



STAGE INGÉNIEUR 3<sup>ÈME</sup> ANNÉE INP-ENSEEIH

DÉPARTEMENT ÉLECTRONIQUE ET TRAITEMENT DU SIGNAL

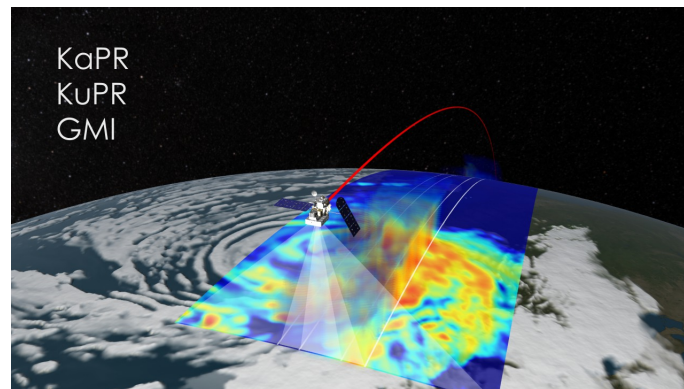
SPÉCIALITÉ MICRO-ONDES

---

**Etude de systèmes précipitants tropicaux simulés par  
Arome-Indien grâce aux observations radar du satellite  
GPM-core**

---

CENTRE NATIONAL DE RECHERCHES MÉTÉOROLOGIQUES



**Auteur :**  
Borderies Mary  
Promotion 2015

**Encadrants :**  
Philippe Chambon  
Ghislain Faure  
Eric Wattlelot



# Remerciements

Mes premiers remerciements s'adressent à mes trois tuteurs Philippe Chambon, Ghislain Faure et Eric Wattrelot pour m'avoir donné l'opportunité d'effectuer ce stage et pour m'avoir ainsi permis de goûter pour la première fois à la météorologie spatiale. Je les remercie de m'avoir formée et guidée durant toute cette période. Ce stage n'aurait pas pu être aussi motivant sans cet encadrement hors pair. Je les remercie aussi pour toutes les remarques qu'ils ont pu faire pour améliorer ce rapport.

Je tiens particulièrement à remercier Philippe pour tout le temps qu'il m'a consacré. Je le remercie aussi de m'avoir accompagnée et aidée dans la découverte du simulateur. Je le remercie aussi pour toutes les discussions matinales et pour ses conseils concernant l'après-stage. Mes remerciements s'adressent aussi à Ghislain qui m'a beaucoup apporté tant sur les plans techniques que météorologiques. Ce stage n'aurait pas pu se faire sans son efficacité à fournir des sorties AROME aussi rapidement. Je le remercie aussi pour les discussions de la pause café qui auront souvent été très fructueuses.

Je remercie toute l'équipe du GMAP de m'avoir accueillie aussi chaleureusement. Je pense notamment à Cassandra Jany, Jérémy Guerbette, Charles Colavolpe, Alexandre Philippe, Vincent Chabot, Niama Boukachaba et Iman Farouk qui ont si gentiment partagé mes pauses-déjeuner et qui ont participé à rendre ce stage plaisant. La rédaction de ce rapport aurait été bien laborieuse sans la précieuse aide de Jérémy sur LaTeX. Je tiens aussi à remercier Pierre Théron de sa gentillesse. Ces six mois nous auront permis de battre notre record de cafés depuis notre dernier Chai et c'était un plaisir.

Ce stage signe la fin de trois superbes années à l'ENSEEIH. Je remercie donc tous ceux qui ont contribué à rendre cette étape de ma vie épanouissante. Enfin, je remercie ma famille et Gabriel pour m'avoir permis d'arriver jusqu'ici et pour m'encourager à continuer en thèse.



# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>1</b>
<b>Présentation du laboratoire d'accueil</b>	<b>5</b>
<b>Introduction</b>	<b>6</b>
<b>1 Outils utilisés et cas d'étude</b>	<b>7</b>
1.1 Le modèle de Prévision Numérique du Temps AROME-Indien et le cas d'étude . . . .	7
1.1.1 AROME-Indien . . . . .	7
1.1.2 Le cas d'étude : Le cyclone Bansi . . . . .	9
1.2 La mission GPM (Global Precipitation Measurement) . . . . .	12
1.2.1 Le DPR (Dual Frequency Ratio) comme outil d'observation . . . . .	12
1.2.2 Le SDSU (Satellite Data Simulator Unit) comme outil de simulation . . . . .	15
<b>2 Notions théoriques utiles pour l'étude</b>	<b>17</b>
2.1 L'équation du radar pour les cibles volumiques . . . . .	17
2.2 Obtention de la SER et du coefficient d'extinction . . . . .	18
2.2.1 Cas des particules à forme sphérique . . . . .	19
2.2.2 Cas des particules à forme non-sphérique . . . . .	19
<b>3 Analyse de sensibilité du simulateur</b>	<b>20</b>
3.1 Analyse de sensibilité à la distribution en taille des particules N(D) . . . . .	20
3.1.1 Simulation avec la loi du schéma microphysique de ICE3 . . . . .	21
3.1.2 Simulations avec quatre différentes lois N(D) . . . . .	22
3.2 Sensibilité des simulations radars à la densité de la neige pour des particules sphériques	27
3.2.1 Les différentes simulations . . . . .	27
3.2.2 Résultats . . . . .	27
3.3 Analyse de sensibilité à la forme des cristaux de neige . . . . .	30
3.3.1 Les différentes formes de particules . . . . .	30
3.3.2 Résultats . . . . .	32
3.4 Bilan sur l'analyse de sensibilité du simulateur . . . . .	34
<b>4 Les deux radars comme outil de pronostic de la densité de la neige</b>	<b>35</b>
4.1 Méthode . . . . .	35
4.2 Résultats . . . . .	37
4.3 Bilan sur les paramètres d'entrée du simulateur choisis . . . . .	38
<b>5 Le DPR comme outil d'évaluation des modèles de PNT</b>	<b>41</b>
5.1 Comparaison avec tolérance spatiale : Fraction Skill Score . . . . .	41
5.2 Comparaison des deux expériences . . . . .	43

