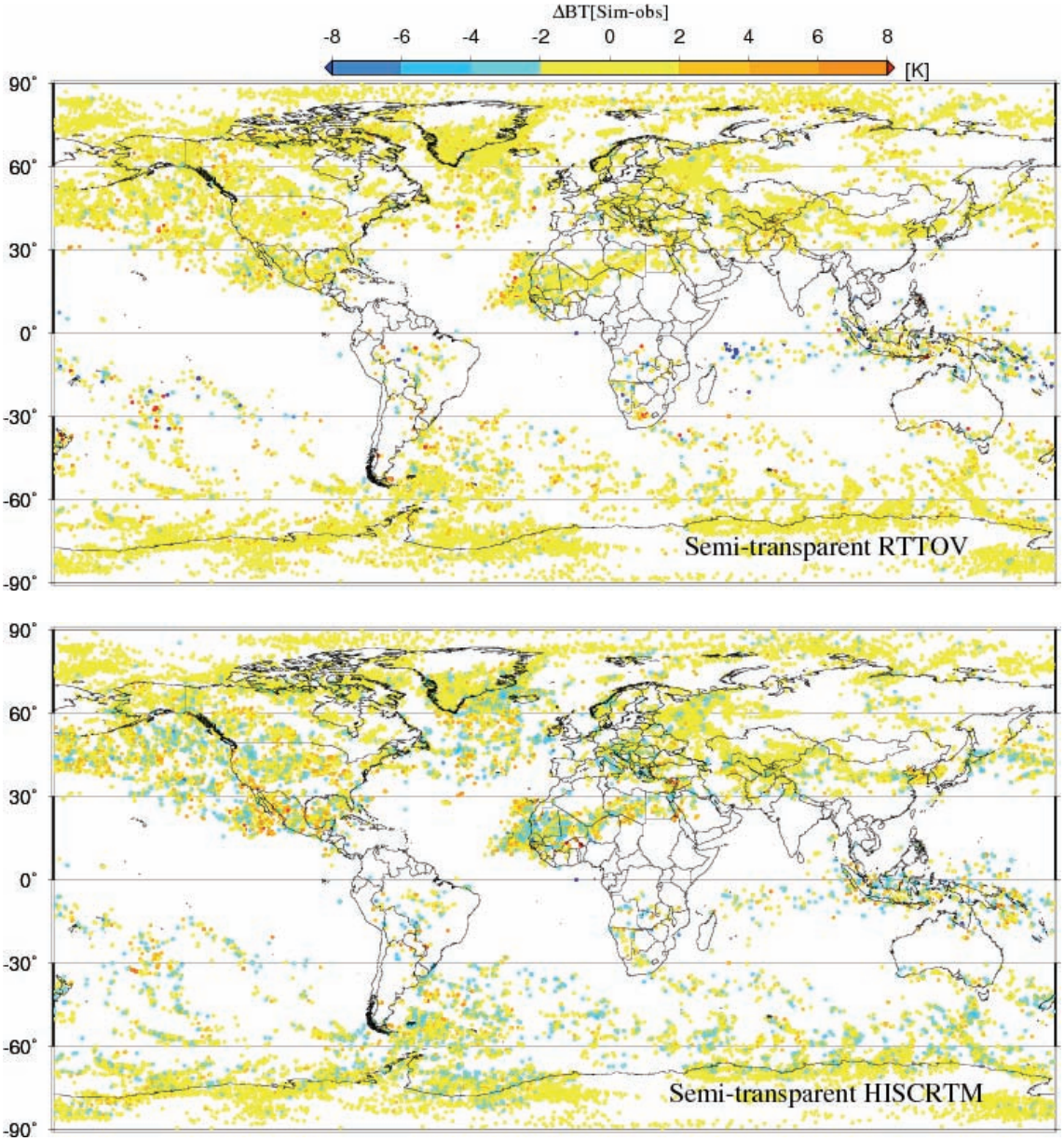


Fig. 7.9 : situations géographiques des nuages semi-transparents et leur biais à 906 cm^{-1} obtenues pour les 2 modèles de transfert radiatif.

Nous constatons visuellement que les écarts de HISCRTM sont moins bons, toutefois, ils sont contenus entre -4K et 4K, ce qui est en accord avec la distribution des écarts de la Fig. **7.8**. Les différences les plus importants de RTTOV sont localisés dans les régions tropicales : comme nous l'avons déjà précédemment évoqué, les modèles de transfert radiatif sont beaucoup plus sensibles dans ces régions.

7.3.2. Bandes de latitude

Les Fig. **7.10** et Fig. **7.11** présentent les statistiques spectrales par bandes de latitudes pour les nuages de types opaques et semi-transparents. Ces statistiques permettent de renseigner à la fois sur les modèles de transfert radiatif et les modèles de prévision numérique du temps. Quelque soit le type de nuages ou le modèle de transfert radiatif, les résultats obtenus dans les régions tropicales sont de moins bonne qualité. Nous émettons plusieurs hypothèses aux raisons de ce constat :

1. les modèles de transfert radiatif sont beaucoup plus sensibles dans les régions tropicales. La même erreur sur un profil nuageux dans les zones polaires et à l'équateur ne produira pas la même erreur sur la température de brillance simulée.
2. les régions équatoriales sont plus propices aux situations nuageuses de type multicouche. La prise en compte de ces nuages n'est pas faite dans le modèle de transfert HISCRTM. Toutefois ces situations sont normalement filtrées, mais le filtre mis en place est très simpliste et ne garantit pas une pleine efficacité.
3. les modèles de prévision numérique du temps pourraient avoir de moins bonnes performances dans les régions tropicales. C'est d'ailleurs ce qui ressort d'une étude pour la description des nuages menée par Waliser et al. (2009) où les contenus intégrés en glace de la prévision numérique ont été comparés à une estimation de la mesure de CloudSat révélant une sous-estimation du contenu intégré en glace des modèles de prévision numérique aux latitudes équatoriales (Fig. 7.12). Ce résultat peut s'expliquer par les nuages qui sont issus de processus de convection à ces latitudes et qui sont mal diagnostiqués dans le modèle de la prévision numérique contrairement aux nuages stratiformes.

Une solution permettant de répondre aux moins bonnes statistiques dans les régions tropicales serait de proposer un filtrage dépendant de la latitude. Les filtrages proposés dans le chapitre 6 sont facilement modulables. Par exemple, pour avoir des écarts à l'ébauche acceptables dans un processus d'inversion, la largeur du filtrage des nuages semi-transparents aux tropiques peut être diminuée. Toutefois, la forte sensibilité des modèles de transfert radiatif aux variables nuageuses implique une matrice jacobienne de ces mêmes variables possédant de fortes valeurs ; dans le cadre d'un schéma variationnel, ces fortes valeurs impliquent une convergence plus rapide permettant d'accepter des écarts à l'ébauche plus importants. Il serait intéressant d'effectuer une étude sur la sévérité du filtrage à appliquer en fonction de la sensibilité du modèle de transfert radiatif.

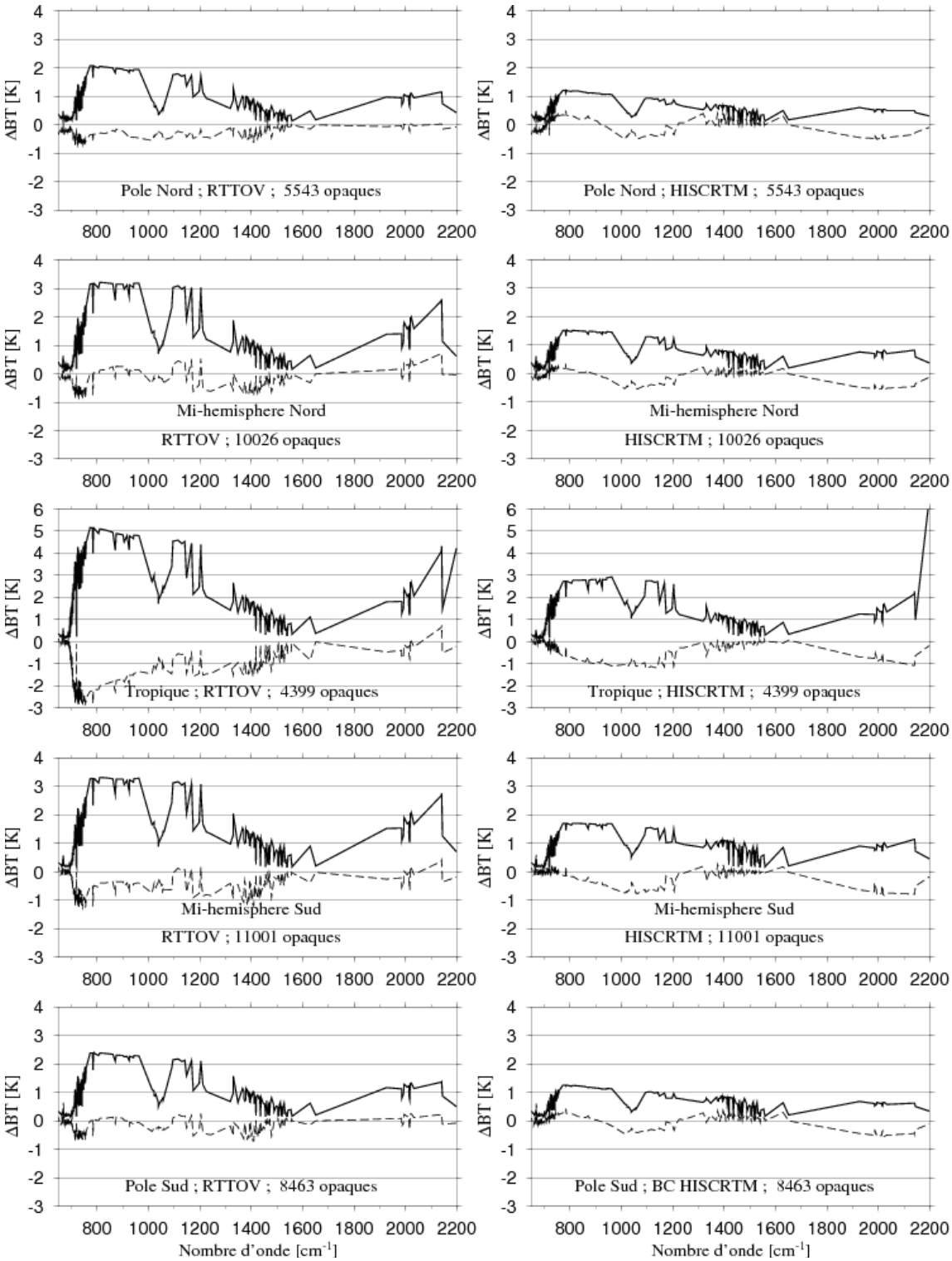


Fig. 7.10 : Statistiques spectrales par bandes de latitudes des situations opaques simulées par HISCRTM et RTTOV.

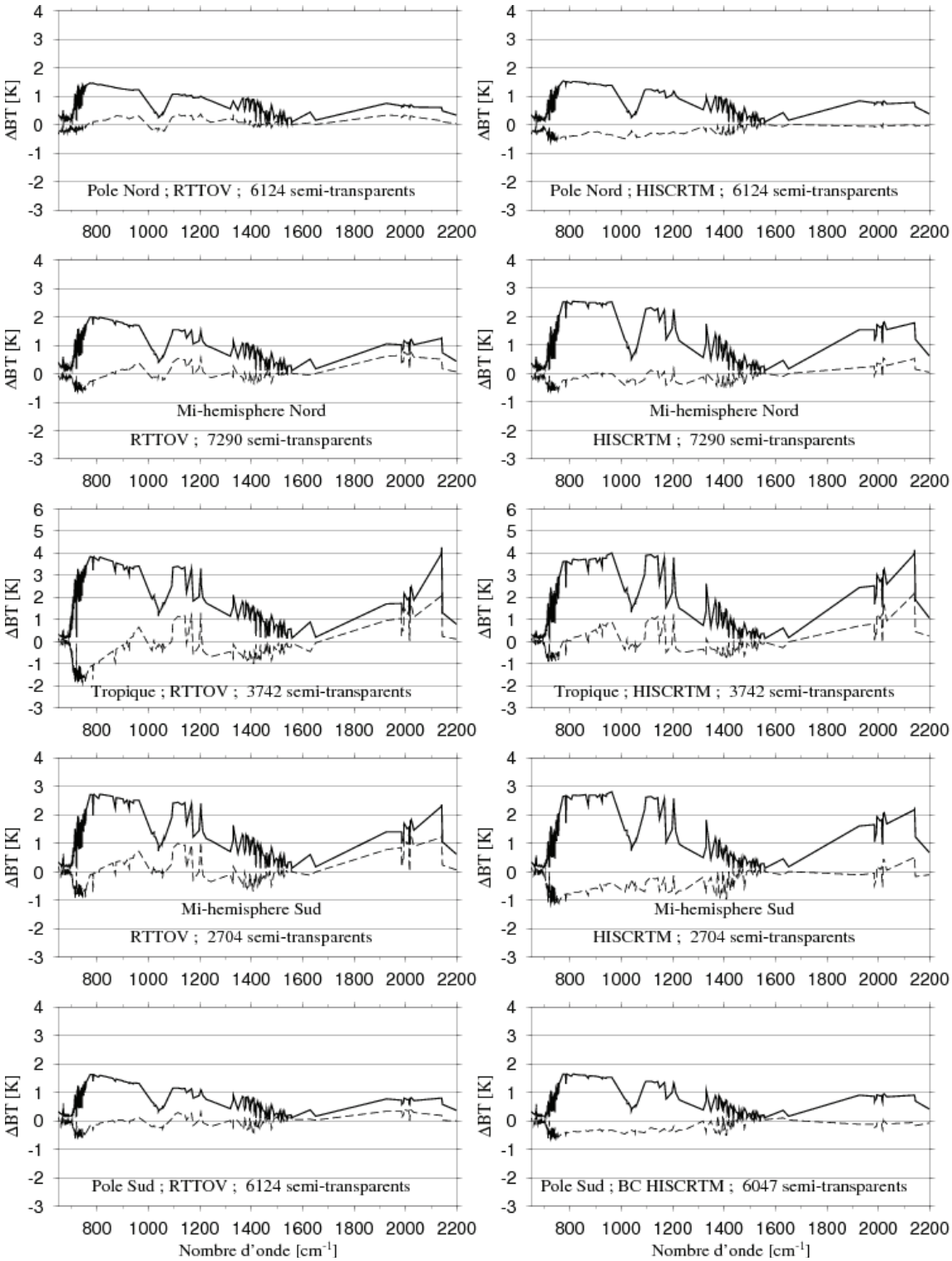


Fig. 7.11 : Statistiques spectrales par bandes de latitudes des situations semi-transparentes simulées par HISCRTM et RTTOV.

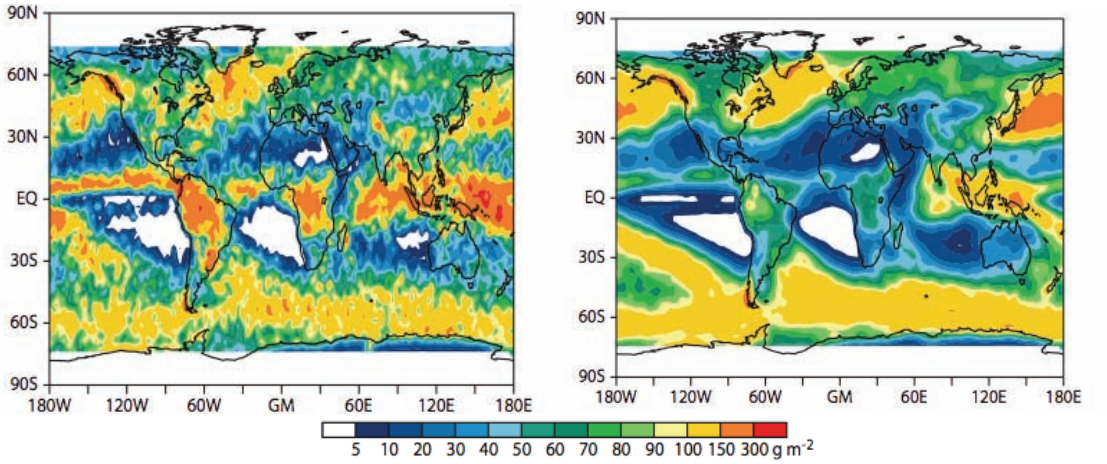


Fig. 7.12 : Contenu intégré en glace moyen obtenu entre août 2006 et juillet 2007 issu de CloudSat (gauche) et de la prévision numérique (droite), Waliser et al. (2009).

Nous avons estimé les matrices de covariances d'erreurs des profils nuageux (CLWC et CIWC). Cette estimation est réalisée en mesurant l'écart entre l'analyse et la prévision avec une échéance de 18h. Les matrices obtenues sont illustrées en annexe C par bandes de latitudes (Pôles Nord, mi-hémisphère Nord, équateur, mi-hémisphère Sud, Pôle Sud). Les matrices sont cohérentes avec les statistiques présentées sur les Fig. **7.10** et Fig. **7.11**, les covariances d'erreurs plus fortes dans les zones tropicales signifiant de plus fortes erreurs sur les profils nuageux de la prévision. Mais également la présence de contenu en eau nuageuse allant jusqu'à 200 hPa dans les zones tropicales, comme nous l'avons précédemment signalé, les nuages de haute altitude ont un potentiel de contraste de température entre le sol et leur sommet, très fort, augmentant la sensibilité des modèles de transfert radiatif, ce qui est source d'erreurs dans le calcul de la température de brillance.

7.3.3. Terre mer

Nous finissons notre étude en réalisant une statistique comparant les situations traitées sur terre et sur mer (Fig. **7.13**). Nous ne présentons sur cette figure que les résultats des nuages de type semi-transparent. Les mêmes conclusions sont faites pour les nuages opaques. Approximativement le même nombre de situations est traité, que ce soit sur terre (11524) ou sur mer (13946). Nous constatons que les situations sur terre possèdent de meilleures statistiques avec un écart-type de 0,5K inférieur. Sous atmosphère claire, ce résultat est inversé car l'émissivité de surface utilisée dans les modèles de transfert radiatif n'a généralement pas de dépendance spectrale et est donc entachée de fortes incertitudes. Dans le cas des nuages semi-transparents, il aurait été logique de retrouver de meilleurs résultats sur mer car la radiance atteignant le sommet de l'atmosphère est sensible à la surface en présence de ce type de nuage. Toutefois, nous utilisons l'atlas d'émissivité de Bordas (2010) qui devrait diminuer les incertitudes de ce paramètre. Cette explication ne justifie probablement pas l'écart de 0,5K observée car la description de la surface a peu d'impact dans le calcul de la radiance affectée par les nuages. Nous pensons que les résultats sont meilleurs sur terre car la surface terrestre bénéficie d'un réseau d'observations plus dense permettant d'alimenter l'information des modèles de prévision numérique.

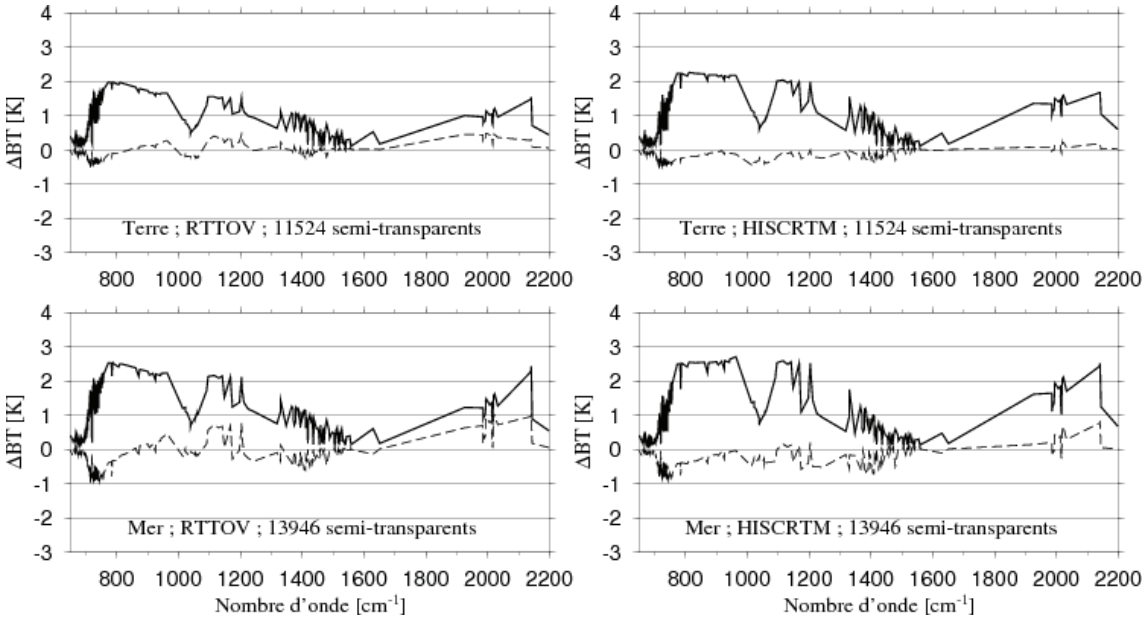


Fig. 7.13 : Statistiques spectrales terre/mer des situations semi-transparentes simulées par HISCRTM et RTTOV.