<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>47</b>
<b>Références</b>	<b>49</b>
<b>Annexe</b>	<b>50</b>
<b>Glossaire</b>	<b>52</b>

# Présentation du laboratoire d'accueil

## Centre National de Recherches Météorologiques

Mon stage de fin d'études s'est déroulé au sein du CNRM-GAME<sup>1</sup>. Le CNRM-GAME est une unité Mixte de Recherche qui est constituée par le CNRS et par Météo-France.

Les actions de recherche et de développement du CNRM portent essentiellement sur la prévisibilité des phénomènes atmosphériques, l'étude du climat et du changement climatique, le cycle de l'eau, l'étude des échanges océan-atmosphère, la physico-chimie atmosphérique et météorologie urbaine, l'assimilation et la modélisation pour la prévision numérique du temps, les développements instrumentaux et la micro-structure du manteau neigeux. Le CNRM est reconnu comme un des leaders mondiaux de la recherche météorologique.

Les thématiques de recherches du CNRM étant très variées, il est scindé en huit unités de recherche. Parmi celles-ci se trouve le GMAP<sup>2</sup>, au sein duquel mon stage s'est déroulé. Le GMAP est en charge du développement de logiciels de prévision numérique du temps pour Météo-France. Les activités du GMAP sont centrées autour de trois modèles :

- **ARPEGE** : modèle atmosphérique à échelle globale avec un système d'assimilation de données 4D-Var ;
- **ALADIN** : modèle régional avec un système d'assimilation de données 3D-Var ;
- **AROME** : modèle régional convectif à échelle fine avec un système d'assimilation de données 3D-Var.

Les activités de recherche et de développement du GMAP concernent l'utilisation des données satellitaires, les techniques en assimilation de données et l'amélioration de la dynamique et des processus physiques dans les modèles. L'équipe « OBS » se concentre sur l'utilisation et l'apport des données satellitaires. J'étais rattachée à cette équipe durant la durée du stage.

---

1. Centre National de Recherches Météorologiques - Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique

2. Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision

# Introduction

Les départements et territoires Outre Mer sont essentiellement basés en zone tropicale maritime. Ce sont des régions pauvres en systèmes d'observation in-situ. Les données satellitaires permettent de pallier ce problème. Il existe de nombreux satellites d'observation de la Terre, sondant l'atmosphère dans les fréquences visibles, infrarouges et micro-ondes. Le spectre des micro-ondes a l'avantage de pouvoir traverser les nuages tout en étant sensible à différents types de précipitations suivant la longueur d'onde considérée. Ainsi, au cours des dernières années, une constellation de satellites défilants porteurs de radiomètres micro-ondes a été déployée. Contrairement aux imageurs micro-ondes, les radars sont capables de sonder l'atmosphère en trois dimensions sur une fréquence donnée. Le premier radar dédié à l'étude des précipitations était embarqué à bord du satellite de la mission Tropical Rainfall Measurement Mission (lancé en 1997). La deuxième génération de radars embarqués date de la mission Global Precipitation Measurement (GPM). Le satellite a été lancé en 2014 et embarque à son bord deux radars en bande Ku et en bande Ka.

AROME est un modèle de prévision numérique du temps, doté d'une résolution horizontale précise (2.5km) et capable de simuler de manière réaliste la convection. En particulier, ce modèle de nouvelle génération permet de prévoir de manière bien plus réaliste l'intensité et la structure des cyclones tropicaux. AROME est déjà opérationnel depuis plusieurs années sur la métropole et le sera bientôt pour la prévision Outre Mer. Pour pouvoir valider ses prévisions, les deux radars du satellite GPM-core sont particulièrement intéressants puisqu'ils permettent de détecter les précipitations en trois dimensions avec une résolution spatiale de 5 km sur l'horizontale et de 125 m sur la verticale.

Ce stage de fin d'études a pour ambition d'évaluer le modèle AROME-Indien en utilisant les données radars issues du satellite GPM-core. Pour cela, les réflectivités radars seront simulées à partir des profils atmosphériques fournis par AROME. Cette étape passera par l'utilisation du simulateur SDSU qui a été développé à la NASA. La période de janvier 2015 a connu une forte activité cyclonique sur le domaine du Sud-Ouest de l'océan Indien, notamment avec le cyclone Bansi, et sera donc prise comme période d'étude.

Une première partie du stage consistera à faire une analyse de sensibilité du simulateur SDSU sur plusieurs paramètres d'entrée. Cette analyse permettra de montrer l'influence de la description et de la forme de chaque population d'hydrométéores sur les simulations radars. Cette analyse permettra de savoir à quels éléments est plus ou moins sensible le simulateur pour pouvoir ensuite utiliser cet outil dans une optique de validation du modèle AROME. Puis, une méthode regroupant les informations fournies par les deux radars du satellite sera mise en place afin d'obtenir un encadrement de la densité de la neige. La dernière partie du stage consistera à utiliser les observations radars pour évaluer les prévisions AROME à la fois en intensité et en localisation.



# 1 | Outils utilisés et cas d'étude

## 1.1 Le modèle de Prévision Numérique du Temps AROME-Indien et le cas d'étude

### 1.1.1 AROME-Indien

#### Généralités sur Arome-Indien

Le modèle AROME est un modèle de prévision numérique du temps régional qui est exploité en opérationnel depuis 2008 en France. C'est un modèle à maille fine horizontale (1.3 km en métropole et 2.5 km sur le domaine de l'océan Indien) et non hydrostatique. Il arrive donc à mieux représenter des phénomènes convectifs intenses (ie, mouvements verticaux de petite échelle) que les modèles globaux. En particulier, il permet de mieux prévoir des phénomènes météorologiques intenses comme les cyclones, qui sont une menace majeure pour la plupart des départements et territoires d'Outre Mer. La zone géographique étudiée ici est centrée autour de la Réunion. Le domaine étudié va de  $-11^\circ$  à  $-25^\circ$  en latitude et de  $42^\circ$  à  $47^\circ$  en longitude (Cf figure 1.1).

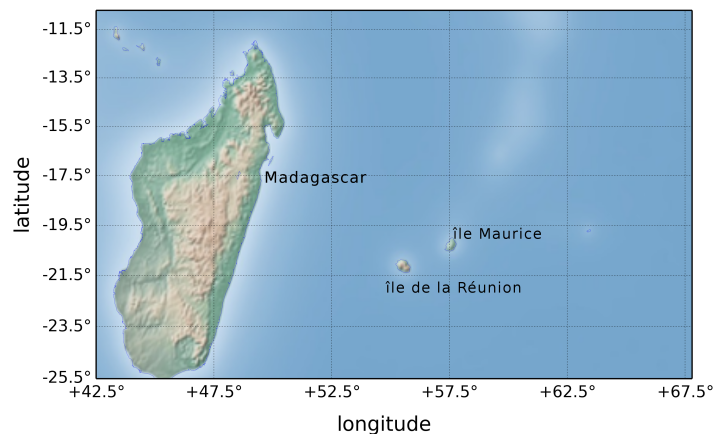


FIGURE 1.1 – Domaine de calcul d'Arome Indien.

Le modèle AROME-Indien calcule l'état de l'atmosphère pour des échéances horaires allant jusqu'à +42h. Les prévisions sont faites sur chaque point de grille (résolution de 2.5km) et sur 90 niveaux verticaux. Comme le montre la figure 1.2, la maille verticale n'est pas régulière. Le premier niveau est celui qui se trouve le plus haut en altitude ( $\approx 28$  km). Le niveau numéro 30 correspond à une altitude de 6.6 km.

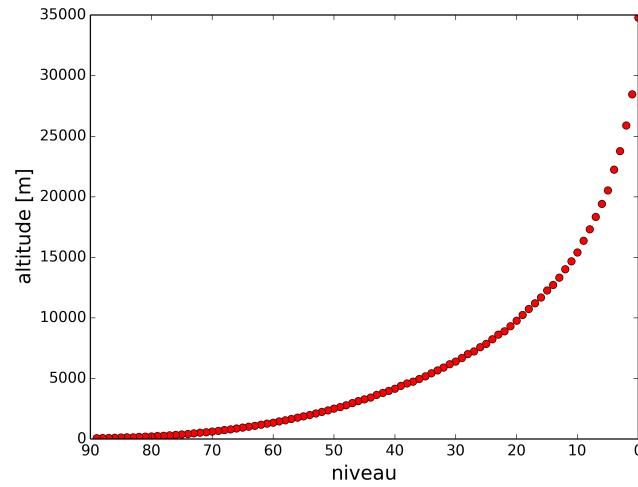


FIGURE 1.2 – Courbe traçant la hauteur en fonction du niveau vertical.

En métropole, le modèle AROME est doté d'un système d'assimilation qui prend en compte plus de données que son prédécesseur Aladin. En effet, il prend en compte les observations produites par les radars Dopplers pour les vitesses du vent. Les réflectivités radars qui renseignent sur la nature et l'intensité des précipitations sont aussi assimilées.

La zone de la Réunion est en revanche peu fournie en instruments d'observations. Ainsi, pour l'instant, le modèle Arome-Indien est dépourvu de système d'assimilation de données. Arome-Indien est couplé au modèle global du centre européen de prévision à moyen terme, c'est à dire que ses conditions initiales et latérales proviennent d'IFS<sup>1</sup>. Ce dernier ayant une résolution horizontale plus lâche (16km), un temps d'adaptation est nécessaire pour que les paramètres d'Arome deviennent équilibrés pour la physique du modèle. Cet ajustement initial, appelé spin-up, a une durée de 6 à 12h.

### Le schéma microphysique de Arome : ICE3

Le schéma de AROME-Indien est issu du modèle de recherche Mésos-NH (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh51>). La paramétrisation microphysique est celle de ICE3. ICE3 est un schéma microphysique à un moment qui décrit l'évolution du rapport de mélange de cinq espèces d'hydrométéores : la pluie, la neige, l'eau liquide nuageuse, la glace nuageuse et le grésil.

$N_j(D)$  représente la distribution en taille (Distribution Granulométrique de Particule, DGP) de l'espèce d'hydrométéore  $j$  (en  $m^{-4}$ ).  $N_j(D)dD$  traduit la quantité par unité de volume de particules de type  $j$  qui ont des diamètres maximaux compris entre  $D$  et  $D+\delta D$ . Cette quantité intervient dans le calcul de la réflectivité radar. Dans ICE3, les hydrométéores suivent des lois gamma généralisées.

$$N_j(D) = N_{0j} \frac{\alpha_j}{\Gamma(\mu_j)} \lambda_j^{\mu_j \alpha_j} D^{\alpha_j \mu_j - 1} e^{-(\lambda_j D)^{\alpha_j}} \quad (1.1)$$

avec :

- $D$  : diamètre maximal des particules (en mètre) ;
- $N_{0j}$  : la densité volumique des particules (en  $m^{-3}$ )

---

1. Integrated Forecast System

- $\mu_j$  : correspond au paramètre de forme ;
- $\lambda_j$  : correspond au paramètre de pente (en  $m^{-1}$ ) ;
- $\Gamma$  : fonction gamma.