7.4. Conclusions

Ce dernier chapitre achève notre étude sur les modèles de transfert radiatif microphysiques. L'objectif était d'appliquer à un contexte opérationnel et global, les résultats obtenus en amont de ce chapitre. Pour cela nous avons utilisé les données atmosphériques du modèle de prévision numérique du CEPMMT pour simuler les radiances nuageuses. Les radiances simulées sont ensuite filtrées selon le type de nuage opaque ou semi-transparent, permettant de conserver uniquement les situations ayant une cohérence entre l'observation et la prévision. Les statistiques sont du même ordre de grandeur que celles obtenues avec les profils nuageux de DarDar montrant la robustesse des filtres appliqués. Toutefois, pour s'adapter au global nous avons ajouté des filtres pour, d'une part s'affranchir de situations plus complexes que nous n'avons pas réellement étudiées lors de cette étude que sont les nuages multicouches, et d'autre part, pour tester la cohérence entre l'observation et les profils de la prévision numérique en ne conservant que les situations possédant une couverture nuageuse totale selon l'observation et la prévision.

Une fois de plus, nous avons soulevé le problème du diamètre effectif avec le modèle de transfert radiatif RTTOV. Nous pensons que le choix de la paramétrisation optimisant les résidus de RTTOV peut être fait pour combler un manque de contenu en eau glacée ; dans un tel cas, l'utilisation des profils nuageux dans une inversion serait alors biaisée, il est donc nécessaire d'avoir des certitudes sur le profil de diamètre effectif utilisé. Ou alors le considérer comme variable de contrôle dans l'assimilation.

Cette étude nous a également permis d'évaluer les profils nuageux issus de la prévision numérique. Ainsi, nous avons pu constater qu'en grande partie, les filtres appliqués sélectionnaient majoritairement les situations localisées aux latitudes tempérées, avec des nuages majoritairement stratiformes. Les profils nuageux de ce type de nuages sont pronostiqués dans les modèles de prévision numérique, ils sont donc, a priori, moins entachés

d'erreur. Les nuages présents dans les régions équatoriales sont issus de processus convectifs qui sont paramétrisés. De plus nous avons souligné le fait que le traitement de ces nuages convectifs par les modèles de transfert radiatif est moins évident car la simulation de la température de brillance est potentiellement beaucoup plus sensible aux variables nuageuses. Cela explique également le nombre moins important de radiances nuageuses traitées à l'équateur et laisse envisager une adaptation de la sévérité du filtrage en fonction de la latitude.

Enfin, comparée aux résultats des études menées par Dahoui (2006) et Chevalier (2004), l'étude que nous avons menée est encourageante car nous avons pu significativement baisser les écarts-types de l'écart à l'ébauche laissant entrevoir à moyen terme une possible assimilation des variables nuageuses à partir de la mesure IR des sondeurs hyperspectraux.

Cinquième partie : Conclusions générales

Chapitre 8. Conclusions et perspectives

8.1. Rappel de la motivation et des objectifs de cette étude

Comme indiqué dans le titre de la thèse, notre objectif était d'explorer différentes pistes permettant une utilisation des radiances du sondeur IASI en condition nuageuse. La démarche a été initiée dans un contexte où l'assimilation des radiances claires a atteint un stade de maturité permettant l'assimilation de données de plus en plus complexes. L'assimilation des radiances nuageuses est cruciale car les zones sensibles ainsi que les régions humides sont la plupart du temps recouvertes par les nuages et l'utilisation d'observations claires ou au-dessus du nuage peut conduire à une mauvaise description de ces régions particulières. Enfin l'utilisation uniquement en ciel clair ou au-dessus du nuage des sondeurs hyperspectraux (IASI, AIRS et CrIS) revient à rejeter environ 90% des observations conduisant ainsi à une sous exploitation de ces instruments. Nous avons pu voir que l'assimilation des radiances IR affectées par les nuages est déjà en place dans de nombreux centres de prévision numérique du temps (Météo-France, UKMO, CEPMMT…). La nature complexe des nuages (processus non-linéaires évoluant dans les échelles spatio-temporelles inférieures à celles du modèle) fait que les modèles de transfert radiatif trouvent des difficultés à bien simuler les radiances nuageuses. C'est pourquoi seul un faible nombre de situations sont actuellement assimilées et l'approche utilisée se limite à une modélisation du nuage par sa pression de sommet de nuage et son émissivité effective.

L'objectif de cette thèse est de proposer des méthodes, autres que celles actuellement utilisées dans les centres d'assimilation et non encore explorées sur le sondeur IASI, permettant une utilisation des radiances nuageuses. Nous en avons testé deux :

- La clarification des radiances nuageuses
- La simulation des radiances nuageuses par des modèles de transfert radiatif incluant les propriétés microphysique et optique (RTTOV et HISCRTM).

La théorie de ces méthodes est parfaitement documentée dans la littérature scientifique et le développement algorithmique est existant. Cependant, dans un cadre opérationnel, leur application n'en est encore qu'à ses balbutiements. Conscients du fait qu'un résultat positif n'est pas garanti (au moins dans la limite du temps imparti à ce travail), notre principal but était de décortiquer le problème, explorer, évaluer et démontrer les démarches possibles qu'offrent les deux méthodes étudiées.

La clarification nuageuse permet, lorsque le pixel du sondeur IASI est partiellement recouvert par les nuages, d'extraire la radiance claire qui aurait été observée si il n'y avait pas de nuage. Cette méthode présente l'avantage de pouvoir restituer l'information des couches atmosphériques situées sous le nuage, mais n'est possible que pour les situations partiellement nuageuses.

La simulation des radiances nuageuses par des modèles de transfert radiatif incluant les propriétés microphysique et optique permet, à partir d'une information nuageuse (profil de contenu en eau liquide ou glace), de simuler l'interaction entre le rayonnement incident et le milieu nuageux. Les interactions sont caractérisées par des processus physiques : l'absorption et la diffusion. Cette méthode utilise des variables décrivant les nuages provenant des modèles de prévision numérique du temps ; cela permet d'entrevoir l'assimilation des variables nuageuses dans un futur que l'on souhaite proche.

8.2. Travail réalisé et résultats obtenus

8.2.1. Clarification nuageuse

Le travail effectué a été basé sur le logiciel, développé par la société Noveltis, Scènes Hétérogènes. L'étude que nous avons menée s'articule autour de deux axes : le premier étant la validation du logiciel à travers une statistique et le second axe permettant de quantifier l'apport de la méthode par rapport à une chaîne opérationnelle mise en place au CMS. La validation statistique a été réalisée en comparant (i) les biais entre les spectres simulés clairs et ceux de l'observé IASI clair et (ii) les spectres clarifiés avec les spectres simulés clairs. La comparaison nous a permis de constater que les biais obtenus en utilisant les spectres recalculés issus de la clarification sont du même ordre de grandeur que les biais obtenus avec les observations claires, ce qui nous a permis de conclure au bon fonctionnement de l'algorithme. La méthode de clarification fonctionne sur quatre pixels IASI et fait l'hypothèse forte d'une homogénéité atmosphérique sur l'ensemble de ces quatre pixels et une inhomohénéité de la couverture dans les 4 pixels ; pour une utilisation optimum de la méthode, il est nécessaire d'avoir au maximum un nombre de classes observées identique au nombre de pixels utilisés pour réaliser l'algorithme ; sur chacun de ces pixels, les scènes doivent être représentées avec une proportion différente afin d'optimiser la restitution de la radiance clarifiée. Ces contraintes limitent fortement l'application de la méthode à 15% des situations partiellement nuageuses dans notre étude (demi-journée, mer et latitudes moyennes).

Pour résumer, cette étude a permis de valider un logiciel de clarification nuageuse adapté au sondeur hyperspectral IASI, donnant des résultats plutôt bons mais sur un domaine d'application spatialement limité du fait de fortes contraintes. Nous avons épuré le logiciel Scènes Hétérogène afin de l'adapter à une utilisation en opérationnel sous forme d'une sous-routine Fortran. Toutefois, la modification de la mesure par un algorithme de clarification n'est pas la philosophie des centres d'assimilation de données européens, contrairement aux centres américains ; c'est une des raisons pour laquelle nous avons redirigé notre étude vers les modèles de transfert radiatif microphysique.

8.2.2. Modèles de transfert radiatif microphysique

Nous avons étudié deux modèles de transfert radiatif : RTTOV et HISCRTM. Le premier est un modèle développé par le SAF NWP et est largement utilisé dans les centres d'assimilation de données européens (Météo-France, CEPMMT, UKMO). Le second est un logiciel développé par l'université du Texas en collaboration avec la CIMSS et est actuellement utilisé pour restituer les paramètres microphysiques des nuages. L'objectif de l'étude est d'entrevoir une utilisation de ces modèles de transfert radiatif pour l'assimilation des profils nuageux issus des modèles de prévision numérique. Pour atteindre cet objectif nous avons organisé notre travail en quatre axes :

1. Une étude complète des modèles de transfert radiatif
2. Une étude de cas basée sur les mesures de la campagne de Lindenberg.
3. Une étude statistique en s'appuyant sur les profils nuageux issus de Caliop et CloudSat
4. Une application à un contexte opérationnel avec les profils nuageux du modèle de prévision numérique.

Chacune de ces quatre étapes nous a permis d'entrevoir l'utilisation des schémas microphysiques dans un context d'assimilation opérationnel, grâce à la compréhension des

modèles de transfert radiatif et la mise en place d'un filtrage des situations dont les profils nuageux ne sont, a priori, pas en adéquation avec la situation nuageuse observée par le sondeur IASI.

L'étude des modèles de transfert radiatif est présentée au chapitre 3. La différence majeure des deux modèles réside dans la manière de prendre en compte le nuage. RTTOV fait une description verticale du nuage, ce qui lui permet d'utiliser directement les profils nuageux de la prévision numérique sans transformation préalable ; la version utilisée de HISCRTM définit le nuage sur une seule couche ce qui impose d'intégrer sur l'épaisseur du nuage les profils nuageux et de positionner cette information sur la couche où se situe la pression de sommet de nuage obtenue à partir de l'observation (IASI ou AVHRR). Cette différence entraine une précision moindre du modèle HISCRTM mais lui confère une vision plus simpliste du problème, ce qui nous a permis par la suite de nous baser sur cette « simplicité » pour établir un filtrage robuste des profils nuageux non cohérents avec l'observation IASI. Dans sa conception, le modèle RTTOV est bien adapté à l'assimilation des variables nuageuses.

Cette étape de description nous a également permis de mettre en lumière le fonctionnement interne de ces modèles de transfert radiatif. Sur différents points, ces modèles sont, là aussi, distincts. En premier lieu sur les méthodes utilisées pour déterminer les propriétés optiques des particules nuageuses (absorption, diffusion et fonction de phase) ; HISCRTM calcule ces propriétés optiques à partir de la méthode FDTD et RTTOV la méthode T-Matrix. Ces deux méthodes sont utilisées pour les cristaux de glace de petites tailles par rapport à la longueur d'onde. Ensuite, le type de cristaux de glace utilisé est également différent ; pour chacun des deux modèles, le calcul de la radiance nuageuse se fait selon un type de cristal qui dépend du choix de l'utilisateur dans RTTOV (agrégats ou colonnes hexagonales orientées aléatoirement), et de la taille du diamètre effectif dans HISCRTM (droxtal, colonnes hexagonales ou agrégats). Un second paramètre de la particule est nécessaire à la simulation de la température de brillance, il s'agit du diamètre effectif de la particule. Nous avons rencontré beaucoup de difficultés à le gérer car sa définition utilise des paramètres très difficilement accessibles (aire et volume de la particule, distribution en taille). Pour remédier à cette difficulté, RTTOV propose 4 paramétrisations.

Il est à noter que les diamètres effectifs sont un enjeu crucial dans le calcul des propriétés optiques dans les deux modèles car ce sont les paramètres utilisés pour réaliser une régression des coefficients de réflectance et de transmittance dans HISCRTM et des coefficients d'absorption, de diffusion et du paramètre de rétrodiffusion dans RTTOV. Cette régression est polynomiale dans HISCRTM avec des coefficients de régression de faibles valeurs, ce qui confère à ce modèle une faible dépendance au diamètre effectif contribuant à sa « simplicité ». La régression effectuée dans RTTOV est également polynomiale mais à partir de l'inverse du diamètre effectif entrainant une très forte dépendance des propriétés optiques au diamètre effectif. Cependant HISCRTM ne gère pas la relation entre le diamètre effectif et l'épaisseur optique comme le fait RTTOV, cette relatioin est laissé à l'utilisateur.

La seconde étude menée sur les modèles de transfert radiatif microphysique est une description fine à partir des mesures de la campagne de Lindenberg. Nous avons étudié 4 situations nuageuses représentatives : bas liquide, haut semi-transparent, nuage à forte extension verticale opaque et nuage multicouche. Nous avons pu mettre en avant la capacité de ces modèles de transfert radiatif à simuler la radiance nuageuse. Nous constatons que les épaisseurs optiques du nuage en sortie des deux modèles ne sont pas identiques. Cependant, il est difficile de réaliser une comparaison entre un modèle décrivant le nuage sur sa verticale et un modèle le décrivant sur une seule couche. De plus, les bases de données nuageuses ne sont

pas établies de façon identique et il apparaît difficile de réaliser une comparaison objective. Toutefois, nous constatons que quelque soit le modèle, le traitement des nuages liquide restitue une épaisseur optique nuageuse identique entre 890 et 900 cm^{-1} ; dans le cadre d'une inversion, il serait judicieux d'utiliser ces canaux pour restituer le contenu en eau liquide. Les 5 types de nuages liquides proposés par RTTOV pour simuler la radiance nuageuse ont été testés, il n'y a pas de différence notable entre les trois nuages de type continental ou les 2 maritimes ; de cette façon, nous pensons qu'un simple masque terre/mer est suffisant pour déterminer le type de nuage liquide proposé par RTTOV.

Cette étude évoque également la notion d'épaisseur optique de saturation. Cette notion est importante car c'est sur elle que repose l'élaboration des méthodes de filtrage mise en place au chapitre 6. L'épaisseur optique de saturation est atteinte quand l'écart, pour un canal donné, entre la température de brillance simulée claire et nuageuse, n'évolue plus. Nous faisons une approximation de cette valeur pour une épaisseur optique visible de 5. Au-delà de cette dernière valeur nous considérons les nuages opaques, semi-transparents sinon. Lorsque la valeur des contenus en eau nuageuse (liquide ou glace) atteint la saturation des modèles de transfert radiatif, ces derniers ne peuvent pas servir à restituer, lors d'un processus d'inversion, une valeur quantitative des profils nuageux contrairement aux nuages semi-transparents.

Le chapitre 6 est une étude statistique, utilisant les profils nuageux du produit DarDar issus d'une combinaison d'instruments de télédétection active de l'A-Train, qui nous a permis de mettre en place des filtres robustes sur les situations basés sur la cohérence entre l'observation du spectre IASI et le profil nuageux. Par exemple, pour les nuages semi-transparents l'émissivité est d'une part déterminée à partir du spectre IASI par l'algorithme du CO_2-Slicing, et, d'autre part en utilisant les profils nuageux dans le modèle de HISCRTM ; nous acceptons un écart maximum entre les deux émissivités de 0,2. Pour les nuages opaques, nous comparons la pression de sommet de nuage du profil nuageux avec celle obtenue par l'imageur AVHRR. La pression de sommet de nuage du profil nuageux est située sur le niveau de pression sur lequel l'intégration du profil nuageux est équivalent à l'épaisseur optique de saturation des modèles. Nous acceptons un écart maximum de plus ou moins 100 hPa. En plus de ces filtres, nous testons si la pression de sommet de nuage restituée par l'AVHRR ou le CO_2-Slicing est compris dans le profil de contenu en eau nuageuse. La mise en place de ces filtrages permet de réduire les écarts-types de l'écart à l'ébauche de 6K à 2 K sur les canaux fenêtres pour les nuages semi-transparents traités par RTTOV.

Les statistiques finales sont obtenues en choisissant la paramétrisation proposée par RTTOV qui minimise les résidus, ce choix est fait à défaut d'avoir une information précise sur la paramétrisation optimum. Pour HISCRTM, il est relativement facile d'adapter un diamètre effectif car le nuage est défini sur une couche et les paramètres optiques du nuage sont très faiblement corrélés avec le diamètre effectif. Le risque encouru en choisissant la paramétrisation optimisant les résidus de RTTOV est de combler un manque de contenu en eau nuageuse, ce qui biaiserait les résultats d'une inversion des contenus en eau nuageuse. Il faudra donc réfléchir à une autre solution pour surmonter cette inconnue.

La dernière étape est une application des filtrages préalablement définies à un contexte opérationnel et global sur une semaine. Nous avons utilisé les données de la prévision du CEPMMT. Les écarts-types obtenus sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus en utilisant les profils DarDar ce qui montre la robustesse des filtrages appliqués. Toutefois le traitement des nuages opaques par le modèle de transfert RTTOV est légèrement moins concluant. Environ 5% des nuages semi-transparents sont traités et 10% des nuages opaques.

L'essentiel des radiances nuageuses simulées sont localisées dans les latitudes tempérées et polaires, ces nuages sont généralement de type stratiforme et sont modélisés dans les modèles de prévision numérique par des variables pronostiquées. A l'équateur il y a peu de situations traitées pour plusieurs raisons : (i) nous avons filtré les nuages de type multicouches qui sont majoritairement situés aux latitudes équatoriales, (ii) les modèles de transfert radiatif sont plus sensibles à ces latitudes du fait d'un fort contraste entre la température de surface et celle du sommet de nuage, (iii) les nuages, principalement diagnostiques, sont issus de processus convectifs qui sont particulièrement difficiles à modéliser par paramétrisations dans les modèles de prévision numérique. En particulier, on sait que les modèles représentent le cycle diurne de la convection avec un décalage de plusieurs heures, simulant une convection trop précoce dans la journée.

8.3. Perspectives

8.3.1. Perspectives sur les modèles de transfert radiatif

Comme nous l'avons vu tout au long de l'étude des modèles de transfert radiatif microphysiques, la grande incertitude concerne le diamètre effectif ou la paramétrisation à utiliser dans RTTOV. A cette interrogation nous proposons 3 méthodes qui pourraient être envisagées :

1. Le modèle RTTOV définit le diamètre effectif selon des paramètres peu évident à déterminer (volume de particule, surface et distribution de taille). Pour remédier à cela plusieurs paramétrisations ont été construites. RTTOV propose de substituer la définition du diamètre effectif par une de ces paramétrisations. Parmi le choix proposé dans RTTOV, 2 paramétrisations n'ont pas été construites à partir de la définition du diamètre effectif utilisé dans RTTOV : Ou & Liou et Wyzer. Nous suggérons donc d'éviter leur utilisation. D'autre part, pour réaliser les paramétrisations, les auteurs s'appuient sur des campagnes de mesures. Lors de ces campagnes, les cristaux nuageux sont collectés pour en déterminer leur géométrie ; lors de la phase de collecte certains de ces cristaux se brisent, minimisant ainsi leur diamètre effectif. Cet effet est pris en compte dans la paramétrisation McFarquhar ce qui lui permet probablement d'être plus représentative. En comparaison avec Boudala, McFarquhar a un diamètre effectif moyen de même ordre de grandeur mais légèrement supérieur, ce qui laisse à penser que la paramétrisation de Boudala ne prend pas en compte cet effet là. Pour ces raisons nous conseillons d'utiliser la paramétrisation McFarquhar.

2. Une seconde méthode serait d'extraire, à partir de l'observation de IASI, les informations microphysiques nécessaires aux modèles de transfert radiatif. Pour cela, nous pourrions utiliser des travaux antérieurs sur la méthode de « split-windows ». Cette méthode est basée sur des seuils que l'on compare à des différences de canaux fenêtres pour déterminer épaisseur optique et diamètre effectif du nuage. Il faudra être vigilent quant à la définition du diamètre effectif utilisé dans les différentes méthodes de « split-windows » et se ramener à un équivalent de la définition du diamètre effectif utilisé dans les modèles de transfert radiatif microphysique. Nous n'avons pas approfondi cette méthode, toutefois, nous proposons quelques articles qui pourrons orienter cette étude : Guignard et al. (2012), Garnier et al. (2012), Dubuisson et al. (2008), Stubenrauch et al. (2006). Une telle méthode ne permettra pas de restituer un profil nuageux nécessaire à RTTOV.

3. Baran (2009) propose une base de données nuageuse permettant de déterminer les propriétés optiques des nuages à partir du contenu en eau glacée et de la température du nuage. Cette base de données sera implantée dans RTTOV v11 dans le cadre du SAF NWP, il sera intéressant de comparer les résultats obtenus avec cette base de donnée et ceux présentés dans cette thèse. A priori, les propriétés optiques nuageuses, qui étaient fortement sensibles au diamètre effectif, seront, avec cette base de données, fortement sensibles à la température du nuage. Des études sur cette base de données doivent être menées au CMS.