$N_{0j}$  s'exprime comme une puissance du paramètre de pente  $\lambda_j$

$$N_{0j} = C_j \lambda_j^{X_j} \quad (1.2)$$

La masse d'une particule est reliée à son diamètre par la relation suivante :

$$m(D) = a_j D^{b_j} \quad (1.3)$$

Le contenu en hydrométéores de type  $j$  ( $kg \cdot m^{-3}$ ) s'exprime comme l'intégrale du produit de la masse par la distribution  $N(D)$  :

$$M_j = \int_0^{\infty} m_j(D) N_j(D) dD \quad (1.4)$$

Par ailleurs, le calcul du contenu en hydrométéores dans l'équation 1.4 permet d'avoir accès à la valeur du paramètre de pente  $\lambda_j$ . En effet, en injectant les expressions de la masse ( équation 1.3) et de la DGP (équation 1.1) dans l'intégrale de l'équation 1.4, on obtient :

$$\lambda_j = \left( \frac{M_j \Gamma(\mu_j)}{N_{0j} a_j \Gamma(\mu_j + \frac{b_j}{\alpha_j})} \right)^{-1/b_j} \quad (1.5)$$

Le tableau 1.1 répertorie les valeurs des paramètres de lois pour chaque espèce d'hydrométéores.

	pluie	neige	neige roulée	glace
$\alpha_j$	1	1	1	3
$\mu_j$	1	1	1	3
$X_j$	-1	1	-0.5	0
$C_j$	8e + 6	5	5e + 5	$C_i^a$

TABLE 1.1 – Tableau récapitulatif des paramètres de distribution en taille de l'équation 1.1. *source* : chapitre 2 dans Caumont (2007)

Dans le cas de la neige,  $\alpha_j$  et  $\mu_j$  valent 1. Ainsi, la DGP a une forme plus simplifiée :

$$N_s(D) = N_{0s} \lambda_s e^{-(\lambda_s D)} \quad (1.6)$$

$$N_{0s} = 5 \lambda_s \quad (1.7)$$

$$\lambda_s = \left( \frac{N_{0s} a_j \Gamma(1 + b_j)}{M_j} \right)^{1/b_j} \quad (1.8)$$

### 1.1.2 Le cas d'étude : Le cyclone Bansi

Environ 80 tempêtes tropicales se forment chaque année dans les régions tropicales, dont environ 10% sur le sud ouest de l'océan Indien. Les cyclones sont des zones de basses pressions au niveau de l'oeil et dont la vitesse des vents peut excéder 120 km/h. Le diamètre d'un cyclone peut atteindre 1000 km lorsqu'il arrive à maturité. Par ailleurs, un cyclone se déplace à une vitesse inférieure à 20 km/h en zone tropicale. Les cyclones peuvent donc provoquer des dégâts humains et matériels importants.

La formation des cyclones requiert certaines conditions :

- La température de l'océan doit dépasser 26°C sur une profondeur d'au moins 50 mètres.
- Les vents doivent être relativement homogènes (même force et même direction) de la surface jusqu'aux sommets des nuages ( $\approx 12-15$  km).
- La force de Coriolis doit être non nulle. Les zones équatoriales ne peuvent donc pas subir de cyclones.
- La zone doit déjà être perturbée (présence de nuages).

Le cyclone Bansi est pris comme cas d'étude. Ce cyclone a eu lieu au mois de janvier 2015 sur le domaine de la figure 1.1. Bansi constitue un cas d'étude intéressant car il est né sur le domaine de calcul de AROME et a suivi une trajectoire sur ce même domaine pendant dix jours consécutifs (Cf figure 1.4). De plus, le satellite GPM-core observe cette zone entre deux et trois fois par jour. La figure 1.3 montre le cyclone Bansi observé par le satellite Aqua le 14 janvier.

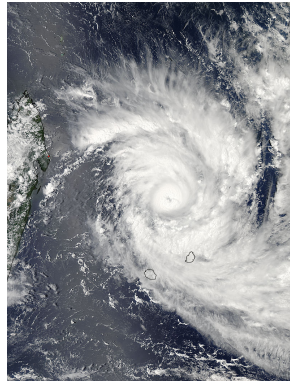


FIGURE 1.3 – Cyclone Bansi observé par le satellite Aqua le 14 janvier 2015. *crédit : NASA Goddard MODIS*

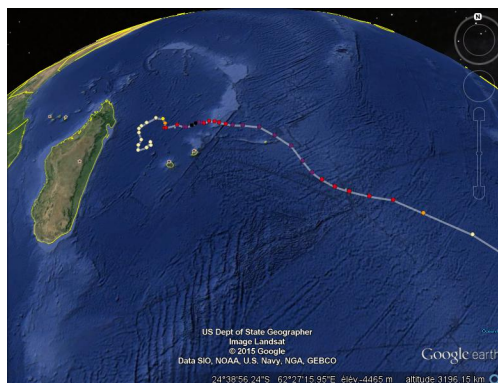


FIGURE 1.4 – trajectoire suivie par le cyclone Bansi.

Les prévisionnistes ont détecté une perturbation le 9 janvier. Cette perturbation a pris le stade de perturbation tropicale le 10 janvier à minuit, puis de cyclone tropical le 11 janvier en fin d'après-midi. Le 14 janvier, Bansi s'intensifie, grossit et a un oeil plus large. Le cyclone Bansi est un système qui a subi une intensification rapide. En effet, la pression au niveau de la surface à l'oeil du cyclone c'est abaissée de presque 80 hPa entre le 10 et le 12 janvier (*source :*

[http://www.meteo.fr/temps/dontom/La\\_Reunion/webcmrs9.0/](http://www.meteo.fr/temps/dontom/La_Reunion/webcmrs9.0/)).

Arome a bien prévu cette intensification rapide. Il a cependant sur-estimé la taille de l'oeil quand celui-ci avait une petite taille le 11 janvier. En revanche, la structure de l'oeil du cyclone a bien été reproduite le 14 quand l'oeil était plus gros. Sur toute la période cyclonique, la trajectoire du cyclone prévue par Arome est légèrement décalée par rapport à la réalité (entre 50 et 150 km au maximum). Le modèle Aladin qui est actuellement opérationnel sur ce domaine était bien souvent décalé deux fois plus loin que le modèle Arome (*source* : [http://www.meteo.fr/temps/dontom/La\\_Reunion/webcmrs9.0/](http://www.meteo.fr/temps/dontom/La_Reunion/webcmrs9.0/)). Enfin, le système Bansi prévu par Arome est moins intense que dans la réalité.

La prévision du cyclone Bansi par Arome va être comparée aux observations des radars du satellite GPM-core. Pour cela, des simulations radars seront faites avec les sorties du modèle Arome. Parmi toutes les sorties du modèle, les grandeurs intéressantes pour la simulation des réflectivités radars sont les quantités de neige, de neige roulée, de glace et de pluie à chaque niveau d'altitude différent. La figure 1.5 montre le profil vertical moyen (au centre) et l'écart-type (à droite) pour chaque type d'hydrométéores sur toute la période cyclonique (du 9 au 19 janvier). Le profil vertical moyen de température est aussi représenté sur le graphique de gauche. L'isotherme zéro est superposé en pointillé rouge sur chacun des trois graphiques. C'est à cette température que la neige commence à fondre. Cette zone s'appelle la bande brillante et elle est caractérisée par de fortes réflectivités radars. Les niveaux de pluie vont de 0 km à 5 km d'altitude. La neige est présente de 4 km d'altitude jusqu'à 16 km d'altitude. La neige roulée est surtout présente sur des altitude comprises entre 4.8 km et 8 km de hauteur. La glace se trouve quant à elle entre 9 km et 18 km de hauteur.

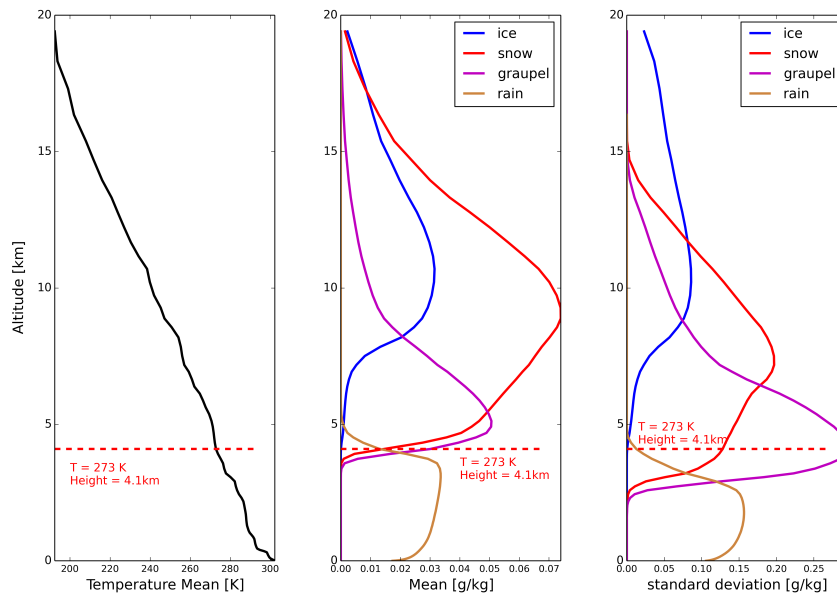


FIGURE 1.5 – Profil vertical de quatre types d'hydrométéores sur le domaine Arome-Indien sur la période allant du 9 janvier au 16 janvier. Le profil moyen est sur le graphique du centre et l'écart-type se trouve sur le graphique de droite. Le profil vertical moyen de température est représenté à gauche. La courbe rouge en pointillé représente l'isotherme zéro.

## 1.2 La mission GPM (Global Precipitation Measurement)

La mission GPM (<http://pmm.nasa.gov/GPM/>) est une mission internationale pilotée par les agences spatiales américaine (NASA) et japonaise (JAXA). Cette mission est une amélioration de la mission TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) dont le satellite avait été lancé en 1997. Le satellite TRMM était le premier satellite qui embarquait à son bord un radar dédié aux précipitations. Le satellite GPM-core a été lancé le 27 février 2014 sur une orbite à 65° d'inclinaison et à une distance de 407 km de la Terre. Le satellite GPM est composé de deux radars et d'un radiomètre micro-ondes (GMI pour GPM Microwave Imager).

Le GMI a été développé et construit à la NASA. Il mesure l'énergie naturellement émise et diffusée à travers treize bandes de fréquence qui vont de 10 GHz à 183 GHz. Le DPR (Dual-Frequency Precipitation Radar) a quant à lui été développé au Japon à la JAXA. Il est composé d'un radar opérant en bande Ku (13.6 GHz) et d'un radar opérant en bande Ka (35.5 GHz).

L'ensemble du stage se concentre sur les données fournies par le DPR. Ainsi, les caractéristiques du DPR vont d'abord être détaillées. Puis, le simulateur SDSU (Satellite Data Simulator Unit) va être présenté.