Le modèle RTTOV permet de simuler les radiances nuageuses pour des nuages constitués de cristaux hexagonaux ou agrégats. Dans cette étude nous avons exclusivement utilisé les cristaux hexagonaux car la simulation de la radiance nuageuse par les cristaux de type agrégats n'est pas conforme aux spectres IASI. D'autre part, une étude réalisée sur la forme des cristaux utilisée dans les modèles de transfert radiatif montre que selon la forme du cristal défini, la simulation peut être complètement différente (Wendish et *al.*, 2007). C'est pourquoi nous pensons, qu'il serait judicieux d'inclure une base de données nuageuses incluant une diversité de cristaux représentatifs des nuages, comme ce qui est fait dans le modèle de transfert radiatif CRTM Ding et *al.* (2010).

L'utilisation du produit DarDar nous a permis de nous appuyer sur des profils nuageux de bonnes qualités et ainsi de comprendre le fonctionnement des modèles de transfert radiatif : déterminer l'épaisseur optique de saturation, définir les nuages opaques et semi-transparents, mettre en place des méthodes de filtrage. Grâce à l'utilisation de ces profils nous avons pu significativement avancer dans notre étude. Cependant, l'utilisation de ce produit avec le sondeur IASI est limitée aux zones polaires. Or, nous avons constaté que les situations nuageuses équatoriales sont très faiblement traitées. Nous conseillons donc fortement de réaliser une étude en global avec les profils DarDar mais avec le sondeur et imageur AIRS/Modis ou CrIS/VIIRS qui sont mieux co-localisé avec CloudSat et Caliop. Cette étude permettrait peut-être d'augmenter le volume de situations traitées dans les zones proches de l'équateur et de mieux appréhender les situations multicouches. Il serait utile dans cette étude d'utiliser la dernière version de HISCRTM qui simule 2 couches de nuage. Enfin, cette étude permet de franchir une étape supplémentaire vers l'assimilation des radiances nuageuses en validant la restitution des profils de contenu en eau liquide et glacée à partir d'un schéma variationnel (1D-Var). Pour parvenir à cette étape nous suggérons d'utiliser les 2 modèles de transfert radiatif de façon complémentaire : tuner les paramètres nuageux à partir de HISCRTM afin de s'en servir comme ébauche dans RTTOV.

8.3.2. Perspectives générales sur l'assimilation de radiance nuageuse

Les deux schémas nuageux (microphysique et clarification) que nous avons testés dans cette étude semblent donner de bons résultats sur des situations complémentaires : totalement nuageuses pour le schéma microphysique et partiellement nuageuses pour la clarification. Toutefois, si l'on peut imaginer une assimilation des radiances clarifiées comme c'est le cas à la NOAA, elle ne semble pas envisageable actuellement pour les radiances nuageuses traitées par des schémas microphysiques. Les travaux sur la microphysique du nuage présentés sont un premier pas vers l'assimilation. D'autres étapes sont à franchir pour parvenir à cet objectif. Les travaux de Martinet et /al./ (2012) vont dans ce sens, en cherchant à redéfinir une sélection de canaux adaptée aux variables nuageuses de contenu en eau glacée (qi) et en eau liquide (ql). D'une part, il faudra définir la variable de contrôle étendue aux variables

microphysiques à utiliser dans l'assimilation. Certains centres de prévision numérique semblent privilégier d'utiliser des variables dérivées de ql et qi (somme des deux composantes par exemple) plutôt que de les introduire telles quelles dans l'extension de la variable de contrôle qui contient de manière classique uniquement l'eau vapeur et non l'eau condensée, en plus des variables dynamiques. Il faudra également déterminer la matrice B pour ces nouvelles variables qui sert à propager l'information nuageuse provenant des observations vers les différents variables du modèle aux alentours de l'observation. Cette matrice est liée aux erreurs du modèle de prévision numérique et ne possède pas forcément les mêmes amplitudes et étendues dans différentes régions du globe. Il faudra donc sans doute affiner sa spécification suivant les zones tropicales/tempérées/polaires typiquement. D'autre part, les variables nuageuses s'ajustent généralement très rapidement dans les modèles de prévision numérique; il sera donc intéressant de voir comment le modèle réagira à l'initialisation de ces variables nuageuses. Si l'information est perdue rapidement, l'utilisation de qi et/ou ql en variable de contrôle n'améliorera pas grandement la prévision pour les prochains jours. Elle peut cependant être utile afin de contribuer à fournir des analyses cohérentes de l'atmosphère, avec l'ensemble des variables nécessaires à l'étude des processus météorologiques, voire pour faire des réanalyses pertinentes de l'atmosphère sur de longues périodes.

Bibliographie

Amorati, R., and Rizzi, R., 2002: Radiances simulated in presence of clouds by use of a fast radiative transfer model and a multiple-scattering scheme. *Applied Optics*, **41**, *No. 9, 1604-1614*.

August T., M. Crapeau, F. Rabier, L. Lavanant, A. Arriaga, X. Calbet, D. Coppens, T. Hultberg, D. Klaes, N. Fourrié, V. Guidard, F. Faijan, T. Perttula, 2011: Validation and intercomparison of operational IASI Polar products with CALIOP and ConcordIasi data. EUMETSAT Conference.

Baran, Anthony J., P.J. Connolly, C. Lee. Testing an ensemble model of cirrus ice crystals using midlatitude *in situ* estimates of ice water content, volume extinction coefficient and the total solar optical depth. Volume 110, Issues 14–16, September–November 2009, Pages 1579–1598

Baran, A.J. & Francis, P.N., 2004 : On the radiative properties of cirrus cloud at solar and thermal wavelengths : A test of model consistency using high resolution airbone radiance measurements. Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 130 763-778.

Baum, B. A., A. J. Heymsfield, P. Yang, and S. M. Bedka, 2005a: Bulk scattering properties for the remote sensing of ice clouds. Part I: Microphysical data and models. J. Appl. Meteor., 44, 1885–1895.

Baum, B. A., P. Yang, A. J. Heymsfield, S. Platnick, M. D. King, Y. X. Hu, and S. T. Bedka, 2005b: Bulk scattering properties for the remote sensing of ice clouds. Part II: Narrowband mod- els. J. Appl. Meteor., 44, 1896–1911.

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.

Bjerknes, 1904. Das problem von der Wattervorhersage, betrachtet vom standpunkt der Mechanik und der physic (Le problème de la prevision du temps du point de vue de la mécanique et de la physique, traduction Gondouin 1995 dans La meteorology 8, p55-62).

Boain, Ronald J., The Cloudsat Mission: A Virtual Platform Advances in the Astronautical Sciences (0065-3438), 2003. Vol.114, Iss.SUPPL. ; 2121-2138.

Borbas, E. E. and B. C. Ruston, 2010. The RTTOV UWiremis IR land surface emissivity module. NWP SAF report.
http://research.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf/vs_reports/nwpsaf-mo-vs-042.pdf

Boudala, F.S., Isaac, G.A., Fu, Q. & Cober, S.G., 2002: Parameterization of effective ice particle size for high- latitude clouds. *Int. J. Climatol.,* **22,** *1267-1284*.

Bouteloup, Y., Y. Seity, and E. Bazile : Description of the sedimentation scheme used operationnaly in all Météo-France NWP models. TELLUS SERIES A-Dynamic Meteorology

and Oceanography, Volume: 63, Issue: 2, Pages: 300-311, Published: MAR 2011. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2010.00484.x.

Cayla F., 2001 : L'interferomètre IASI. La météorologie 8ème série, 32,23-39

Chahine, M. T., Pagano, T. S., Aumann, H. H., Atlas, R., and Coauthors : AIRS : improving weather forecasting and providing new data on greenhouse gases, B. Am Meteor. Soc., 87 ,911-926, 2006. 24674

Chevallier Frédéric, Lopez P., Tompkins A. M., janiskovà M and Moreau E., 2004. The capability of 4D-Var systems to assimilate cloud-affected satellite infrared radiances. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, pp. 917–932

Chevallier, F. and Kelly, G.2002 Model clouds as seen from space: Comparison with geostationary imagery in the 11 μm channel. *Mon. Weather Rev.*, **130,** 712–722

Chevallier, F., Bauer, P., Kelly, G., Jakob, C. and McNally, T. 2001. Model clouds over oceans as seen from space: Comparison with HIRS/2 and MSU radiances. *J. Climate*, **14,** 4216–4229

Clerbaux, C., J. Hadji-Lazaro, S. Turquety, G. Mégie, and P.-F. Coheur. Trace gas measurements from infrared satellite for chemistry and climate applications. Atmos. Chem. Phys., 3, 1495–1508, 2003

Collard, A., 2007. Selection of IASI channels for use in numerical weather prediction. Q. J. R. Met. Soc. 133, 1977-1991.

Dahoui, M. L., 2006. Vers une assimilation variationnelle des radiances satellitaires nuageuses. Thèse de doctorat, Université Toulouse 3 Paul Sabatier, France.

Deirmendjian, A., 1969, Electromagnetic scattering on sphericalpolydispeersions, Elsevier, Amterdam

Delanoe J, Hogan R, Forbes R, Bodas-Salcedo A, Stein T. 2011. Evaluation of ice cloud representation in the ECMWF and UK Met Office models using CloudSat and SALIPSO data. Q. J. R. Meteorol. Soc. 137: 2064 – 2078.

Delanoë, J., and R. J. Hogan, 2010: Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. *J. Geophys. Res.*, 115, D00H29, doi:10.1029/2009JD012346.

DeSouza-Machado, S., L. Larrabee Strow and Scott E. Hannon, "kCompressed atmospheric radiative transfer algorithm (kCARTA)", Proc. SPIE 3220, 156 (1997); http://dx.doi.org/10.1117/12.301147

Dubuisson, P., Giraud, V., Pelon, J., Cadet, B., and Yang, P.: Sensi- tivity of Thermal Infrared Radiation at the Top of the Atmosphere and the Surface to Ice Cloud Microphysics, J. Appl. Meteorol. Climatol., 47, 2545–2560, doi:10.1175/2008JAMC1805.1, 2008.

Ding, S., P. Yang, Weng Fuzhong, Q. Liu, Yong Han, P. V. Delst, J Li, Bryan Baum, 2010. Validation of the community radiative transfer model. Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, 112, 1050-1064.

Ebert, E. E., and J. A. Curry, 1992: A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. *J. Geophys. Res.,* **97,** 3831–3836

Edwards, D. P. (1992), GENLN2: A general line-by-line atmospheric transmittance and radiance model, Version 3.0 description and users guide, NCAR/TN-367-STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Co.

Eyre, J. R. and W. P. Menzel (1989). Retrieval of cloud parameters from satellite sounder data : a simulation study. J. appl. Meteorol 28, 267-275.

Foot, J. S., 1988: Some observations of the optical properties of clouds, II, Cirrus. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 114, 145–164.

Forbes R.M., A.M. Tompkins, A. Untch, 2011. A new prognostic bulk-microphysics for the IFS. ECMWF Tech. Memo. No. 649.

Fourrié, N. and F. Rabier (2004). Cloud characteristics and channel selection for IASI radiances in meteorologically sensitive areas. Q. J. R. Met. Soc. 130, 1839-1856.

Fourrié, N. and J.-N. Thépaut (2003). Evaluation of the AIRS near-real-time channels selection for application to numerical weather prediction. Q. J. R. Met. Soc. 129, 2425-2439.

Fox N. I., A. L. Illingworth (1997). The retrieve of stratocumulus cloud properties by ground based cloud radar, American Meteorological Society, 36, 485-492.
Fu, Q., P. Yang, and W. B. Sun, An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds for climate models. J . Clim., vol. 25, pp. 2223-2237, 1998

Fu, Q., 1996: An accurate parameterization of the solar radiative properties of cirrus clouds. *J. Clim.,* **9,** *2058-2082*.

Garnier, Anne, Jacques Pelon, Philippe Dubuisson, Michaël Faivre, Olivier Chomette, Nicolas Pascal, David P. Kratz, 2012: Retrieval of Cloud Properties Using CALIPSO Imaging Infrared Radiometer. Part I: Effective Emissivity and Optical Depth. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **51**, 1407–1425. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0220.1

Görsdorf, U., J. Handwerker, 2001 : A 36 GHz high sensitivity cloud radar for continuous measurements of cloud parameters – Experiences of 2-years operation and system intercomparaison – Extended Abstract of Tropospheric Profiling : Needs and Technology, Boulder, 12.6.2006, 2006

Gosse, S., Labrie, D., and Chylek, P., 1995: Refractive index of ice in the 1.4-7.8 μm spectral range. *Appl. Opt.,* **34**, *6582-6586*

Guidard, V., N. Fourrié, P. Brousseau and F. Rabier, 2011 : Impact of IASI assimilation at global and convective scales and challenges for tha assimilation of cloudy scenes. Q. J. R. Meteorol. Soc., 137, 1975-1987.

Guignard, A., Stubenrauch, C.J., Baran, A.J., Armante, R., 2012. Bulk microphys- ical properties of semi transparent cirrus from AIRS: a six years global climatology and statistical analysis in synergy with CALIPSO and CloudSat. Atmos. Chem. Phys. Discuss. 12, 503–525, http://dx.doi.org/10.5194/ acp-12-503-2012.

Hess, M., Kepke, P., and Schult, I., 1998 : Optical properties of Aerosols and Clouds : the software package OPAC. Bul. Met. Soc., 79, 831-844.

Hilton F., T. August, C. Barnet, A. Bouchard, C. Camy-Peyret, L. Clarisse, C. Clerbaux, P-F. Coheur, A. Collard, C. Crevoisier, G. Dufour, D. Edwards, F. Faijan, N. Fourrié, A. Gambacorta, S. Gauguin, V. Guidard, D. Hurtmans, S. Illingworth, N. Jacquinet-Husson, T. Kerzenmacher, D. Klaes, L. Lavanant, G. Masiello, M. Matricardi, T. McNally, S. Newman, E. Pavelin, E. Péquignot, T. Phulpin, J. Remedios, P. Schlüssel, C. Serio, L. Strow, J. Taylor, D. Tobin, A. Uspensky, D. Zhou, 2012. Hyperspectral Earth Observation from IASI: five years of accomplishments Bulletin of American Meteorological Society, doi: 10.1175/BAMS-D-11-00027.1.

Hocking J., P. Rayer, R. Saunders, M. Matricardi, A. Geer, P. Brunel, 2011: RTTOV v10 Users guide. NWPSAF-MO-UD-023. Software available on the NWPSAF web site at : http://research.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf/rtm/rtm_rttov10.html

Huang H.-L., P. Yang, H. Wei, B. A. Baum, Y. Hu, P. Antonelli, S. A. Ackerman, 2004: Inference of Ice Cloud Properties From High Spectral Resolution Infrared Observations. IEEE Trans. on Geo. and Remot. Sens., 42, 842-853.

Kaplan, L., M. Chabine, J.Susskind, and J. Searl (1977). Spectral band passes for a high precision satellite. *Applied Optics* **16**, 322-325.

Heymsfield, A. J., D. Winker, G. van Zadelhoff, 2005: Extinction-ice water content-effective radius algorithms for CALIPSO. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L10807, doi: 10.1029/2005GL022742

Heymsfield, J., S. Matrosov, and B. Baum, 2002: Ice water path-optical depth rela- tionships for cirrus and deep stratiform ice cloud layers. Royal Meteorlogical Society.

Heymsfield, J., J. Iaquinta. « Cirrus crystals terminal velocities ». J. Atmos. Sci., vol 5, pp. 916-938, 2000.

Heymsfield, A. J., and G. M. McFarquhar (1996), On the high albedos of anvil cirrus in the tropical Pacific warm pool: Microphysical interpretations from CEPEX, J. Atmos. Sci., 53, 2424–2451,

Heymsfield, A.J., Platt, C.M.R, A parameterization of the particle spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content, J. Atmos. Sci., 41, 846-855, 1984

Ivanova, D., Mitchell, D.L., Arnott, P.A., Poellot, M., A GCM parameterization for bimodal size spectra and ice mass removal rates in mid-latitude cirrus clouds, Atmos. Res., 59-60, 89-113, 2001

Jacquinet-Husson, N., L. Crepeau, R. Armante, C. Boutammine, A. Chédin, N.A. Scott, C. Crevoisier, V. Capelle, C. Boone, N. Poulet-Crovisier, A. Barbe, A. Campargue, D. Chris Benner, Y. Benilan, B. Bézard, V. Boudon, L.R. Brown, L.H. Coudert, A. Coustenis, V. Dana, V.M. Devi, S. Fally, A. Fayt, J.-M Flaud, A. Goldman, M. Herman, G.J. Harris, D. Jacquemart, A. Jolly, I. Kleiner, A. Kleinböhl, F. Kwabia-Tchana, N. Lavrentieva, N. Lacome, Li-Hong Xu, O.M. Lyulin, J.-Y. Mandin, A. Maki, S. Mikhailenko, C.E. Miller, T. Mishina, N. Moazzen-Ahmadi, H.S.P. Müller, A. Nikitin, J. Orphal, V. Perevalov, A. Perrin, D.T. Petkie, A. Predoi-Cross, C.P. Rinsland, J.J. Remedios, M. Rotger, M.A.H Smith, K. Sung, S. Tashkun, J. Tennyson, R.A. Toth, A.-C. Vandaele, J. Vander Auwera. 2011. The 2009 edition of the GEISA spectroscopic database. JQSRT, 112, 2395-2445.

Joiner, J, L. Rokke. Variational cloud-clearing with TOVS data. Q. J. R. Meteorol. Soc. (2000), 126, pp. 725 -748.

Karbou, F., E.Gérard, and F. Rabier, 2006, Microwave land emissivity and skin temperature for AMSU-A and –B assimilation over land, *Q. J. R. Meteorol.Soc.*, vol. **132**, No. 620, Part A, pp. 2333-2355(23), doi :10.1256/qj.05.216

Kessler, E., 1969. On the distribution and continuity of water substance in atmos- pheric circulations. Meteorol. Monographs 10. American Meteorological Society, Boston, USA

King, M. D., S. Platnick, P. Yang, G. T. Arnold, M. A. Gray, J. C. Riédi, S. A. Ackerman, and K. N. Liou, 2004: Remote sensing of liquid water and ice cloud optical thickness, and effective radius in the Arctic: Application of airborne multispectral MAS data. J. Atmos. Oceanic Technol., 21, 857–875.

Kokhanovsky, A. A., 2006. Cloud Optics. Atmospheric and oceanographic sciences library, vol. 34. ISBN 1-4020-3955-7.

Larsen, N., and Coauthors, 2004: Formation of solid particles in synoptic-scale Arctic PSCs in early winter 2002/2003. Atmos. Chem. Phys., 4, 2001–2013.

Lavanant L., N. Fourrié, A. Gambacorta, G. Grieco, S. Heilliette, F.I. Hilton, M.-J. Kim, A. P. McNally, H. Nishihata, E.G. Pavelin, F. Rabier, 2011: Comparison of cloud products within IASI footprints for the assimilation of cloudy radiances. Q. J. R. Meteorol. Soc., 137, 1988–2003

Lavanant L., T. Labrot, 2010. A web site for the MetOp atmospheric fiels visualisation. 2nd IASI conference.

Lavanant L., 2002: MAIA-3 AVHRR cloud mask and classification. EUMETSAT contract. 523 Documentation available at: www.meteorologie.eu.org/ici/maia/maia3.pdf

Lenoble, J., M. Herman, J.L. Deuzé , B. Lafrance, R. Santer, D. Tanré, 2007. A successive order of scattering code for solving the vector equation of transfer in the earth's atmosphere with aerosols. Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer 107 (2007) 479–507

Li J. , H-L Huang, C-Y Liu, P. Yang, T.J. Schmidt, H. Wei, E. Weisz, L. Guan, W.P. Menzel, 2005: Retrieval of Cloud Microphysical Properties from MODIS and AIRS. J. Appl. Met., 44,1526-1543

Liou, K., N. 2002. An Introduction to Atmosperic Radiation Second Edition. International Geophysics Series. Vol 84

Liou, K., N., Takano, Y., and Yang, P. (2000). Light scaterring and radiativ transfer in ice crystals clouds : Application to climate research. In « Light Scaterring by Nonspherical Particles » (M. I. Mishchenko, J. W. Hovenier, and L. D. Travis, eds.), pp. 417-449. Academic Press, San Diego.

Liou, and Y. Takano, 1994: Light scattering by nonspherical particles: Remote sensing and climate implications. *Atmos. Res.,* **31,** 271– 298.

Liu C.-L., A. L. Illingworth (2000). Toward more accurate retrievals of ice water content from radar measurements of clouds, American Meteorological Society, 39, 1130-1146

Liu Q., Ruprecht E., 1996. Radiative transfer model: matrix operator method. Optical Society of America Vol. 35, No. 21, 4229-4237.

Lopez, P., 2002. Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. Q. J. R. Meteorol. Soc. (2002), 128, pp. 229–257

Luke Howard, Essay on the Modification of Clouds, Churchill, 1865, 38 p.