### 1.2.1 Le DPR (Dual Frequency Ratio) comme outil d'observation

Le DPR est l'instrument du satellite qui regroupe les deux radars en bande Ku et en bande Ka. La figure 1.6 montre le satellite GPM-core avec les trois instruments. Le radiomètre micro-ondes est celui qui a la plus grande fauchée au sol. Le radar Ku a une plus grande fauchée que le radar Ka. Les deux radars sont des réseaux d'antennes actives à commande de phase. En météorologie, la réflectivité radar se mesure en  $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ . Le tableau 1.2 répertorie les caractéristiques des deux radars.

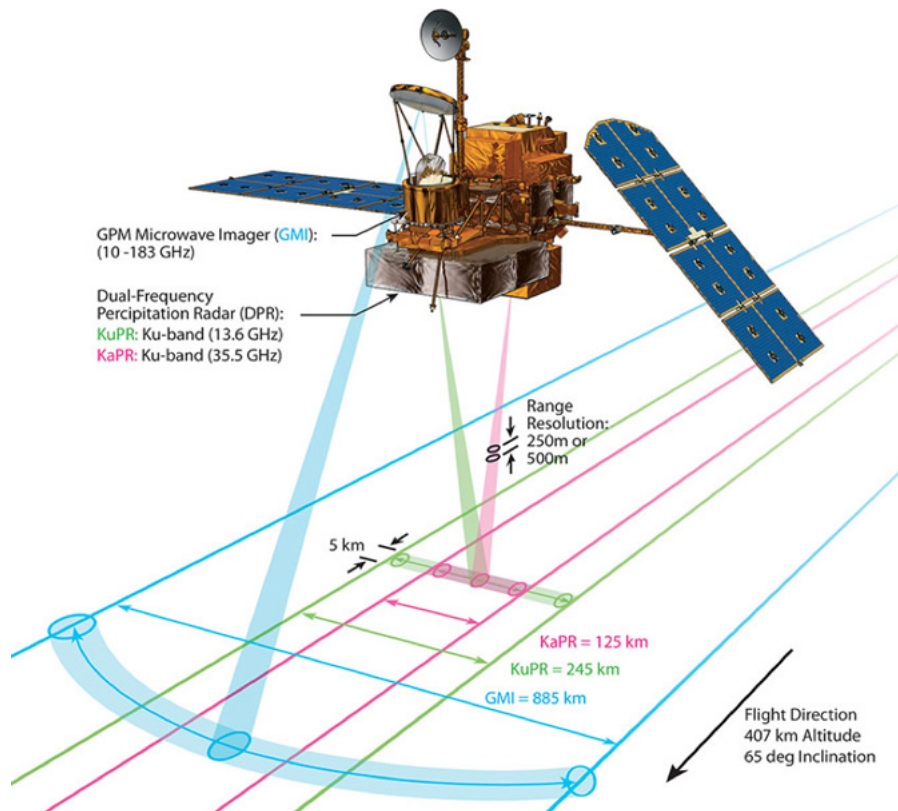


FIGURE 1.6 – Satellite GPM-core avec son imageur micro-onde et les deux radars. *crédit : NASA*

<b>Radar</b>	<b>Ka</b>	<b>Ku</b>
<b>Fréquence</b>	35.5 GHz	13.6 GHz
$\lambda$ (mm)	8.7	22.2
<b>Angle d'ouverture à 3dB (°)</b>	0.71	0.71
<b>fauchée au sol (km)</b>	120	245
<b>Résolution horizontale au nadir (km)</b>	5km	5km
<b>Résolution verticale (m)</b>	125	125
<b>bruit instrumental (dBZ)</b>	18	18
<b>PRF (Hz)</b>	4100-4400	4100-4400
<b>Durée d'impulsion (<math>\mu</math>s)</b>	1.667	1.667
<b>Puissance transmise (W)</b>	146	1013

TABLE 1.2 – Comparaison des caractéristiques instrumentales des deux radars *source* : <http://pmm.nasa.gov/GPM/flight-project/DPR>

Les radars mesurent des profils de réflectivité en trois dimensions. Ils émettent un signal de largeur  $\tau = 1.6\mu\text{s}$ , puis écoutent les signaux rétrodiffusés sur toute la colonne atmosphérique durant une durée égale à  $1/\text{PRF}$  (PRF = Pulse Repetition Frequency). Durant ce temps d'écoute, les signaux rétrodiffusés arrivent par ordre croissant de distance Satellite - Cible. Les échos retours ne peuvent être discriminés que s'ils sont aux moins séparés d'une durée égale à  $\frac{\tau}{2}$ , avec  $\tau$  la largeur de l'impulsion. La résolution en distance verticale est alors égale à  $\frac{c\tau}{2}$  (125m). Ainsi, les deux radars du DPR fournissent un profil de réflectivité sur 176 portes séparées d'une distance égale à 125m. La hauteur maximale sondée est donc de 22km. La figure 1.7 montre les observations des deux radars du DPR à une hauteur de 5 km pour les passages du 11 janvier à 16 heures et du 13 janvier à 4 heures.

Le module de post-traitement du DPR nous permet d'avoir accès à la réflectivité mesurée et à la réflectivité corrigée de l'atténuation. Le module de correction prend notamment en compte l'atténuation engendrée par l'ensemble des particules rencontrées sur le chemin suivi. Les graphiques 1.8 montrent les distributions 2D des sorties du DPR. Ces figures montrent que le radar en bande Ka est bien plus atténué par la pluie que ne l'est celui en bande Ku. De plus, vu qu'il a une plus grande trace au sol, le radar en bande Ku mesure un plus grand nombre de pixel dont la valeur est supérieure au bruit du radar (18 dBZ). Ces histogrammes montrent aussi que les réflectivités mesurées sont plus fortes sur les zones pluvieuses que sur les zones de neige ou de glace. En effet, la permittivité relative de l'eau liquide (80) est plus importante que la permittivité de la glace. Les particules d'eau réfléchissent donc plus d'énergie que les particules de glace.

Le radar en bande Ka est plus sensible à la glace et à la neige que le radar en bande Ku. De plus, l'atténuation par la neige et par l'eau liquide est plus importante sur la bande Ka que sur la bande Ku. Ainsi, une comparaison des deux atténuations (PIA = Path Integrated Attenuation) permet d'en savoir plus sur le type de précipitations. L'utilisation conjointe des deux fréquences permet aussi d'avoir une idée plus précise sur la taille et sur la distribution en taille  $N(D)$  des hydrométéores (Johnson, 2007). La connaissance de la distribution en taille  $N(D)$  est essentielle pour le calcul des propriétés radiatives des particules atmosphériques (section efficace radar, paramètre d'extinction et le facteur d'asymétrie  $g$ ). Le DPR a donc un rôle important à jouer dans l'amélioration des prévisions des précipitations.

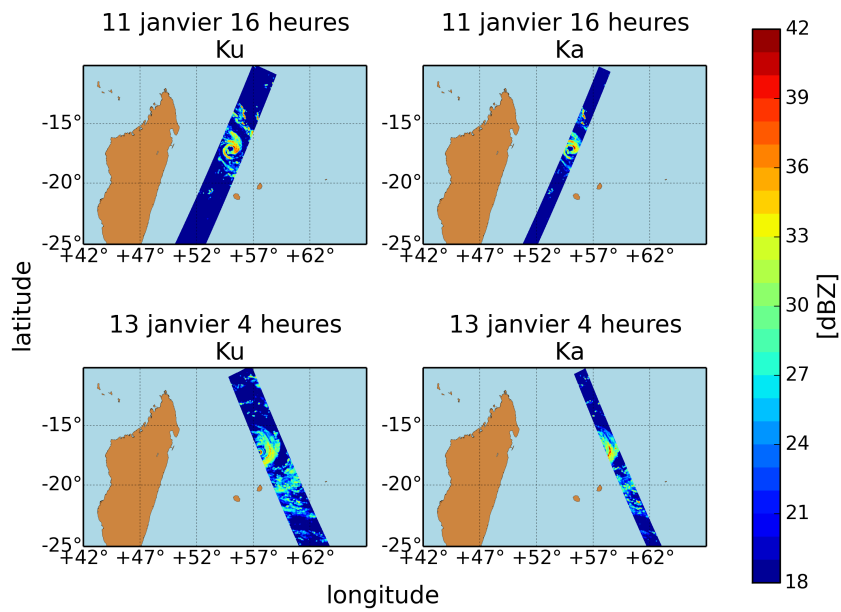


FIGURE 1.7 – Réflectivités observées à une altitude de 5km par les deux radars du DPR. Les graphiques de gauche montrent les observations du radar en bande Ku et les graphiques de droite montrent les observations du radar en bande Ka.

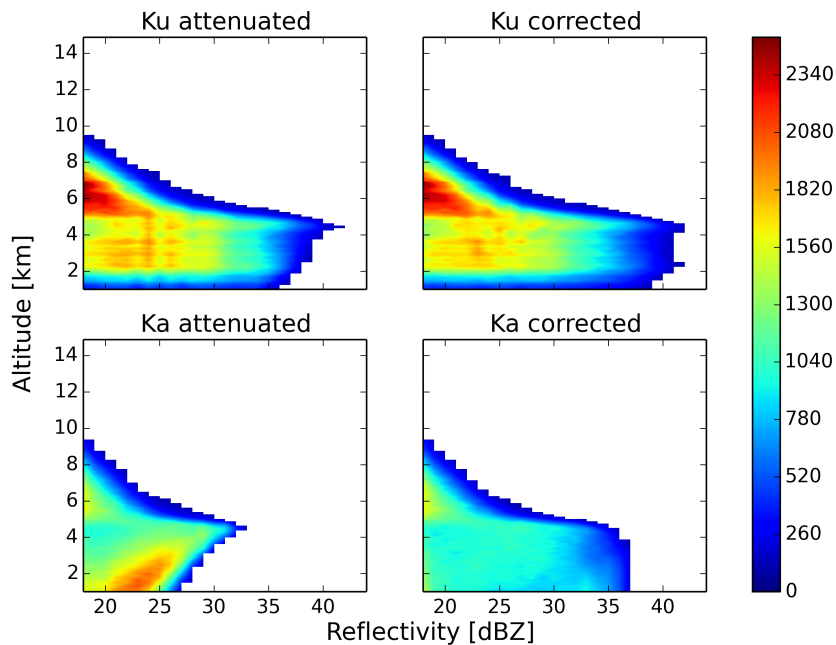


FIGURE 1.8 – histogramme 2D sur 10 jours des réflectivités radars mesurées (à gauche) par les deux radars du DPR. Les histogrammes 2D des réflectivités corrigées de l'atténuation sont sur les graphiques de droite.



## 1.2.2 Le SDSU (Satellite Data Simulator Unit) comme outil de simulation

La NASA a développé le simulateur SDSU qui est dédié aux précipitations. Il permet de simuler des grandeurs mesurées par des instruments d'observations à partir d'un profil atmosphérique donné. Dans cette étude, le simulateur permet de simuler ce qu'observeraient les deux radars du DPR à partir du profil atmosphérique fourni par le modèle AROME.