Martinet, Pauline, L. Lavanant, N. Fourrié, F. Rabier, A Gambarcota. Evaluation of revised IASI channel selection for cloudy retrievals with a focus on mediterranean basin. Soumis à QJRMS, 2012.

Matricardi, M., F. Chevallier and S. Tjemkes (2001). An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. ECMWF Research Dept. Tech. Memo. **345**. http://www.ecmwf.int/publications

Matricardi, M., 2005: The inclusion of aerosols and clouds in RTIASI, the ECMWF fast radiative transfer model for the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer. *ECMWF Technical Memorandum* **474.**

Matricardi, M. 2008. The generation of RTTOV regression coefficients for IASI and AIRS using a new profile training set and a new line-by-line database. *ECMWF Technical Memorandum 56.*

McFarquhar, G.M., Iacobellis, S. & Somerville, R.C.J., 2003: SCM simulations of tropical ice clouds using observationally based parameterizations of microphysics. *J. Clim.,* **16,** *1643-1664*.

McFarquhar, G.M., A. J. Heymsfield, 1998 : The Definition and Significance of an Effective Radius for Ice Clouds. J. Atmos. Sci., 55, 2039-2052.

McFarquhar, G.M., Heymsfield, A.J., Parameterization of tropical cirrus ice crystal size distibutions and implications for radiative transfer: results from CEPEX, J. Atmos. Sci.,54, 2187-2200, 1997

McNally, A. (2002). A note on the occurrence of clouds in meteorologically sensitive areas and the implications for advanced infrared sounders. Q. J. R. Met. Soc. 128, 2551-2556.

McNally, A. and P. Watts (2003). A cloud detection algorithm for hight specral resolution infrared sounders. Q. J. R. Met. Soc. 129, 3411-3423.

McNally, A. (2009). The direct assimilation of cloud-affected satellite infrared radiances in the ECMWF 4D-Var. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 135: 1214–1229.

Mioche, G., D. Josset, J.-F. Gayet, J. Pelon, A. Garnier, A. Minikin, and A. Schwarzenboeck (2010), Validation of the CALIPSO-CALIOP extinction coefficients from in situ observations in midlatitude cirrus clouds during the CIRCLE-2 experiment, *J. Geophys. Res.*, 115, D00H25, doi:10.1029/2009JD012376, [printed 116(D4), 2011].

Mitchell, D. L., 2002: Effective diameter in radiation transfer : General definition, applications, and limitations. J. Atmos. Sci., 59, 2330– 2346.

NOV-3046-NT-727, Support Study on Variational Cloud Clearing of IASI Measurement – Description of the variational Cloud Clearing algorithm.

Ou S.-C. and K.-N. Liou 1995: Ice microphysics and climatic temperature feedback. *Atmos*. *Res*. **35** *127-138*.

Pangaud, T., N. Fourrié, V. Guidard, M. Dahoui, and F. Rabier (2009). Assimilation of AIRS radiances affected by mid to low level clouds. Mon. Wea. Rev. 137, 4276-4292.

Pavelin, E., S. English, and J. Eyre (2008). The assimilation of cloud-affected infrared satellite radiances for numerical weather prediction. Q. J. R. Met. Soc. 134, 737-749.

Pougatchev, N., Thomas August, Xavier Calbet, Tim Hultberg, Osoji Oduleye, Peter Schlüssel, Bernd Stiller, Karen St. Germain, Gail Bingham (2008). Validation of the IASI temperature and water vapor profile retrievals by correlative radiosondes. *Proc. SPIE* 7081, Earth Observing Systems XIII, 70810J (August 27, 2008); doi:10.1117/12.795382

Prunet, P., L. Chaumat, D. Coppens, C. Standfuss, 2001. Support Study on Variational Cloud- Clearing of IASI Measurements. Eumetsat Contract. NOV-3046-NT-719.

Rabier, F., N. Fourrié, D. Chafaï, and P. Prunet (2002). Channels selection methods for Infrared Atmospheric Sounding Interferometer. Q. J. R. Met. Soc. 128, 1011-1027.

Rabier, F., A. Bouchard, E. Brun, A. Doerenbecher, S. Guedj, V. Guidard, F. Karbou, V.-H. Peuch, L. E. Amraoui, D. Puech, C. Genthon, G. Picard, M. Town, A. Hertzog, F. Vial, P. Cocquerez, S. Cohn, T. Hock, H. Cole, J. Fox, D. Parsons, J. Powers, K. Romberg, J. VanAndel, T. Deshler, J. Mercer, J. Haase, L. Avallone, L. Kalnajsand, C. R.Mechoso, A. Tangborn, A. Pellegrini, Y. Frenot, A. McNally, J.-N. Thépaut, G. Balsamo and P. Steinle,

2010 : The Concordiasi project in Antarctica. Bulletin of the American Meteorological Society, January 2010, 69-86.

Rodgers, C. (2000). Information content and optimisation of hight spectral resolution measurements. Optical Spectroscopic Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research II 2830, 136-147.

Rothman L.S., I.E. Gordon, A. Barbe, D.Chris Benner, P.F. Bernath, M. Birk, et al, "The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database," *JQSRT* 110, 533-572 (2009).

Saunders R., A. Geer, P. Rayer, O. Embury, C. Merchant, 2010. RTTOV-9 Science and Validation Report. NWPSAF-MO-TV-020

Scott, N.A. and A. Chedin, 1981: A fast line-by-line method for atmospheric absorption computations: The Automatized Atmospheric Absorption Atlas. J. Appl. Meteor., 20,802-812

Smith, R. N. B., 1990. A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. Q. J. R. Meteorol. Soc., 116, 435-460

Stamnes, K., S.-C. Tsay, W. Wiscombe and K. Jayaweera, 1988a: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. Appl. Opt. 27, 2502-2509.

Stephens, G., 1978. Radiation profiles in extended water clouds ii: Parameterization schemes. American Meteorological Society.

Stephens, S.-C. Tsay, P. W. Stackhouse Jr., and P. J. Flatau, 1990: The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climatic feedback. *J. Atmos. Sci.,* 47**,** 1742–1753.

Stiller B., K. Barfus, Görsdorf, and F. Berger, 2007 : EUMETSAT Polar System Program Atmospheric Sounding Campaign. Eumetsat contract No. EUM/CO/06/1566/FM.

Stockes, G., C., (1852). On the composition and resolution of streams of polarized lights from different sources. Trans. Cambridge Philos. Soc. 9, 399-423.

Stubenrauch C.J., A. Chédin, G. Rädel, N.A. Scott, S. Serrar. Cloud properties and their seasonal and diurnal variability from TOVS Path-B. J Clim, 19 (2006), pp. 5531–5553

Takano, Y., and Liou, K., N., 1989 : Solar radiative transfer in cirrus clouds. I . Single scaterring optical properties of hexagonal ice crystals. J. Atmos. Sci.., 46, 20-36.

Tiedtke, M., 1993: Representation of clouds in large-scale models. Mon. Wea. Rev., 121, 3040–3061.
Tolbert, M. A., and O. B. Toon, 2001: Solving the PSC mystery. Science, 292, 61–63.

Waliser, D. E. et al., 2009: Cloud ice: A climate model challenge with signs and expectations of progress. J. Geophys. Res., 114, D00A21, doi:10.1029/2008JD010015

Wang C., P. Yang, S. Platnick, A.K. Heidinger, B.A. Baum, T. Greenwald, Z. Zhang, R.E. Holz, 2011: Retrieval of ice cloud properties from AIRS observations based on a fast high-spectral radiative transfer model. Submitted to J. Appl. Meteor. Clim.

Warren, S. G., R. E. Brandt, 2008. Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave : A revised compilation. JGR, 113, D14220, doi :10.1029/2007JD009744, 2008

Waterman, P.C. (1971). Symmetry, unitarity, and geometry in electromagnetic scaterring. *Phys. Rev.* D **3**, 825-839.

Wei, H., P. Yang, J. Li, B. A. Baum, H-L. Huang, S. Platnik, Yongxiang Hu, and Larabee Strow, 2004 : Retrieval of Semitransparent Ice Cloud Optical Thickness From Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) Measurements. IEEE, **42,** 2254-2267.

Weickmann, H. K., 1948. Die Eisphase in der Atmosphare. Royal Aircraft Establishment, 96 pp.

Wendish, M., P. Yang, and P. Pilewskie, 2007 : Effects of ice crystal habit on thermal infrared radiative properties and forcing of cirrus, J. Geophys. Res., 112, D08201, doi :10.1029/2006JD007899

Winker, D. M., W. H. Hunt, and M. J. McGill, 2007: Initial performance assessment of CALIOP, Geophys. Res. Lett., 34, L19803, doi:10.1029/2007GL030135.

Winker D.M., Pelon J.R., McCormick M.P., 2003 : The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, Proc. SPIE 4893, Lidar Remote Sensing for Industry and Environment III, 1-11, doi: 10.1117/12.466539

Wyser, K., 1998: The effective radius in cirrus clouds. *J. Clim.,* 11, *1793-1802*.

Xu, K.-M., and D. A. Randall, 1996 : A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. J. Atmos. Sci., 53, 3084-3102.

Yang, P., K. N. Liou, 1998 : Single scattering properties of complex ice crystals in terrestrial atmosphere. Contr. Atmos. Phys., vol 71, pp 223-248.

Yang, P., B. C. Gao, B. A. Baum, Y. X. Hu, W. J. Wiscombe, S. C. Tsay, D. M. Winker, and S. L. Nasiri, 2001 : Radiative properties of cirrus clouds in the infrared (8-13 μm) spectral region. J. Quant. Spectroscop. Radiat. Transfer., vol 70, pp. 473-504.

Yang, P., H.-L. Wei, B. A. Baum, H-L Huang, A. J. Heymsfield, Y. X. Hu, B.-C. Gao, and D. D. Turner, 2003: The spectral signature of mixed-phase clouds composed of nonspherical ice crystals and spherical liquid droplets in the terrestrial window region. J. Quant. Spectros. Rad. Transfer, 79-80, 1171-1188

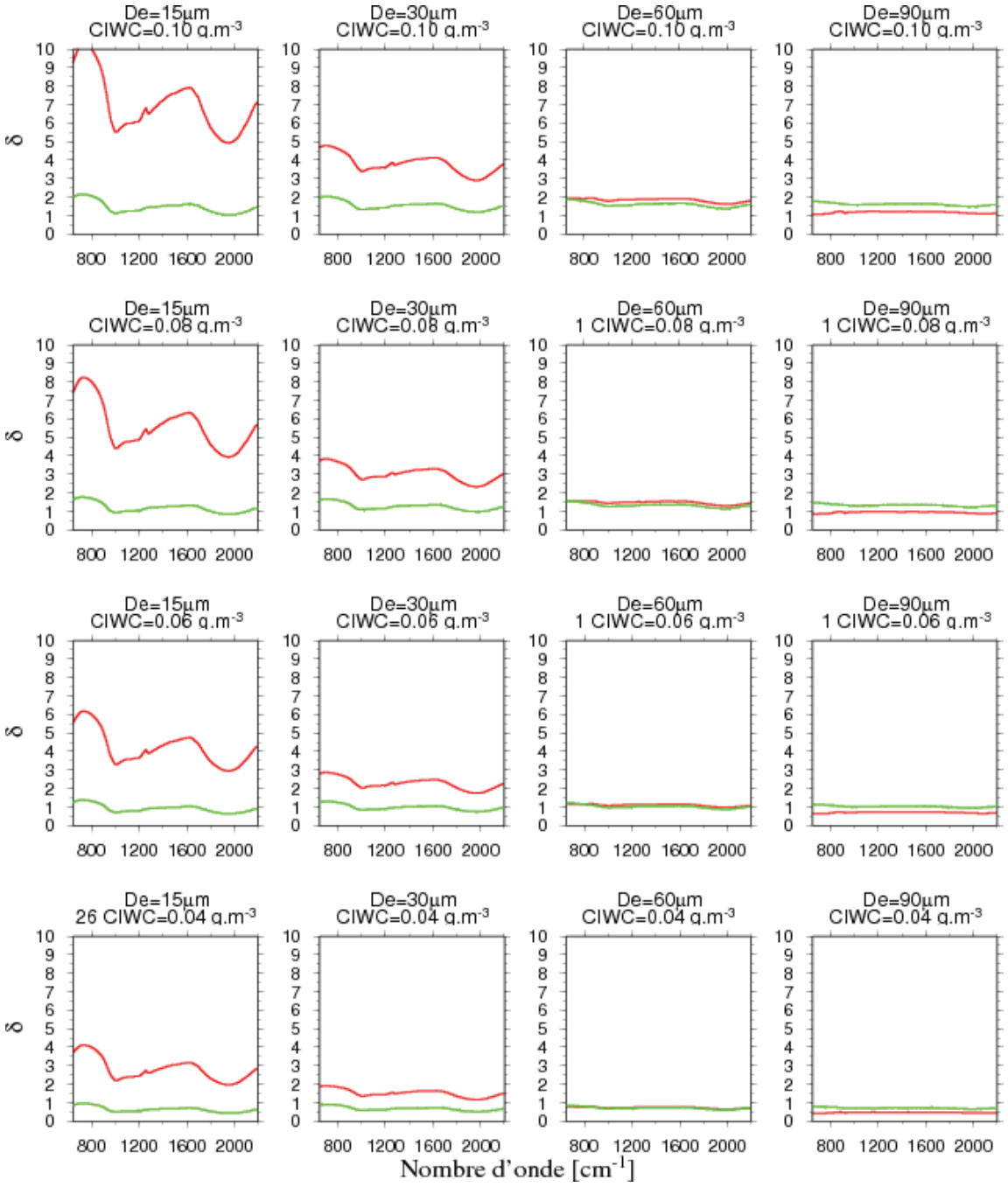
Yee, S. K. (1966). Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell's equations in isotropic media. *IEEE Trans. Antennas Propag*. 14, 302-307.

Annexes

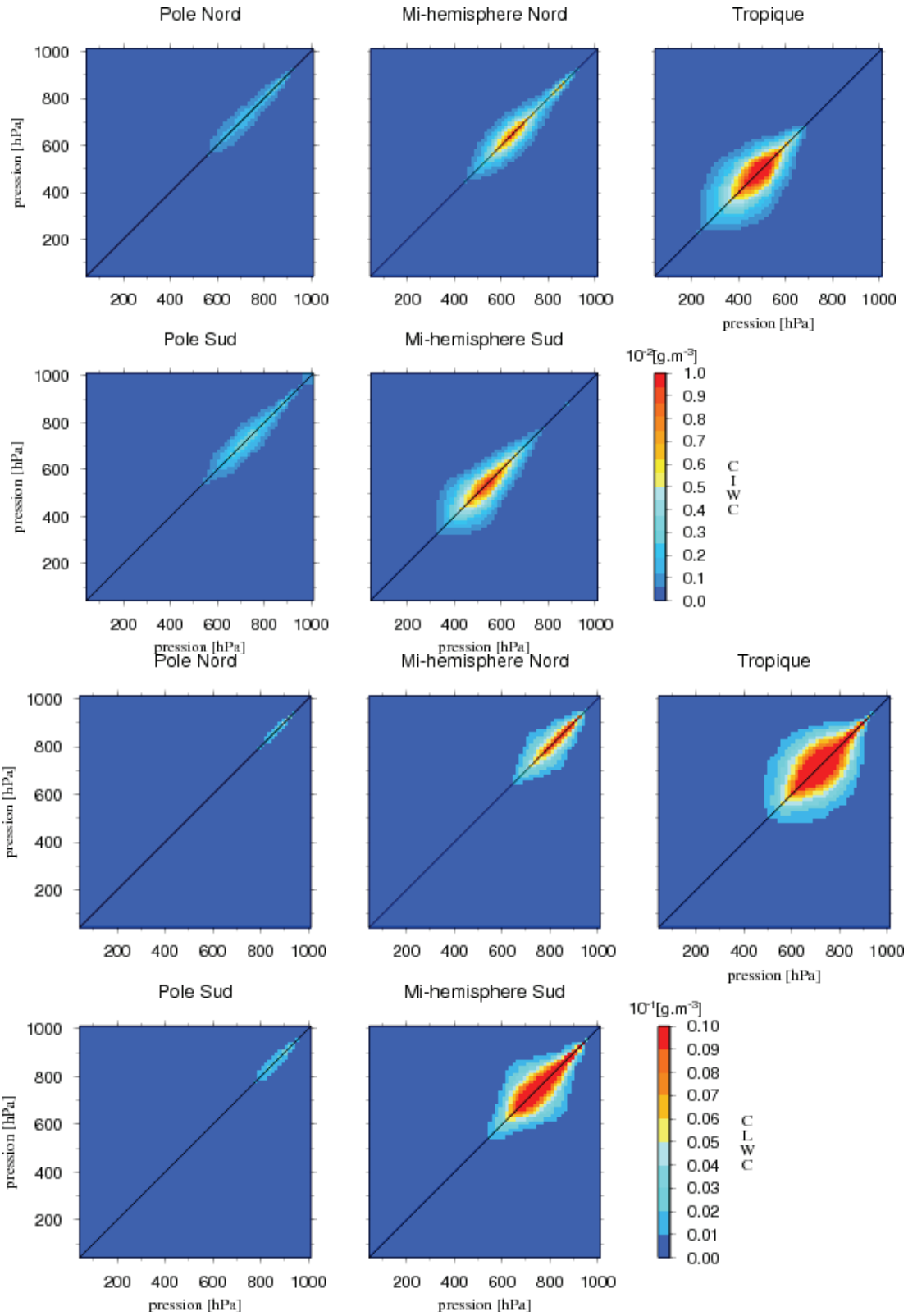
Annexe A : Contenu en eau glacée et diamètre effectif généralisé pour la distribution de taille des cristaux de glace utilisé dans RTTOV, en supposant des cristaux de type hexagonaux ou agrégats.

	Hexagonaux		Agrégats	
Size distribution	IWC(g m^{-3})	D_{eff}(µm)	IWC(g m^{-3})	D_{eff}(µm)
Heym. and Platt:-20oC to -25oC	0,024607	48,88	0,041199	133,09
Heym. and Platt:-25oC to -30oC	0,025970	45,01	0,028480	86,84
Heym. and Platt:-30oC to -35oC	0,022151	63,63	0,034519	130,04
Heym. and Platt:-35oC to -40oC	0,028025	45,71	0,022984	66,29
Heym. and Platt:-40oC to -45oC	0,005053	21,15	0,002386	29,26
Heym. and Platt:-45oC to -50oC	0,002578	21,38	0,001004	24,37
Heym. and Platt:-50oC to -55oC	0,002740	15,52	0,000471	8,88
Heym. and Platt:-55oC to -60oC	0,000712	28,42	0,000399	39,55
Takano and Liou: Cs	0,011171	35,25	0,003558	26,43
Takano and Liou: Ci uncinus	0,254639	118,29	0,489046	166,46
Takano and Liou: Warm	0,029529	28,20	0,019690	46,27
Takano and Liou: Cold	0,010839	12,20	0,001455	5,61
FIRE I: 1 November 1986	0,005773	61,23	0,004330	64,05
FIRE I: 2 November 1986	0,015930	82,30	0,016316	88,42
FIRE I: 22 October 1986	0,017963	88,35	0,025973	124,37
FIRE I: 25 October 1986	0,032104	95,89	0,051856	139,28
FIRE I: 28 October 1986	0,017084	93,16	0,026433	133,47
FIRE II: 26 November 1991	0,014382	78,40	0,012638	76,16
FIRE II: 5 December 1991	0,008185	68,61	0,005550	58,79
CEPEX IWC: 10-4 to 10-3	0,001176	23,80	0,000235	14,35
CEPEX IWC: 10-3 to 10-2	0,000608	29,10	0,001998	25,24
CEPEX IWC: 10-2 to 10-1	0,029735	47,32	0,027598	76,40
CEPEX IWC: 10-1 to 0.32	0,113694	71,01	0,172762	128,97
CEPEX 4 April:2250	0,014286	22,87	0,001700	9,01
CEPEX 4 April:2341	0,002879	23,82	0,000348	9,45
CEPEX 4 April:2342	0,003774	28,64	0,000733	15,82
CEPEX 4 April:2347	0,027347	51,74	0,014495	45,51
CEPEX 4 April:2348	0,051146	59,45	0,034329	57,97
FU 1	0,012161	60,64	0,008983	63,03
FU 2	0,033705	48,94	0,012709	32,52

Annexe B : Variation de l'épaisseur optique pour différentes valeurs du diamètre effectif (15, 30, 60 et 90 µm) et de contenu en glace (0,04, 0,06, 0,08 et 0,10) obtenu pour les deux modèles de transfert radiatif en fonction du nombre d'onde ; RTTOV en rouge et HISCRTM en vert



Annexe C : Matrices de covariances d'erreur des contenues en eau glacée (haut) et liquide (bas) pour différentes latitudes.



Article accepté à JGR

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, D22205, doi:10.1029/2012JD017962, 2012

Towards the use of cloud microphysical properties to simulate IASI spectra in an operational context

François Faijan,[1] Lydie Lavanant,[1] and Florence Rabier[2]

Received 19 April 2012; revised 27 July 2012; accepted 21 September 2012; published 29 November 2012.

[1] Capabilities and limitations of two fast radiative transfer models simulating cloudy spectra of the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) have been investigated in this paper. These models include a better modeling of the clouds than current operational fast forward models, such as scattering effects of the radiation in the cloud layer. An accurate simulation of the IASI spectra in the presence of ice clouds or for vertically extended clouds is a necessary step toward the use of these cloud-affected radiances in an operational context. Through a collocation of IASI observations with an independent data set from the Lindenberg ground-based station and the A-Train space-borne active instruments, this study first examines the accuracy of the fast radiative transfer models to simulate the cloudy spectra and provides some indications of confidence in the use of the cloud microphysical and optical properties. This first step shows the high sensitivity toward the cloudy inputs (crystal shapes, particle size, and cloud water content) which can reach several kelvins. It also provides a screening method to process cloudy radiances and to deal with the strong sensitivity of the fast radiative transfer model. The performance of the scattering fast radiative transfer models is then assessed in a global operational through simulations during a one week period over the globe, with the profiles of cloud variables from the ECMWF forecast used to compute the radiances. The applied screening method has reduced the standard deviation between simulated and observed spectra from 9 to 3 K.

Citation: Faijan, F., L. Lavanant, and F. Rabier (2012), Towards the use of cloud microphysical properties to simulate IASI spectra in an operational context, *J. Geophys. Res.*, *117*, D22205, doi:10.1029/2012JD017962.

1. Introduction

[2] The Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) onboard the MetOp satellite is a spectrometer with 8461 spectral channels ranging from 3.7 to 15.5 μm. These potentially high informative observations are now assimilated, mainly in clear conditions, at many operational meteorological centers, and give a significant positive impact on forecast skill [*Collard and McNally*, 2009; *Guidard et al.*, 2011]. However, more than 80% of the whole globe is covered by clouds with a large diversity of situations: a single layer of ice or water cloud, several separated layers of ice and liquid clouds in the same field of view, vertically extended clouds with a mixed phase (liquid and ice)… Recently, all NWP centers have begun to operationally handle cloudy data, starting with the assimilation of cloud-affected radiances with basic assumptions on the cloud only applicable to very restricted conditions such as overcast opaque single layers [e.g., *McNally*, 2009; *Pangaud et al.*, 2009; *Pavelin et al.*, 2008]. Although it is a step in the right direction, IASI data are still under-exploited. In a numerical weather prediction (NWP) context, a more realistic simulation of cloudy radiances from NWP fields is still some way off but more sophisticated modeling that account for cloud scattering are now available in some fast radiative transfer models (FRTM). This is an essential step toward a better exploitation of cloud-affected IASI data in operational systems, mainly for semi-transparent ice clouds which are more complex to simulate with a "classical" FRTM due to the high spectral dependency of the cloud emissivity. Moreover, FRTMs also have an interest in the climate application where the ice clouds play an important role in the earth's global energy budget.

[3] The radiative transfer models (RTMs) usually include full line-by-line models or pseudo line-by-line models whereas FRTMs are based on a regression scheme of line-by-line models. In either case, the simulation of cloudy radiances is typically absent unless the model is coupled to a full scattering scheme. Nevertheless, many FRTMs, in operational NWP, use a simplified approach for the computation of cloudy radiances. In this approach, clouds are considered as an opaque or semi-transparent single layer at a defined pressure level with an effective emissivity Nε over a range of selected wavelengths (N the cloud cover in the instrument field of view and ε the

[1]Centre de Météorologie Spatiale, Météo-France, Lannion, France.
[2]CNRM-GAME, Météo-France and CNRS/CNRM-GAME, Toulouse, France.

Corresponding author: F. Faijan, Centre de Météorologie Spatiale, av de Lorraine, BP 147, Lannion FR-22300, France. (francois.faijan@meteo.fr)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
0148-0227/12/2012JD017962

cloud emissivity). The simulated cloudy radiances can be expressed, for each wave number, as:

$$R_{obs} = (1 - N\varepsilon)*R_{clear} + N\varepsilon*R_{cloud}(CTP) \quad (1)$$

with R_{obs}, R_{clear} and R_{cloud} respectively the satellite observed radiances, the clear-sky radiances and the overcast cloudy radiances at the cloud top pressure CTP. This approach is used in this paper with a constant effective emissivity ($N\varepsilon$). Before computing the radiance spectra with equation (1), the cloud top pressure and emissivity are first extracted from the IASI measurements themselves using such methods as the CO_2-Slicing method [*Menzel et al.*, 1983; *Wylie and Menzel*, 1999], the minimum residual method [*Eyre*, 1989] or through a 1Dvar retrieval system [*Pavelin et al.*, 2008]. These cloud retrieval schemes are mostly applied in the long-wave CO_2 band because of the constant cloud emissivity assumption and a very different value of emissivity in the short waves. At one step of the process, all the methodologies consist of a minimization of the residuals between the measured radiances and the simulated cloudy overcast radiances as function of the cloud pressure level, for a predefined set of channels. If the forward model used to compute the cloudy overcast radiances considers a simple cloud modeling of a single thin layer with a constant emissivity, retrieved cloud pressures can be biased, depending on the set of channels involved. As a consequence, the shape of the simulated spectrum can be quite different from the observed one, mainly for thin semi-transparent ice clouds whose observed spectrum slope can be quite large in the long-wave windows channels.

[4] Furthermore, for multilayered or vertically extended systems which represent more than half of the cloudy situations, the retrieved cloud pressure is an average value in the cloud layers which depends on the cover and thickness of the upper cloud layers and the residuals can also be large which is not the case with optically thin cirrus clouds.

[5] In assimilation systems, most of thin semi-transparent, multilayered and extended systems are discarded during the screening step, due to the inaccuracy of the radiative transfer calculations. This greatly reduces the amount of assimilated data, as shown in *Lavanant et al.* [2011] who compared cloud products within the IASI footprints, from ten operational schemes over a 12 h global acquisition. The Lavanant et al. paper showed that the main meteorological cloud structures were correctly retrieved by all schemes, with a good agreement in the cloud height of the overcast and single layers. An accurate assimilation of these particular conditions can then be expected. However, for all the other clouds (semi-transparent, multilayer) the retrieved cloud heights and emissivities were very different due to the complex nature of the physics. For the sake of convenience, the cloud radiative transfer methodologies as described here (e.g., equation (1)) will be referred to as "absorption approach" in the following sections. The 'standard' way to use the RTTOV [*Saunders et al.*, 2010] model follows this approach, and is used in many NWP centers (e.g., RTTOV at UKMO, ECMWF, Météo-France…).

[6] To increase the amount of cloudy data in operational systems, a different strategy to compute the spectra is necessary in the presence of ice clouds or vertically extended clouds, spectra for both types being often poorly simulated by the "absorption approaches." To deal with these situations, different techniques that take into account the microphysical and optical properties of cloud particles have recently been explored in fast radiative transfer models, which can, for example, simulate the steep slopes in the radiance spectra in the long-wave window channels for clouds of small effective diameter (De). To simulate the IASI high-resolution spectral signature, the new methodologies have introduced single or multiple scattering parametrizations for different types of ice crystals or liquid water droplets. For a non-scattering medium, as it is supposed in "absorption models," the absorption is the sole process of extinction of the radiation going through the medium whereas the new fast models consider that the extinction is the sum of the absorption and of the scattering. In such cloud modeling, effects resulting from the overlapping (in the vertical) of partially overcast cloudy layers also have an impact on the computation of cloudy radiances.

[7] Although, they have existed for decades, radiative transfer models, including multiple scattering, need quite demanding computational requirements to simulate cloudy high-resolution IR spectral radiances; this is the case for DIScrete Ordinates Radiative Transfer DISORT model [*Stamnes et al.*, 1988]. The purpose of the parameterizations of fast models is to retain the largest degree of accuracy without compromising the computational efficiency of codes, in order to increase the amount of cloud affected radiances in the assimilation. For example, the scattering parameterizations can infer the dramatic change of the cloud emissivity for ice crystals in the long-wave CO_2 10 micron band and simulate observed important slopes in the long-wave window channels as will be illustrated later in the article.

[8] This paper is organized as follows. Section 2 gives an overview of two fast cloud-scattering radiative transfer models using different methodologies. In section 3, the limitations and capabilities of these radiative transfer models are assessed using data sets collected during the Lindenberg ground-based campaign, followed by a discussion on their uncertainties. In section 4, an investigation on a screening method to process cloudy radiances based on IASI/A-Train co-locations is described. Finally, in section 5, the use of the fast forward cloud models in conditions close to an operational context with the ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) cloud variables as an input is tested and some prospects are given.

2. Fast Cloud-Scattering Radiative Transfer Models

[9] In this study two fast cloudy radiative transfer models that simulate cloudy radiances by taking into account, unlike 'the absorption models', the scattering and absorption radiation by clouds for hyper-spectral IR sounder measurements have been evaluated. The absorption approach of RTTOV is currently used for simulating cloud-affected radiances in ECMWF, the UK Met-Office, Météo-France and other weather forecast centers. The scattering modeling in RTTOV, interfaced with NWP cloud variable profiles, is available since the RTTOV-9 version. This software is available on the NWP Satellite Application Facility (SAF) web site. The HISCRTM cloud software is used by different university teams to retrieve cloud microphysical properties from AIRS measurements [e.g., *Wei et al.*, 2004; *Huang et al.*, 2004; *Li et al.*, 2005]. Dr Jun Li supplied the software to us with the IASI

coefficients. The main aspects in the two models, which are useful for the understanding of the following sections, are summarized hereafter.

2.1. RTTOV Cloud-Scattering Model

[10] The RTTOV model was originally developed at ECMWF [*Eyre*, 1991] to retrieve temperature and humidity profiles from TOVS (TIROS Operational Sounder) data. Subsequently the code went through several developments within the EUMETSAT NWP SAF, RTTOV-10.2 being the latest version (J. Hocking et al., RTTOV v10 Users guide. NWPSAF-MO-UD-023, 2011. Software available at: http://www.research.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf/rtm/rtm_rttov10.html), used in this paper. The parameterization of multiple scattering of the radiation in RTTOV was first introduced in the RTTOV-9 version [*Saunders et al.*, 2010] and a detailed description of the scattering scheme is given by *Matricardi* [2005]. The contribution of the thermal scattered radiation is obtained by replacing, in the radiative transfer equation, the absorption optical depth by an effective extinction optical depth $\tau_{\mathrm{cld_ext}}$ defined as:

$$\tau_{\mathrm{cld_ext}}(\lambda) = \tau_{\mathrm{cld_abs}}(\lambda) + \mathrm{b}.\tau_{\mathrm{cld_scat}}(\lambda) \quad (2)$$

where $\tau_{\mathrm{cld_abs}}$ and $\tau_{\mathrm{cld_scat}}$ represent respectively the cloud optical depths of absorption and scattering. b is the integrated fraction of the incident radiation energy scattered backward with the hypothesis that the diffuse radiance field is isotropic, based on the approach followed by *Chou et al.* [1999]. This assumption avoids explicit computations of multiple scattering and allows a computational efficiency comparable to the "absorption approach." The extinction optical depth is computed at each atmospheric layer of RTTOV. It requires, in addition to the atmospheric temperature profiles, input profiles of cloud ice water content CIWC and/or cloud liquid water content CLWC. The CIWC and CLWC profiles are available from numerical weather forecast centers, such as ECMWF.

[11] For water clouds, a database of 5 cloudy optical properties was generated using the microphysical properties assembled in the Optical Properties of Aerosols and Cloud (OPAC) software package [*Hess et al.*, 1998]. Given one of the 5 cloud types, the input CLWC profile is then converted by RTTOV into an effective extinction optical depth.

[12] For ice clouds, the size and shape of ice crystals can vary greatly from polar regions to midlatitudes and Tropics from bullet rosettes, hollow and solid columns, to plates and aggregates. However, the choice was made to represent the optical properties as randomly oriented hexagonal columns and of ice aggregates in RTTOV. Optical properties of hexagonal ice crystals were determined by using the Geometric Optics method [*Takano and Liou*, 1989] or the T-Matrix method *Kahnert* [2004] depending on the wavelength radiation and the size of the ice crystal. Then the radiative properties of clouds were built from the optical properties and 30 ice distributions representative of cirrus clouds. For aggregates, optical properties from the *Baran and Francis* [2004] database were used to build the radiative properties of clouds. These radiative properties were then used to determine regression coefficients function of CIWC, De and the crystal shape.

[13] To estimate the input De profile, users can use one of the four possible parameterizations available in RTTOV. These parameterizations, based on measurement campaigns, are function of the CIWC and/or the temperature profiles provided by users: two of them [*Boudala et al.* 2002; *Wyser*, 1998] use both temperature and ice water content in the layer, *Ou and Liou* [1995] use the temperature only and *McFarquhar et al.* [2003] only uses the ice water content. RTTOV version 10.2 also allows an ice crystal effective diameter to be specified as user input besides the four parameterizations.

[14] Finally, the radiative transfer equation is solved by dividing the atmosphere into a number of homogeneous columns, using the maximum-random overlap assumption [*Amorati and Rizzi*, 2002]. Each column, which contributes to a fraction of the total radiance, is characterized by a different number of cloudy layers. Once the top of the atmosphere radiance has been computed for each homogeneous column, the cloudy radiance is computed as the sum of all the single column radiances weighted by the column fractional coverage. This allows the treatment of partially cloudy scenes, vertically extended clouds and mixed phase situations together.

[15] The RTTOV cloud-scattering model was mainly designed to be used in a NWP variational process and allows the use of NWP cloud profiles as control variables.

2.2. HISCRTM

[16] The fast High Spectral Cloudy Radiative Transfer Model HISCRTM was developed through joint efforts at the Texas A&M university and the University of Wisconsin-Madison to infer the optical thickness of semi-transparent ice clouds. A detailed description of the version used in this study is given in *Wei et al.* [2004]. HISCRTM assumes that the clouds are located in a plane-parallel, single homogeneous and isothermal layer for any given IASI footprint. Because the surface reflectance in the IR region is small, only the first-order scattering between the surface and the cloud is considered and the upward radiation below the cloud is assumed to be isotropic (in the IR region). Water droplets are assumed to be spherical and the classical Lorenz–Mie theory is used to compute the cloud optical parameters. For ice crystals, observation campaigns indicate that in the upper portions of cirrus clouds, ice particles tend to be quite small and that the shape of these small ice crystals may be represented by droxtals. On the contrary, the middle layers of midlatitude synoptic-scale cirrus clouds are often composed of pristine particles such as hexagonal columns. And in the lower portions of cirrus clouds, ice particles tend to be larger and composed of irregular aggregates. Based on these observations, HISCRTM selects one of these 3 crystal shapes depending on the user defined particle size: droxtals for small particles (0–50 μm), hexagonal columns for moderately sized particles (50–300 μm), and aggregates for particles larger than 300 μm. The crystal optical properties were determined using either the Geometric Optics method or the FDTD method (depending on the crystal size and radiation wavelength). Cloudy microphysical (De) and optical (COT) properties are then obtained by combining the crystal optical properties previously defined with 30 particle size distributions [*Fu et al.*, 1998]. The cloudy properties are finally used as input of DISORT to retrieve a database of reflection and transmission for i) satellite observing zenith angles ranging from 0° to 80°, ii) wavelengths from 3 to 20 μm, iii) optical

thickness from 0.04 to 100, iv) effective particle sizes up to 200 μm. For a given IASI observation, the cloud transmission and reflections are then computed through interpolation in the pre-computed look-up tables to solve the cloudy radiative transfer equation with the cloud located at a user-defined level and for user-estimated cloud properties. The scheme assumes that multiscattering effects are negligible, of the order of a few percent at IR wave numbers.

[17] The input parameters of HISCRTM are the zenith satellite angle, the surface emissivity and surface temperature, the air temperature profile and the clear-sky transmittance at each level of the chosen clear-sky model and for the computation of the cloud absorption and scattering, the cloud cover, the visible cloud optical thickness COT at 0.55 μm, the ice/liquid phase, a mean De in the cloud and the CTP. No information is needed on the ice crystal shape as it is internally computed from the input effective size of ice crystals. For this study, the clear-sky transmittances are derived by RTTOV on the pressure or model levels of the input profile. The visible COT is derived from the CIWC or CLWC profiles and the COT profile is integrated along all the vertical levels to get a column integrated optical thickness, which is then located by the software in the layer at the input CTP.

[18] In this software, it is easy to use information from the observations themselves or from other instruments: e. g. CTP derived from the CO_2-Slicing method or CTP, De and COT from a co-registered imager (with visible channels). The CTP information is important as, due to the nonlinearity in clouds, the model is very sensitive to a correct evaluation of the height of the cloud.

[19] The HISCRTM version used in this study reduces the cloud to a single pressure level and limits the comparison of the two models to situations with a unique phase, either liquid or solid. However, a new version is now available which allows multilayer cloud processing.

2.3. Computational Efficiency

[20] To give an order of magnitude of computational times, the CPU times were evaluated for the two models in cloudy conditions. They are respectively, in our work environment, of 300 ms for HISCRTM and 400 ms for RTTOV for a single layer cloud; this time value increases by 75 ms for each added cloudy layer in RTTOV. Nevertheless, this FRTM allows the computation to be performed in parallel on several processors with the OpenMP standard, which decreased significantly these computation times (reduced computational time by 4). These results are independent from the cloud phase.

3. Discussions on the FRTMs

3.1. Performances of FRTMs Through Validation Campaign

[21] IASI measurements are compared to the RTTOV and HISCRTM simulated spectra. We use CLWC and CIWC profiles measured during a ground-based field campaign in Lindenberg in order to compute the spectra. The limitations and capabilities of the two scattering models are assessed through this comparison using a set of typical situations.

3.1.1. EUMETSAT Lindenberg Validation Campaign

[22] An atmospheric sounding campaign within the EUMETSAT Polar System Program (PSP) in support of the calibration and validation of IASI was performed in Lindenberg, east of Germany, from June 01, 2007 to August 31, 2007 [*Stiller et al.*, 2007]. A total of 290 radiosondes were launched at the overpass of the satellite. Furthermore, measurements with various ground-based remote-sensing systems supported the characterization of the state of the atmosphere. Radiosoundings, data from a microwave profiler, lidar ceilometer and Ka-band radar were combined to get an optimal estimate of the atmospheric state characterized by profiles of temperature, humidity, cloud liquid and ice water content and cloud top pressure. The cloud cover was determined by human observation and a whole sky imager. In situ measurements of surface meteorological parameters completed the data set.

[23] The RMS of departure (obs - simulated) for the 9 clear-sky situations using RTTOV for both the Lindenberg and ECMWF profiles has been evaluated (not shown). The RMS in the CO_2 window region is less than 0.7 K using the Lindenberg profiles and 1 K using the forecast profiles. For the water vapor channels, the RMS values are still small for the forecast profiles, of the order of 0.8 K, but reach up to 2 K with the Lindenberg inputs. From these results, it was decided to use as inputs, in this study, the atmospheric profiles and surface parameters from the ECMWF forecast instead of those of the radiosonde. Although this result is unexpected, it can be assumed that the NWP data are probably more representative of a 12-km field of view than radiosounding and local surface parameters. No bias corrections are applied on the IASI data in the following analysis of cloudy scenes, due to the lack of statistics in representative cloudy conditions and the difficulty to rely on clear-sky biases in all cloud type conditions.

[24] Although all cloudy situations were processed, only two cloudy situations are presented in details in this paper which are quite representative. The first case is an overcast low-level water cloud. The second is a typical semi-transparent ice cloud with a significant slope in the window channels, between 800 and 1000 cm^{-1}. Through these 2 cases, the performance of FRTMs and the sensitivity to cloud parameters are discussed.

3.1.2. Case of a Low-Level Liquid Cloud

[25] Figure 1 shows the CLWC Lindenberg profiles at the IASI overpass for June 2nd at 8h53. The cloud layer which is around 880 hPa and consistent with the MAIA cloud mask (L. Lavanant, MAIA-3 AVHRR cloud mask and classification. EUMETSAT contract, 2002. Documentation available at: http://www.meteorologie.eu.org/ici/maia/maia3.pdf) indicates the presence of an overcast opaque low-level cloud at 875 hPa. Additionally, the observation (Figure 2a) corresponds to the signature of an opaque low cloud with warm brightness temperatures (282 K) and a flat spectrum in the window channels. The CO_2-Slicing CTP of 872 hPa and effective emissivity of 0.94 were used to simulate the spectrum with the RTTOV absorption approach and the departure to the observed spectrum is shown in Figure 2b. The HISCRTM and RTTOV (with the stratus continental parameterization) results are respectively presented in Figures 2c and 2d. Both cloud-scattering models simulate well, and in a similar way, the observed spectrum except in the 1100–1250 cm^{-1} region where the simulated BTs are slightly too warm. The absorption assumption is accurate enough to simulate the observation in case of an opaque or nearly opaque cloud. Similar conclusions were found for other opaque liquid situations and also for high-level opaque ice clouds (not shown).

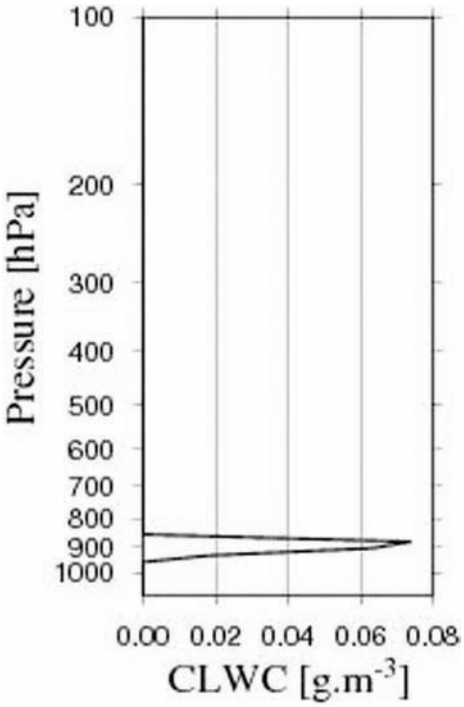


Figure 1. Lindenbreg situation of June 02nd 2007, 08h53. IWC profile of a low-level overcast cloud.

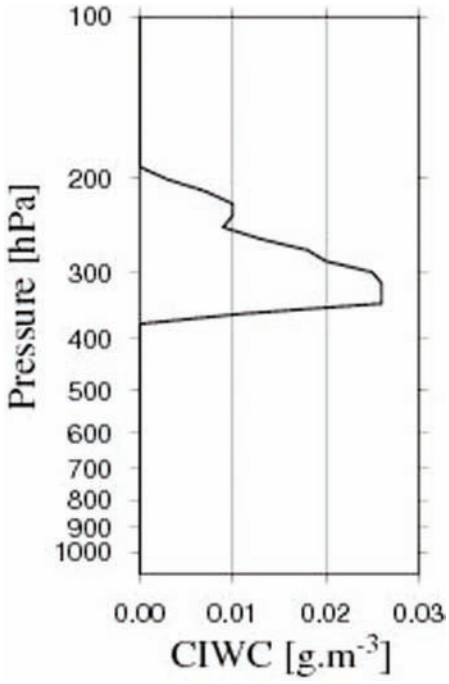


Figure 3. Lindenberg situation of June 21sh 2007, 09h01. IWC profile. The situation is overcast.

3.1.3. Case of a Semi-transparent Ice Cloud

[26] The situation of June 21st 2007 at 09h01 presents a good spatial and temporal co-location (less than 10 km and 5 min) between the IASI and the Lindenberg measurements. The situation, for which the CIWC profile is shown in Figure 3, corresponds to an overcast high-level thin cloud with a small visible COT of 2.04 (1.27 in IR). This is in agreement first with the strong 10 K slope in the IASI window region which is typical of COT values less than 5 and small De and second with the CO_2-Slicing CTP at 240 hPa and the relatively small effective emissivity Nε (0.69). Moreover, the AVHRR cloud mask detected an overcast semi-transparent cloud and the observer reported a cirrostratus at the MetOp overpass.

[27] For the current case, relatively large De values of 60 μm in HISCRTM and 57 μm (constant profile) in RTTOV were found manually to fit the IASI spectrum slope. Figure 4 respectively shows the observed IASI spectrum (4a) and the simulated-observed residuals with the RTTOV absorption

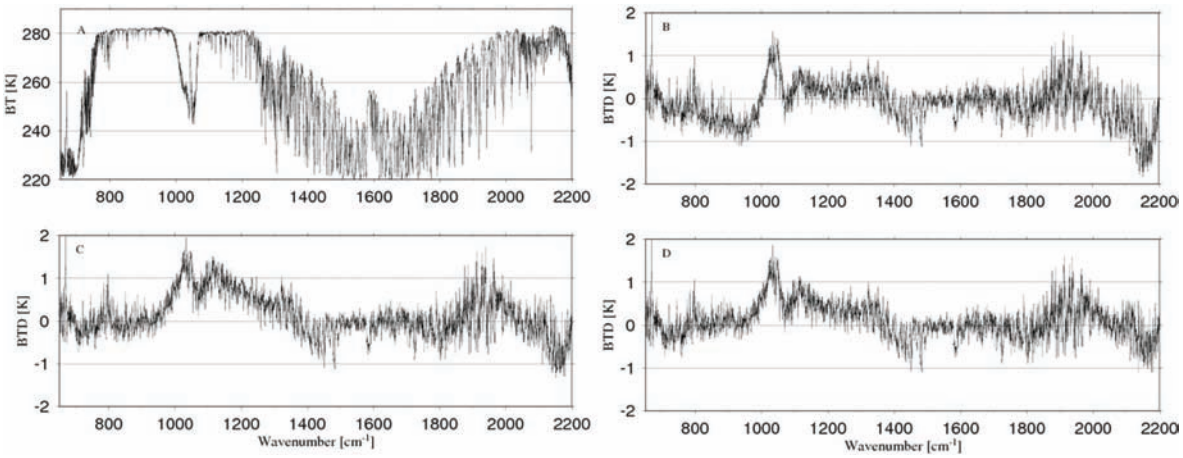


Figure 2. Lindenberg situation of June 2nd 2007, 08h53. Low-level liquid cloud. (a) Observed IASI spectrum. Residuals for (b) RTTOV with CTP and Nε from the CO2-Slicing method, (c) RTTOV with the stratus continental parameterization, and (d) HISCRTM with CTP from the CO2-Slicing method.

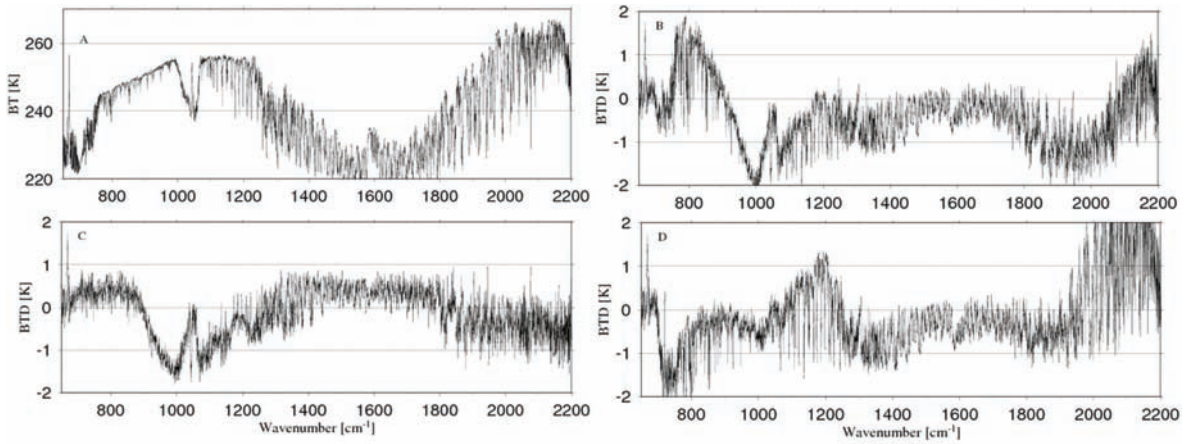


Figure 4. Lindenberg situation of June 21th 2007, 09h01. Semi-transparent ice cloud. (a) Observed IASI spectrum. Residuals for (b) RTTOV with CTP and Nε from the CO2-Slicing method, (c) RTTOV with the hexagonal ice crystal shape option and a mean De of 57 μm, and (d) HISCRTM with CTP from the CO2-Slicing method and a De of 60 μm.

approach (4b), RTTOV (4c) and HISCRTM (4d). The residuals with the RTTOV absorption model are small but the method is unable to simulate the slope of the measured spectrum. The better fit to the slope using RTTOV or HISCRTM, indicates that the use of the cloud microphysical and optical properties could help to better describe the IASI spectrum for this type of clouds. To conclude with this case, having an accurate cloud ice profile in input, both models were able to correctly simulate the scattering effects of the ice particles.

3.2. Impact of Uncertainties of Cloudy Inputs

[28] We have shown, through 2 cloudy situations of the Lindenberg campaign, the capabilities of RTTOV and HISCRTM to simulate the IASI cloudy spectra. Although the obtained biases for these two simulations are acceptable in a data assimilation process, some questions are worth asking. What are the impact and significance of the effective diameter (De) in these two models? What is the impact of the crystal shape? What is the impact of cloudy uncertainties on the computed spectrum? And more generally, how acceptable are the uncertainties are for an operational use?

3.2.1. Effective Diameter De

[29] The definition and the meaning of the effective diameters (De) of cloud particles composed of nonspherical ice crystals is ambiguous since it does not represent a physical or measurable property of the ice crystal. Moreover, no universal definition is used in FRTMs.

[30] For semi-transparent cloud situations described in section 3.1.3, we evaluated the different parametrizations of the effective diameter of RTTOV (Boudal, McFarquhar, Wyzer and Ou & Liou) for randomly oriented hexagonal columns and aggregate crystals, the 2 available shapes in RTTOV. We also assessed the impact of the effective diameter in HISCRTM fo 4 effective diameters (15, 30, 60 and 90 microns).

[31] 1. HISCRTM: The difference brightness temperatures in HISCRTM, for two extreme values, are of the order of several kelvins (6 Kelvins between 15 and 90 microns at 1200 cm^{-1}). The De value changes the slope in the CO2 10 μm band. Note the inflection point at 906 cm^{-1} where De is very weakly correlated to the brightness temperature (Figure 5c). If it seems easy to determine the De value in the model HISCRTM, via a simple algorithm presented in *Wei et al.* [2004], this work is less obvious for RTTOV because

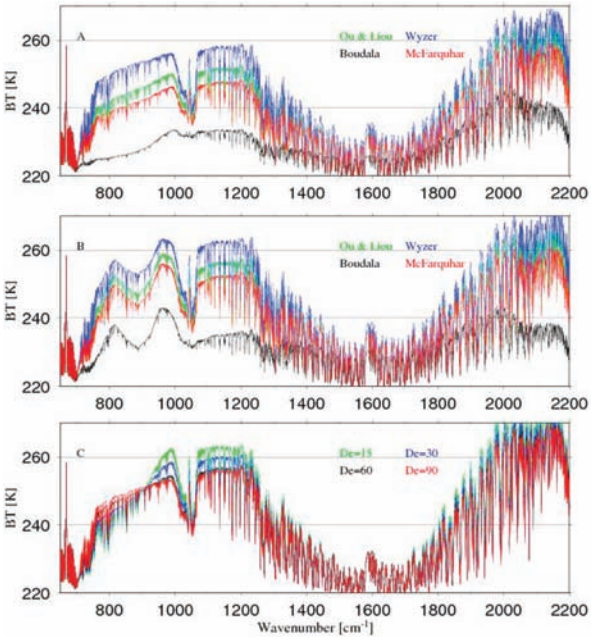


Figure 5. Impact of the 8 possible choices in RTTOV on the simulated IASI spectra. Boudala is in black, McFaquhar in red, Ou & Liou in green, Wyser in blue. (a) Randomly oriented hexagonal columns. (b) Ice aggregates. (c) The sensitivity of De in HISCRTM (De = 15, 30, 60, 90 μm).

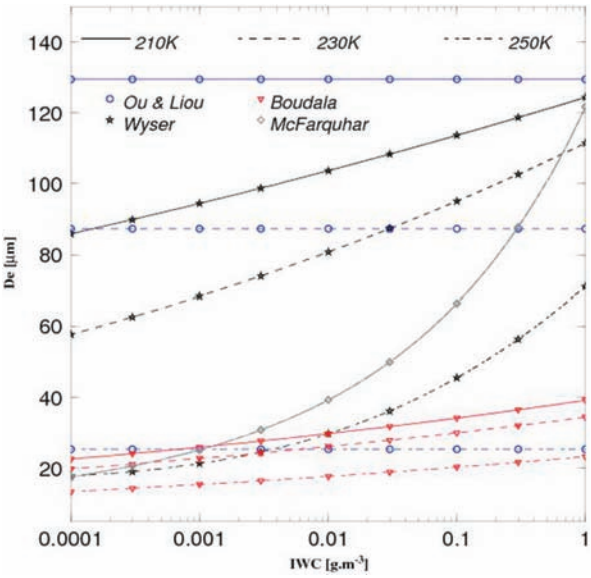


Figure 6. Impact of the 4 possible parameterizations in RTTOV on the effective diameter. Boudala is in red with triangles, McFaquhar in gray with diamonds, Ou & Liou in blue with circles, Wyser in black with stars.

a change of De has impacted significantly not only the slope, but also the spectral region of the window channels.

[32] 2. RTTOV: Figure 6 shows the ice crystal effective diameter De as function of the CIWC and different cloud top temperatures for the 4 possible parameterizations in RTTOV. This figure illustrates the large variability of the spectra due to the De parameterizations. The differences can reach 20 K in the simulated brightness temperature depending on the user's choice (Figure 5a) between the parameterizations of Boudala and Wyzer. There are numerous facts explaining this huge variability, including the De definition used to build the parameterization [*McFarquhar and Heymsfield*, 1998; *McFarquhar et al.*, 2007].

3.2.2. Crystal Shape

[33] Figure 5 also illustrates the sensitivity to the crystal shape. In HISCRTM, because the shape is correlated with the size of the crystal (see section 2.2), it is difficult to measure the impact of the crystal shape on the brightness temperature.

[34] In RTTOV, the uncertainty of the crystal shapes (randomly oriented hexagonal columns or aggregate) can lead to uncertainty on the brightness temperature of several kelvins (5 K based on the parameterization of McFarquhar around 1200 cm^{-1}). This uncertainty decreases as the optical thickness of the cloud increases [*Wendish et al.*, 2007]. During our study, we use the randomly oriented hexagonal crystals because the simulated spectra shapes with the aggregate crystals were never observed with the IASI observations during our study.

3.2.3. Cloud Water Content

[35] We have evaluated the impact of cloud water content uncertainties on the brightness temperature. For this, we have statistically computed the error covariance matrix of the cloud ice/liquid water content from ECMWF forecast data by determining the departure between the analysis and the 12 h forecast. This has been done for mid latitudes in the northern hemisphere during the Lindenberg campaign period as a first approach. The statistic errors of CIWC and CLWC are represented in Figure 7. Applying an error on the CIWC profile of Figure 3 of a size compatible with these statistics, the brightness temperature difference between this result and the result obtained with the unmodified CIWC profile reached 9 K in the long wave window channel region (not shown). This study gives an order of magnitude of the potential impact on the simulated brightness temperature uncertainties with the a-priori representative errors of CIWC and CLWC in an operational context. Due to in situ measurements, cloud profile errors from Lindenberg should be lower resulting in a lower uncertainty on the brightness temperature.

[36] The impact of the cloud water content uncertainty should decrease with the increase of cloud water content (or COT) due to the saturation of FRTMs. Figure 8 illustrates this phenomenon by showing the difference in brightness temperatures (simulated clear minus cloudy at 900.5 cm^{-1}) function of IR COT and VIS COT at a given pressure level and for the 2 FRTMs. The black dotted line represents the opaque cloud at this pressure level. So, COT uncertainties do not have the same impact on the computed brightness temperature with a small COT value and large COT value.

[37] Finally, unlike HISCRTM, RTTOV directly uses the cloud water content profile which is a major advantage in a NWP context. However, this vertical distribution is also an uncertainty source. To illustrate it, we just reversed the cloud water content vertical distribution of the cloud, the column

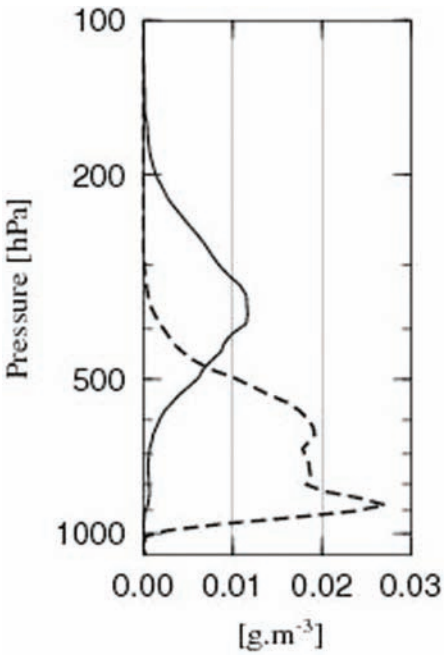


Figure 7. Covariance error of CIWC (full line) and CLWC (dash line) obtained from a statistic of ECMWF forecast in the middle North latitude during the Lindenberg campaign.

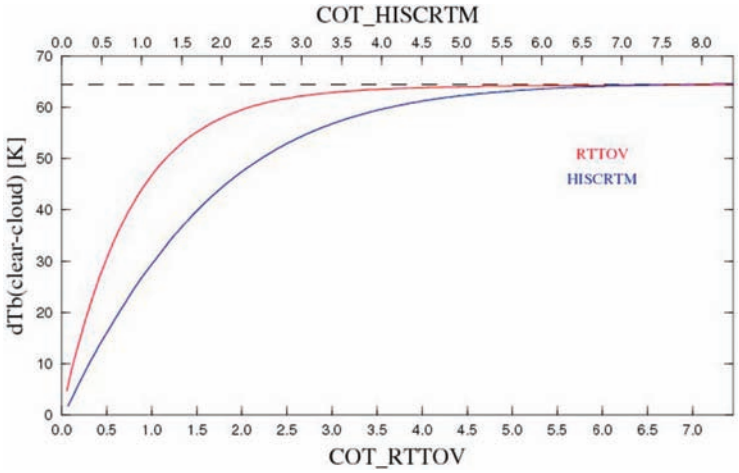


Figure 8. Clear minus cloudy BT at 900.5 cm-1, function of the IR COT for RTTOV in red and the Visible COT for HISCRTM in blue.

integrated IR COT and all other parameters remaining unchanged. The impact on the departure of the simulated minus observed spectra is larger than 3 K for the long-wave window channels (Figure 9).

3.2.4. Toward an Operational Use

[38] We listed all cloudy input and their associated uncertainties on the computed brightness temperature for the 2 FRTMs in Table 1. The obtained uncertainties give an order of magnitude for a thin cloud (section 3.1.3) which is larger than an acceptable bias in data assimilation. In order to use these FRTMs in an operational context, we thus have to implement a strong and robust screening method in order to be confident enough with the cloudy inputs for the cloudy data to be assimilated, as explained in the next section. We also have to select the De value for each FRTM. Because we did not have information about it, we arbitrarily decided to rely on each IASI observation to choose this De. Regarding HISCRTM, De was adapted to describe the slope between 780 and 960 cm^{-1}, in RTTOV we chose among the 4 parameterizations.

[39] Finally, we consider, in our study, correct cloudy radiances when the cloud water profiles are accurate enough (see screening method section 4.2) with the De value which minimizes the residuals (obs – simulated).

4. Coregistered MetOp /A-Train Data Set

[40] This study with a set of Lindenberg profiles provided an insight in FRTMs performances and their sensitivity toward cloud profiles. The main objectives of this part are, first, to define a screening method based on IASI observations and input cloud variables only, in order to select the

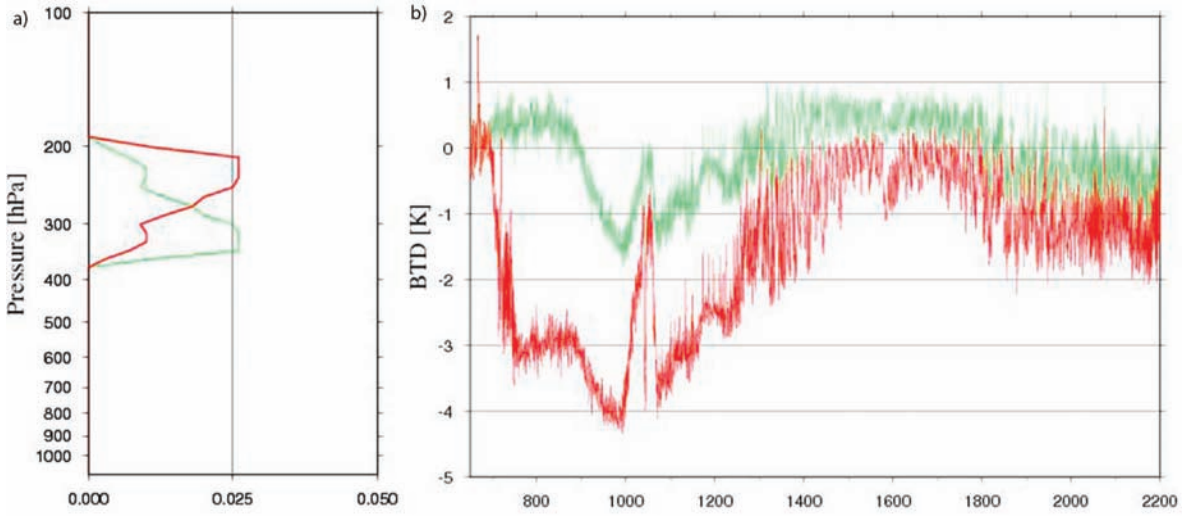


Figure 9. Impact of cloud vertical distribution in RTTOV. (a) The two cloud profiles, located on the same layers with the same COT but two different shapes. (b) The resulting departure with the observation.

Table 1. Impact of Input Cloud Uncertainties on the Brightness Temperature

Cloudy Input Uncertainty	ΔTB RTTOV	ΔTB HISCRTM
Crystal shape	5 K	-
De	20 K	6 K
Cloud water content	9 K	9 K
Vertical distribution of cloud water content	3 K	-

situations having input cloud information consistent with observations and second to statistically validate the two FRTMs using the cloud profiles inferred from the A-Train active sensors.

4.1. A-Train Dardar Cloud Profiles

[41] In this section, we used a data set [*August et al.*, 2011], made in the context of the ConcordIasi campaign [*Rabier et al.*, 2010], of collocated observations from the IASI and AVHRR instruments on MetOp, and from the Cloud Profiling Radar (CPR) and Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) on the A-Train satellites constellation. The spatial and temporal departures between the instruments are less than 14 km and 10 min. The CIWC and De profiles from the synergetic Dardar products between the CPR, CALIOP and the MODIS IR radiometer [*Delanoë and Hogan*, 2008, 2010] were added to the data set. The Dardar CIWC profiles are retrieved using a variational estimation of three physical parameters: extinction to backscatter ratio, visible extinction coefficient and the ice normalized number concentration parameter. The CALIOP products (cloud flag, COT, cloud reflectivity), the CPR products (cloud phase, COT, De and CIWC) and the Dardar profiles (CIWC, De) were obtained via the ICARE thematic center icare.univ-lille1.fr that provides the research community with various products related to the atmosphere. De defined in Dardar and CPR are different by their definition, Dardar uses the *Foot* [1988] parameterization and gives a De profile whereas CPR uses a Modis product and gives a mean value for the whole cloud. Hereafter, we refer to the Dardar De value.

[42] Of a total of 20896 co-locations from September 2010 to January 2011, 7931 (38%) of them were declared cloudy and overcast by the AVHRR cloud mask and Dardar. This large number of co-locations allows statistics between independent measurements, but given the orbit properties of MetOp and the A-train satellites the spatial and temporal coincidences are only found in high-latitude regions for latitudes poleward of 60. In this study, cloud inputs are derived from the A-Train, and other parameters (temperature, humidity, ozone profiles and surface parameters) are extracted from the French ARPEGE forecast. During the Concordiasi campaign, (F. Rabier, personal communication, 2012) a good accuracy of this optimized version of ARPEGE was found in comparison with observational measurements on the Antarctic continent.

4.2. Elaboration of a Screening Method

[43] Bearing in mind the high sensitivity of the scattering models to small errors in the input cloud information, this section proposes to define a method for discarding situations with too large inconsistencies between the cloud inputs and the observed IASI radiances. Indeed variational systems assume linear or near-linear processes which require that the a-priori is not too far away from the solution. In this particular study, many reasons may explain the inconsistencies. First, MetOp and A-Train instruments, which have different footprint sizes, do not exactly observe the same column of atmosphere and possibly not the same cloud. Furthermore, the frequency domains of the IASI, CPR and CALIOP instruments are different, leading to different interactions of the wavelength to the ice particles and very different capabilities to penetrate in the cloud. As the consequence the 3 sensors do not "see" the same cloud thickness and have different information. This may affect the representativeness of Dardar's CIWC in the IR domain.

[44] The definition of the screening method was driven by HISCRTM which makes use of less a-priori cloud information. The screening is built as follows. First, situations with a CTP from the CO2-slicing or AVHRR, found outside the CIWC profile, are removed. Then, the situations are classified as opaque or semitransparent depending on their VIS COT. As seen in Figure 8, the signal is completely absorbed in the cloud layer for integrated VIS COT values greater than 5 (also indicated in *Winkler et al.* [2003]) and the cloud is classified as opaque.

[45] 1. For the opaque clouds, a CTP is determined from the CIWC profile, which corresponds to the pressure level for which the integrated COT of the upper cloudy layers is equal to 5. The situations with a difference with the AVHRR CTP larger than 100 hPa (Figure 10, left) are discarded.

[46] 2. For the semi-transparent clouds, the filter is based on the CO_2-slicing effective emissivity Nε. As all collocated situations are overcast, Nε is an estimation of the cloud emissivity. Figure 10 (right) presents the cloud emissivity as a function of the Dardar cloud water path. The color scale represents the difference of brightness temperature (DBT) between the HISCRTM simulated and observed spectra at 906 cm^{-1}. This channel was chosen because of its small sensitivity to the De parameter (see Figure 5c). To select the situations with small HISCRTM DBTs, we applied a linear band-pass filter symbolized by the straight lines in the figure. Note that IWP + LWP are in a logarithmic scale to be consistent with the radiative transfer equation which links emissivity, absorption, reflectance or transmittance with the IWP and LWP as an exponential (through the COT calculation).

[47] As a summary, a screening method independent from FRTMs, has been defined to process opaque and semi-transparent clouds. It is based on observations (CTP, Nε) and the input cloud profile (IWP and LWP) only.

4.3. Results

[48] As mentioned in section 3.2.4, the De parameter has been chosen to minimize the residuals between simulated and observed IASI spectra. Regarding HISCRTM, De was adapted to describe the slope between 780 and 960 cm^{-1}, in RTTOV we chose among the 4 parameterizations and the De Dardar profile.

[49] Using the screening process described previously, 70% of the co-locations were classified as semi-transparent. Then, out of the 2317 opaque clouds, 1562 (67%) were selected. For semi-transparent clouds, only 536 (10%)

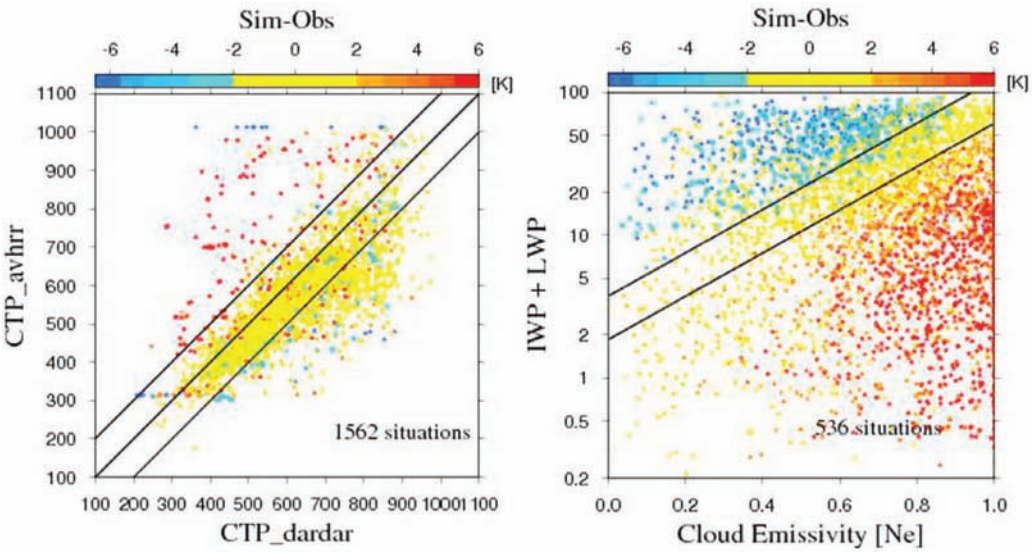


Figure 10. Scatterplots of HISCRTM residuals. (left) Opaque clouds and (right) semi-transparent clouds. Straight lines symbolize the filters.

among the 5614 situations were selected, due to the deliberate strictness of the filter. Figure 11 presents the spectral statistics of departures separately for semi-transparent and opaque clouds and the histograms of departure for channel 906 cm^{-1} for both categories. The histograms are close to a Gaussian shape with zero bias, except for RTTOV for opaque clouds having a 2 K bias. This bias may be explained by the fact that the Dardar CIWC profile is less accurate

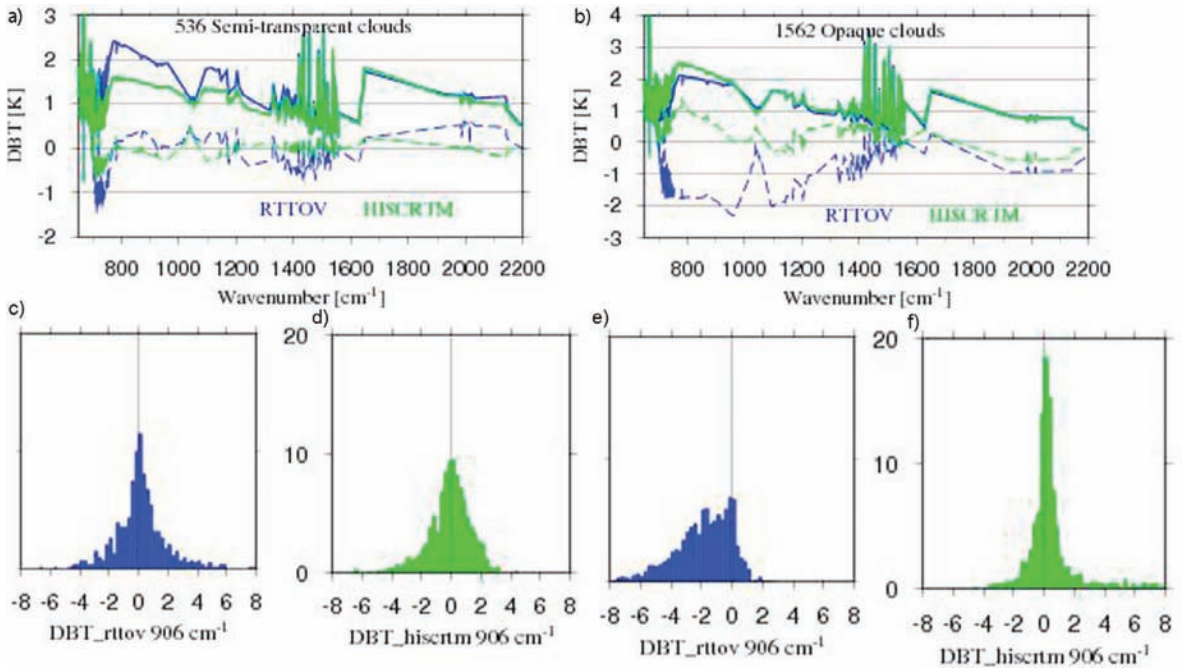


Figure 11. A-Train data set: results for HISCRTM (green) and RTTOV (blue), for (a, c, d) semi-transparent and (b, e, f) opaque clouds. Figures 11c–11f are the histograms of departures for a channel nearly insensitive to De, and Figures 11a–11b are the statistics of departures for all channels. Full lines represent the standard deviations and dashed lines the biases.

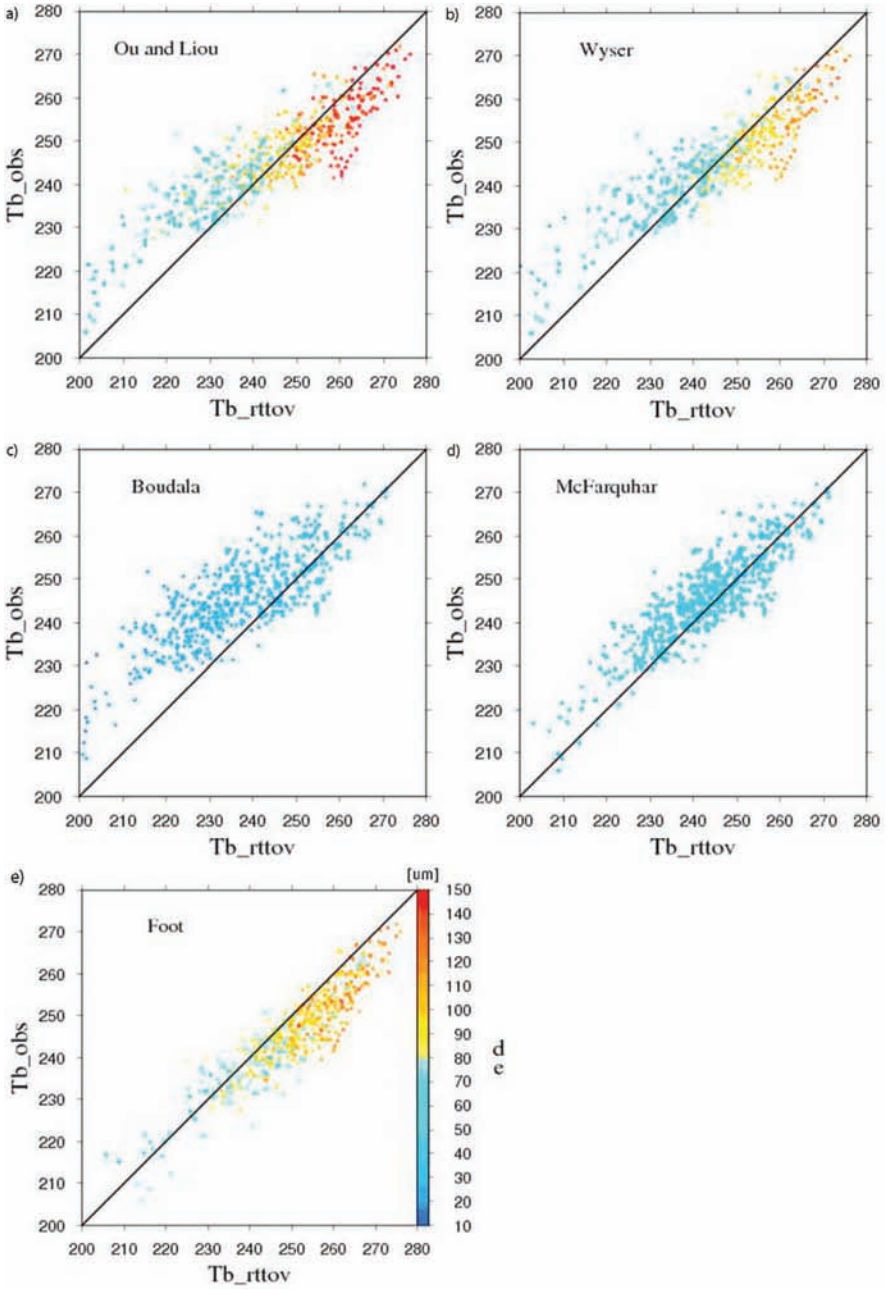


Figure 12. Scatterplots of simulated and observed BT with the four available RTTOV and Dardar parameterizations. The value of De is the mean De on the no saturating layers (COT < 5).

Table 2. Choice of Parameterization in RTTOV for the A-Train Data Set, Which Best Described the Observed IASI Spectrum (in Percent)

	Opaque	Semi-transparent
Ou & Liou	4.93%	15.30%
Wyser	11.14%	16.60%
Boudala	2.82%	20.71%
McFarquar	6.02%	19.22%
Dardar	75.10%	28.17%

when the lidar and radar are not used simultaneously (J. Delanoë, personal communication, 2012). This bias does not appear in the HISCRTM processing, because the cloud top pressure is probably accurate and the integrated value of cloud water content is larger than the saturation value. Nevertheless, the simulations are not very different from the observed radiances. In the case of semi-transparent clouds, the bias fluctuates around zero whatever the FRTM, with a standard deviation under 2 K, except for RTTOV which is between 750 and 900 cm^{-1}. These results are fully acceptable to a further variational process and are mainly due to the severity of the semi-transparent cloud filter.

[50] Figure 12 shows the scatterplots of observed and RTTOV simulated radiances of semi-transparent clouds for the 5 parameterizations. The figure highlights the high sensitivity to De parameters. For example, the statistics differences between Boudal and McFarquhar parameterization show De differences of 10 μm and a bias larger than 2 K for the semi-transparent clouds (not shown in the figures). Table 2 indicates the percentage of each parameterization used in this study. 75% of the time, the Dardar parameterization has been chosen for opaque clouds. Note that this parameterization is not an available choice in RTTOV. For semi-transparent cases, no parameterization dominates the choice.

5. Simulations of IASI Spectra Using ECMWF Cloud Profiles

[51] In the previous sections, it was shown that the use of FRTMs including cloud optical properties is useful for a better treatment of ice phase or extended cloud single layers. However, these studies focused on cloud profiles extracted from observational data. In this section, we have extended the study to global conditions during a 6-day period in February 2011, using ECMWF cloud variables as input of the FRTMs. The spatial and temporal departures between IASI and NWP forecasts are less than 0.5 degrees in latitude and longitude and less than 1h30. It is proposed to investigate the current capabilities in an operational context of both cloud-scattering models with an a-priori knowledge of the atmospheric cloud state vector, with a view to future exploitation within 1DVar and NWP assimilation.

[52] In this study, partly covered situations (AVHRR cloud cover in IASI fov <95%) and multilayer situations (those with 2 layers separated by more than 200 hPa) were first discarded. Then, the screening method described in section 4.2 was used to select the situations having NWP cloud profiles consistent with the observations. The parameterization among the four that minimizes the residuals between simulated and IASI observed spectrum was chosen in RTTOV and the De value which described the slope of the observation was selected in HISCRTM (section 3.2.4).

[53] Figure 13 presents the statistics and the histograms of calculated-observed radiances for semi-transparent and opaque clouds separately. For opaque clouds, the biases fluctuates around zero whatever the FRTMs used, with

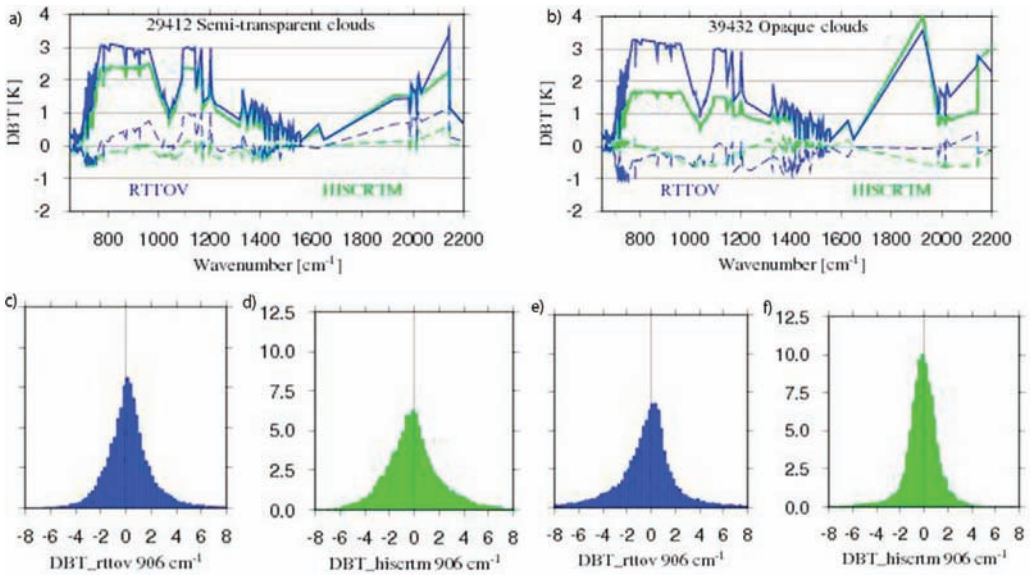


Figure 13. Same as Figure 11 but for the global data set over a 6 day period.

Table 3. Global Data Set[a]

	RTTOV		HISCRTM	
	Semi-transparent	Opaque	Semi-transparent	Opaque
North polar	6299/3.84/0.36/1.30	5395/17.17/−0.29/1.87	6299/3.84/−0.17/1.44	5395/17.17/0.14/1.09
North mid	7766/2.60/0.34/2.25	9838/8.30/0.09/2.95	7766/2.60/0.11/2.42	9838/8.30/−0.02/1.44
Tropical	4279/2.13/0.75/4.81	4246/5.28/−1.83/4.49	4279/2.13/0.49/3.42	4246/5.28/−0.88/2.66
South mid	2939/5.13/0.84/3.42	10765/17.99/−0.49/3.06	2939/5.13/−0.45/2.52	10765/17.99/−0.37/1.61
South polar	6237/3.40/0.04/1.38	8302/3.84/13.55/2.24	6237/3.84/−0.29/1.54	8302/3.40/0.02/1.12

[a]Statistics of calculated-observed brightness temperatures at 906 cm^{-1} depending on the latitude. The numbers correspond to: number of situations/percent of selected situations/bias/standard deviation.

smaller standard deviations for HISCRTM, probably due to a preliminary rejection of complex multilayer situations and to the use of the observed spectrum itself to define the cloud level. Note that the RTTOV bias observed in the A-Train data set (Figure 10) has been almost completely removed. For semi-transparent clouds, biases are of the same order of magnitude than with the A-Train data set (Figure 10), but the standard deviations are increased by about 1 K for both HISCRTM and RTTOV. Many factors may explain this relatively slight degradation. First, in the high-latitude A-Train data set, clouds are mostly in an ice phase whereas in this study, the three phase conditions (liquid, mixed and ice) are often observed and processed in the same situation. For these cases, the HISCRTM input phase is set to ice, which is not appropriate. Second, although inconsistent NWP cloud profiles with IASI observations were discarded, the diversity in the vertical distribution of clouds for this global data set is much more important than in the high-latitude A-Train data set. Table 3 summarizes the statistics in bias and standard deviation at 906 cm^{-1} for the 5 latitude bands (NH polar, NH midlatitude, Tropics, SH midlatitude and SH polar). The number of co-registrations and the percentage of processed situations are also given. For both RTTOV and HISCRTM, the standard deviations increase when moving from polar to tropical latitudes, whatever the cloud type. In the Tropics, clouds are often more vertically extended than in other regions, increasing the possible errors in the cloud vertical distribution and leading to larger errors in the RTTOV calculated radiances (see Figure 9). And for HISCRTM, the assumption of a single layer located at a defined pressure level is poor. In the Tropics, the screening efficiency should be improved in a later study, mainly for multilayer clouds.

[54] Figure 13 shows the maps of brightness temperature departures at 906 cm^{-1} for the selected and processed situations over the 6 days experiment, separately for the two FRTMs and the two cloud types. The maps on Figure 14

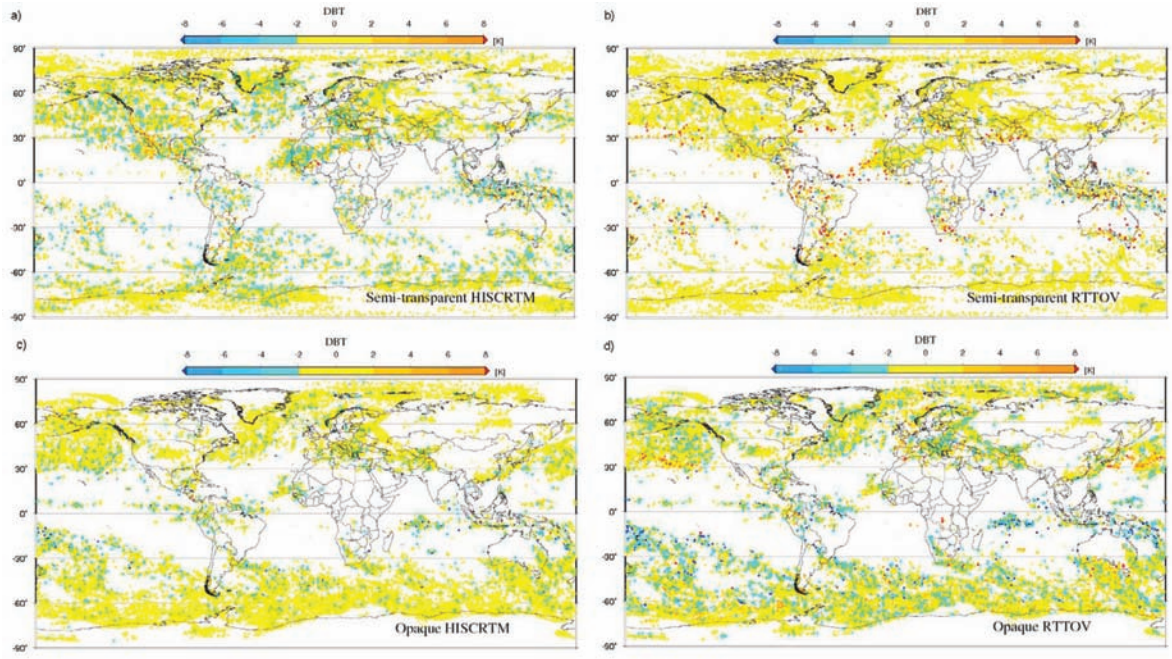


Figure 14. Maps of simulated-observed brightness temperatures at 906 cm-1 over a 6 day period. (a, c) HISCRTM and (b, d) RTTOV for semi-transparent (Figures 14a and 14b) and opaque (Figures 14c and 14d) clouds.

show the high geographical heterogeneity of the situations selected by the screening. Tropical latitudes are poorly described. A study conducted at ECMWF [*Forbes and Tompkins*, 2011] indicated an underestimation of ECMWF CIWC in the Tropics, which explains the poor simulations of some situations in this region and also reveals the good performance of the screening which removed most of these data. The maps also confirm the better simulation of IASI radiances with HISCRTM for opaque clouds and with RTTOV for semi-transparent clouds. Note that for RTTOV, a small subset gives large departures, above 10 K, mainly located in tropical areas for semi-transparent clouds (red points on the map) and for south hemisphere opaque situations (blue points). These situations, which are outside the histograms of Figure 13, have a non-negligible impact on the statistics and it is obviously recommended not to assimilate them. To conclude with Figure 13, no real difference is observed between sea and land situations and no separate statistics are presented here.

6. Conclusions and Outlook

[55] The two HISCRTM and RTTOV cloud forward radiative transfer models including cloud microphysical properties were assessed in this paper. In the first part of the article, through examples of collocated IASI observations and in situ cloud profiles from the Lindenberg ground-based campaign we investigated the behavior of both models. Then, extending the study to collocated A-Train and IASI/AVHRR measurements, we have shown the positive contribution of these scattering models to simulate cloudy spectra for ice crystals when cloud profiles are accurate enough. Thanks to the Dardar cloud products, a robust screening method was defined. This method is based on the IASI/AVHRR observations and the cloud profiles only, and is independent from the FRTMs. Standard deviations of departure of about 2 K for both RTTOV and HISCRTM were obtained in the CO_2 window channels after discarding inconsistent situations. Note that, to expand on a global experiment, it would be interesting to use Dardar profiles with AIRS hyper-spectral sounder.

[56] In the last part of the article, an operational context was simulated with the use of cloud variables profiles from a ECMWF forecast to compute the radiances during a one-week period over the globe. In this part, the screening method obtained previously was applied, and standard deviations of residuals lower than 3 K were obtained, whatever the type of clouds and region (slightly larger in the Tropics). These results are of the same order of magnitude than those obtained with the A-Train data set which shows the robustness of the screening method.

[57] This study also revealed the large impact of the 'unknown' De on the RTTOV simulated spectrum and the large impact of uncertainties of the cloud water content. The choice of the De profile or parameterization makes the use of the package difficult for users and in the current studies, simulations were made with the parameterization that minimized residuals between the simulated and observed spectra. This is a first step toward a more physical method for the De choice.

[58] This study showed the poor description of the cloud variables in the tropical regions with the rejection of a large amount of situations by the screening. A further study with collocated AIRS and active sensors of the A-Train together with the last HISCRTM version, which allows two cloud layers and two different cloud phases, should help to understand the problems of multi layers clouds in these regions.

[59] As mentioned in section 2, RTTOV is designed to be used in a NWP assimilation with cloud profiles as control variables of the variational process and to provide cloud information on each pressure or model level. This is of course not possible with HISCRTM which makes use of a small number of cloud column information. HISCRTM is more appropriate in a stand-alone inversion with possibly good retrievals of the integrated COT and mean cloud effective radius on the column, also useful information in the NWP context.

[60] This study is the first step toward the operational retrieval of the microphysical properties of clouds from IASI measurements. We will then continue that work, after selecting informative channels for the retrieval of the clouds variables, by the implementation of a first scheme using HISCRTM to initialize and constrain a 1dVar run using RTTOV with the De profile or a De mean value on the column as control variable. The Dardar profiles of the A-Train data set will be used for the validation.

[61] **Acknowledgments.** This work has been financially supported by Météo-France and CNES. The authors would like to gratefully thank Jun Li for providing the HISCRTM package with the IASI coefficients. We would like to thanks Icare center which provide us Dardar profiles. We thank our colleagues at CMS, Pascal Brunel for his help in implementing RTTOV and Jérôme Vidot for his useful discussions regarding the validation aspects. Finally, we would like to acknowledge Tony McNally and Thierry Phulpin for their comments which permitted considerable improvements in the definition of this study.

References

Amorati, R., and R. Rizzi (2002), Radiances simulated in presence of clouds by use of a fast radiative transfer model and a multiple-scattering scheme, *Appl. Opt.*, *41*(9), 1604–1614, doi:10.1364/AO.41.001604.

August, T., et al. (2011), Validation and intercomparison of operational IASI Polar products with CALIOP and ConcordIasi data, paper presented at the EUMETSAT Conference, Oslo, 5–9 Sept.

Baran, A. J., and P. N. Francis (2004), On the radiative properties of cirrus cloud at solar and thermal wavelengths: A test of model consistency using high-resolution airbone radiance measurements, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *130*, 763–778, doi:10.1256/qj.03.151.

Boudala, F. S., G. A. Isaac, Q. Fu, and S. G. Cober (2002), Parameterization of effective ice particle size for high latitude clouds, *Int. J. Climatol.*, *22*, 1267–1284, doi:10.1002/joc.774.

Chou, M.-D., K.-T. Lee, S.-C. Tsay, and Q. Fu (1999), Parameterization for cloud longwave scattering for use in atmospheric models, *J. Clim.*, *12*, 159–169, doi:10.1175/1520-0442-12.1.159.

Collard, A. D., and A. P. McNally (2009), The assimilation of Infrared Atmospheric Sounding Interferometer radiances at ECMWF, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *135*, 1044–1058, doi:10.1002/qj.410.

Delanoë, J., and R. J. Hogan (2008), A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar, and infrared radiometer, *J. Geophys. Res.*, *113*, D07204, doi:10.1029/2007JD009000.

Delanoë, J., and R. J. Hogan (2010), Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00H29, doi:10.1029/2009JD012346.

Eyre, J. R. (1989), Inversion of cloudy TOVS radiances by non-linear optimal estimation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *115*, 1001–1037.

Eyre, J. R. (1991), A fast radiative transfer model for satellite sounding systems, *ECMWF Res. Dept. Tech. Memo.*, *176*, 1–28.

Foot, J. S. (1988), Some observations of the optical properties of clouds–2. Cirrus, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *114*, 145–164, doi:10.1002/qj.49711447908.

Forbes, R., and A. Tompkins (2011), An improved representation of cloud and precipitation, *ECMWF Newsl.*, *129*, 13–18.

Fu, Q., P. Yang, and W. B. Sun (1998), An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds for climate models, *J. Clim.*, *25*, 2223–2237.

Guidard, V., N. Fourrié, P. Brousseau, and F. Rabier (2011), Impact of IASI assimilation at global and convective scales and challenges for tha assimilation of cloudy scenes, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *137*, 1975–1987, doi:10.1002/qj.928.

Hess, M., P. Koepke, and I. Schult (1998), Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *79*, 831–844, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0831:OPOAAC>2.0.CO;2.

Huang, H.-L., P. Yang, H. Wei, B. A. Baum, Y. Hu, P. Antonelli, and S. A. Ackerman (2004), Inference of ice cloud properties from high spectral resolution infrared observations, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *42*, 842–853.

Kahnert, F. M. (2004), Reproducing the optical properties of fine desert dust aerosols using ensembles of simple model particles, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, *85*, 231–249, doi:10.1016/S0022-4073(03)00227-9.

Lavanant, L., et al. (2011), Comparison of cloud products within IASI footprints for the assimilation of cloudy radiances, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *137*, 1988–2003, doi:10.1002/qj.917.

Li, J., H.-L. Huang, C.-Y. Liu, P. Yang, T. J. Schmidt, H. Wei, E. Weisz, L. Guan, and W. P. Menzel (2005), Retrieval of cloud microphysical properties from MODIS and AIRS, *J. Appl. Meteorol.*, *44*, 1526–1543, doi:10.1175/JAM2281.1.

Matricardi, M. (2005), The inclusion of aerosols and clouds in RTIASI, the ECMWF fast radiative transfer model for the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer, *ECMWF Tech. Memo*, *474*, 1–53.

McFarquhar, G. M., and A. J. Heymsfield (1998), The definition and significance of an effective radius for ice clouds, *J. Atmos. Sci.*, *55*, 2039–2052, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<2039:TDASOA>2.0.CO;2.

McFarquhar, G. M., S. Iacobellis, and R. C. J. Somerville (2003), SCM simulations of tropical ice clouds using observationally based parameterizations of microphysics, *J. Clim.*, *16*, 1643–1664, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<1643:SSOTIC>2.0.CO;2.

McFarquhar, G. M., J. Um, M. Freer, D. Baumgardner, G. L. Kok, and G. Mace (2007), The importance of small ice crystals to cirrus properties: Observations from the Tropical Western Pacific International Cloud Experiment (TWP-ICE), *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L13803, doi:10.1029/2007GL029865.

McNally, A. P. (2009), The direct assimilation of cloud-affected satellite infrared radiances in the ECMWF 4D-Var, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *135*, 1214–1229, doi:10.1002/qj.426.

Menzel, W. P., L. W. Smith, and T. R. Stewart (1983), Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, *22*, 377–384.

Ou, S. C., and K.-N. Liou (1995), Ice microphysics and climatic temperature feedback, *Atmos. Res.*, *35*, 127–138, doi:10.1016/0169-8095(94)00014-5.

Pangaud, T., N. Fourié, V. Guidard, M. Dahoui, and F. Rabier (2009), Assimilation of AIRS radiances affected by Mid to Low-Level Clouds, *Mon. Weather Rev.*, *137*, 4276–4292, doi:10.1175/2009MWR3020.1.

Pavelin, E. G., S. J. English, and J. R. Eyre (2008), The assimilation of cloud-affected infrared satellite radiances for numerical weather prediction, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *134*, 737–749, doi:10.1002/qj.243.

Rabier, F., et al. (2010), The Concordiasi project in Antarctica, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *91*, 69–86.

Saunders R., et al. (2010), RTTOV-9 science and validation report, *NWPSAF-MO-TV-020*, EUMETSAT, Darmstadt, Germany.

Stamnes, K., S. C. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera (1988), Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Opt.*, *27*, 2502–2509, doi:10.1364/AO.27.002502.

Stiller, B., K. Barfus, U. Görsdorf, and F. Berger (2007), EUMETSAT Polar System Programme Atmospheric Sounding Campaign, *EUMETSAT Contract EUM/CO/06/1566/FM*, EUMETSAT, Darmstadt, Germany.

Takano, Y., and K. N. Liou (1989), Solar radiative transfer in cirrus clouds. I. Single scattering optical properties of hexagonal ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, *46*, 20–36, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<0020:SRTICC>2.0.CO;2.

Wei, H., P. Yang, J. Li, B. A. Baum, H. L. Huang, S. Platnick, and Y. X. Hu (2004), Retrieval of ice cloud optical thickness from Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *42*, 2254–2267, doi:10.1109/TGRS.2004.833780.

Wendish, M., P. Yang, and P. Pilewskie (2007), Effects of ice crystal habit on thermal infrared radiative properties and forcing on cirrus, *J. Geophys. Res.*, *112*, D08201, doi:10.1029/2006JD007899.

Winkler, D. M., J. R. Pelon, and M. P. McCormick (2003), The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng.*, *4893*, 1–11.

Wylie, D. P., and W. P. Menzel (1999), Eight years of high cloud statistics using HIRS, *J. Clim.*, *12*, 170–184.

Wyser, K. (1998), The effective radius in cirrus clouds, *J. Clim.*, *11*, 1793–1802, doi:10.1175/1520-0442(1998)011<1793:TERIIC>2.0.CO;2.

Vers une meilleure utilisation des observations du sondeur IASI pour la restitution des profils atmosphériques en conditions nuageuses

AUTEURS :	François FAIJAN
DIRECTEURS DE THÈSE :	Lydie LAVANANT, Florence RABIER
DISCIPLINE :	Océan-Atmosphère
INTITULÉ ET ADRESSE DU LABORATOIRE :	Centre météorologie Spatiale, Météo-France Avenue de Lorraine, 22307 LANNION Cedex, France,

RESUME

Le sondeur hyperspectral infrarouge IASI, dont le premier modèle vole depuis 2006 sur le satellite défilant météorologique Metop-A, a déjà conduit à des retombées scientifiques très spectaculaires, en prévision météorologie et pour l'étude de la composition atmosphérique et du climat. Les mesures du sondeurs sont toutefois largement sous exploitées en grande partie du à la présence des nuages dans l'atmosphère. Ces derniers interagissent avec le rayonnement incident de façon hautement non-linéaire rendant le traitement de la mesure du sondeur bien plus complexe, voire parfois rédhibitoire pour accéder depuis l'espace aux propriétés des couches atmosphériques situées au-dessus du nuage, mais également en dessous dans le cas de semi-transparence. Cependant, au vue de la quantité d'informations potentielles qu'offre les sondeurs, la communauté scientifique s'intéresse de près à l'exploitation des radiances nuageuse, c'est dans ce cadre que s'inscrivent les travaux de recherche de cette thèse. Nous proposons d'étudier deux schémas nuageux radicalement différents : la clarification nuageuse et un schéma permettant de simuler la radiance nuageuse en utilisant les propriétés optique et microphysique des nuages.

La première de ces méthodes, initiée par Smith et *al.* (1968), permet sous certaines conditions, de faire abstraction du nuage dans le pixel IASI. La méthode est basée sur l'algorithme du logiciel Scènes Hétérogènes du CNES. Après une première étape de validation, les performances de la méthode sont évaluées à travers la quantité d'information indépendante qu'offre la clarification par rapport à une chaîne de traitement des radiances nuageuses mise en place au CMS. Les résultats sont favorables à la méthode testée permettant de traiter les couches atmosphériques situées sous le nuage, possédant donc une quantité plus importante. Cependant la clarification repose à la fois sur une hypothèse forte d'homogénéité atmosphérique et ne s'applique qu'a 15% des situations nuageuses.

La seconde méthode est une simulation de la radiance nuageuse par des modèles de transfert radiatif rapides utilisant les propriétés optique et microphysique du nuage. Cette méthode présente l'avantage majeur d'utiliser les mêmes profils nuageux que ceux produits par les modèles de prévision numérique, laissant entrevoir l'assimilation de ces profils à partir de la mesure IASI. Cependant, l'utilisation de ces modèles de transfert radiatif rapide dans le cadre d'une assimilation de données n'en est encore qu'à ces prémices, très peu d'études ont été menées sur ce sujet. Nous proposons une étude en trois étapes permettant une utilisation en opérationnel de ces modèles de transfert radiatif. La première étape est une compréhension des modèles et de leur validité en réalisant quelques études de cas s'appuyant sur la campagne de mesures de Lindenberg. Ensuite, dans le cadre de la campagne ConcordIasi, une statistique est réalisée mettant en place des filtrage pour sélectionner uniquement les profils nuageux cohérent avec l'observation IASI. La dernière étape est une application en global, les statistiques révèlent une nette amélioration des écarts à l'ébauche grâce aux filtres, passant de 8K à 2K. Nous proposons tout au long de l'étude une discussion sur les modèles utilisés (RTTOV et HISCRTM), leurs points forts et leurs défaillances. Enfin l'ultime étape, permet d'évaluer les performances des profils nuageux issus des modèles de prévision numérique.

Mots clés : microphysique du nuage, transfert radiatif, sondeurs infrarouges hyper spectraux, infrarouge

ABSTRACT

The IASI hyperspectral infrared sounding interferometer, the first model of which has been flown on board the meteorological polar orbiting satellite MetOp-A since 2006, has already led to spectacular scientific breakthroughs in both weather forecasting and research into atmospheric composition and the climate. Measurements from the sounders are however largely underutilised, mainly because of the presence of clouds in the atmosphere. The highly non-linear way in which the clouds interact with incident radiation makes analysis of the readings much more complex, and can sometimes even prohibit access from space to the properties of not only the atmospheric layers located above the cloud, but also below them in the case of semi-transparency. However, in view of the potential amount of information offered by the sounders, the scientific community is very interested in exploiting cloud radiance. The research for this thesis stems from this interest. We plan to study two radically different cloud schemes: cloud clarification and a scheme which allows for simulation of cloud radiance by using the optical and microphysical properties of clouds.

The first of these methods, initiated by Smith et *al.* (1968), allows us under certain conditions to disregard the cloud in the IASI pixel. This method is based on the CNES Heterogeneous Scenes software algorithm. After a first validation step, method performance is evaluated by the amount of independent information offered by the clarification, compared to a cloud radiance process chain established at CMS. The results are favorable to the tested method allowing us to deal with atmospheric layers under the cloud, which have therefore larger quantities. However clarification is based on a strong assumption of atmospheric homogeneity and only applies to 15% of cloud situations.

The second method is a simulation of cloud radiance by fast radiative transfer models using the optical and microphysical properties of the cloud. The major advantage of this method is that it uses the same cloud profiles as those produced by numerical weather prediction models, allowing assimilation of these profiles from the IASI measurement. However, the use of these fast radiative transfer models in the context of data assimilation is still in the early stages, very few studies have been conducted on this topic. We are proposing a three-phase study which will allow for an operational use of these radiative transfer models. The first step is validation. This is done by conducting several case studies based on Lindenberg's measurement campaign. Then, within the framework of the ConcordIasi campaign, a statistical analysis will be carried out by introducing filtering, to select cloud profiles which are consistent with the IASI observations. The last step is an overall application, the statistics showing a clear improvement in deviation from the draft thanks to the filters, going from 8K to 2K. Throughout the study we will discuss the models used (RTTOV and HISCRTM), their strengths and weaknesses. Finally the last step allows us to evaluate the performance of the cloud profiles obtained by the digital forecasting models.

Keywords : cloud microphysics, infrared high-spectral-resolution, radiative transfer, infrared