Les profils météorologiques donnés par le modèle AROME sont utilisés en entrée du simulateur. Il a besoin de connaître en chaque point les rapports de mélange de la vapeur d'eau, de l'eau liquide nuageuse, de la pluie, de la neige, de la neige roulée (graupel) et de la glace nuageuse. Le rapport de mélange pour une espèce d'hydrométéores  $i$  est définie ainsi :

$$r_i = \frac{q_i}{1 - \sum_{j=1}^5 q_j} \quad (1.9)$$

avec  $q_j$  représentant la quantité d'hydrométéores pour les cinq types d'hydrométéores (neige, neige roulée, pluie, eau liquide nuageuse et glace primaire)

Les champs de température et de pression sont aussi utilisés. Les hauteurs sont données en hauteurs géopotentielles (ie par niveaux de pression constante). Enfin, des paramètres de surface sont à donner (température, pression, humidité et un masque pour savoir si on est sur terre ou sur mer).

Les deux radars du DPR ont une résolution verticale de 125m et ont 176 portes. C'est à dire que le radar fournit une valeur de réflectivité tous les 125m, et ce jusqu'à 22 km de hauteur. Le simulateur doit faire les calculs à la même résolution verticale. Ainsi, il faut d'une part lui donner le nombre de portes à simuler et la résolution verticale en km, mais il faut aussi spécifier le nombre de niveaux verticaux AROME avec les hauteurs géopotentielles. Des interpolations entre niveaux sont ensuite faites vu que AROME n'a que 90 niveaux verticaux alors que le simulateur en nécessite 176.

Des hypothèses sur la modélisation des hydrométéores sont à effectuer pour réaliser les simulations. Ces hypothèses concernent la distribution en taille  $N(D)$  des différents hydrométéores. Ces distributions traduisent le nombre d'hydrométéores qui ont des dimensions comprises dans un certain intervalle. Ainsi, il faut lui spécifier le schéma microphysique à utiliser. Il faut aussi lui spécifier le type de méthode à utiliser pour le calcul des propriétés radiatives (*Mie-Lorenz* ou *Discrete Dipole Approximation*). Une analyse de sensibilité du simulateur sur ces deux hypothèses sera effectuée dans la première partie de cette étude.

Le simulateur peut calculer les réflectivités atténuées ou corrigées de l'atténuation. C'est cette dernière option qui a été sélectionnée ici. De plus, pour le calcul des propriétés radiatives avec la théorie de Lorenz-Mie, une permittivité relative équivalente de Maxwell-Garnett est utilisée afin de tenir compte de l'hétérogénéité entre l'air et la glace et entre la glace et la neige.

La bande brillante est la zone où la neige commence à fondre. On la reconnaît par de fortes réflectivités mesurées. La simulation de la bande brillante constitue un problème à part entière qui n'est pas abordé ici. Elle ne sera donc volontairement pas simulée dans toute cette étude.

Le traitement des simulations se fera de la manière suivante. Le format de fichiers des prévisions AROME doit d'abord être converti en netcdf pour pouvoir être lisible par le simulateur. Puis, une fois les simulations effectuées, les simulations devront être colocalisées avec les observations. Pour cela, le point le plus proche en longitude-latitude du pixel mesuré sera gardé dans les simulations. La géométrie des observations (dimension : pas de temps · nombre de pixels sur la fauchée (49 ou 25) · nombre de niveaux verticaux (176)) est ainsi reproduite dans les simulations. La figure 1.10

représente une vue 3D du cyclone simulé pour le passage du 11 janvier à 16 heures. La vue 3D du cyclone observé sur ce passage est sur la figure 1.9.

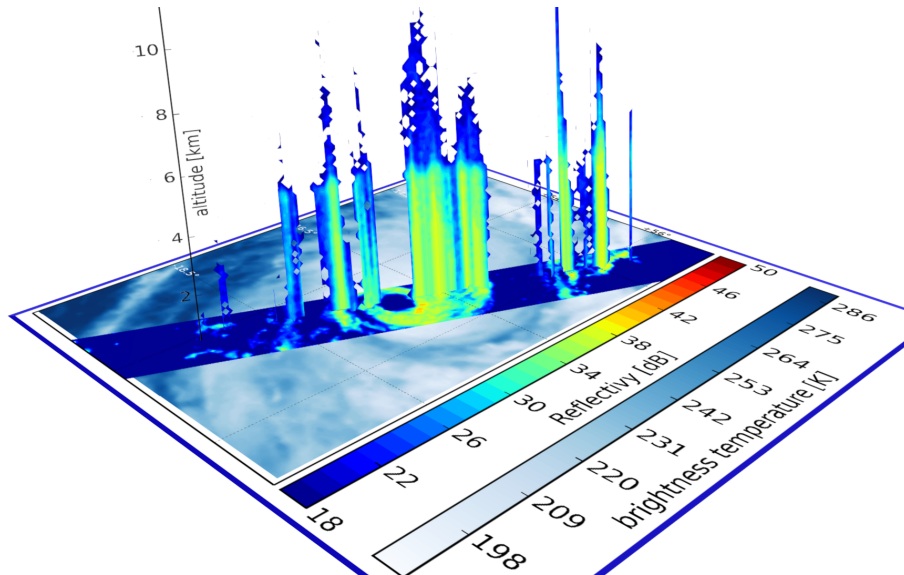


FIGURE 1.9 – Figure 3D du cyclone observé par le radar Ka du satellite. L'arrière-plan est le cyclone observé par le satellite météosat7. L'échelle bleue correspond à celle des températures de brillance mesurées par météosat7 à  $10.8 \mu m$ . L'échelle de couleur est celle des réflectivités radar.

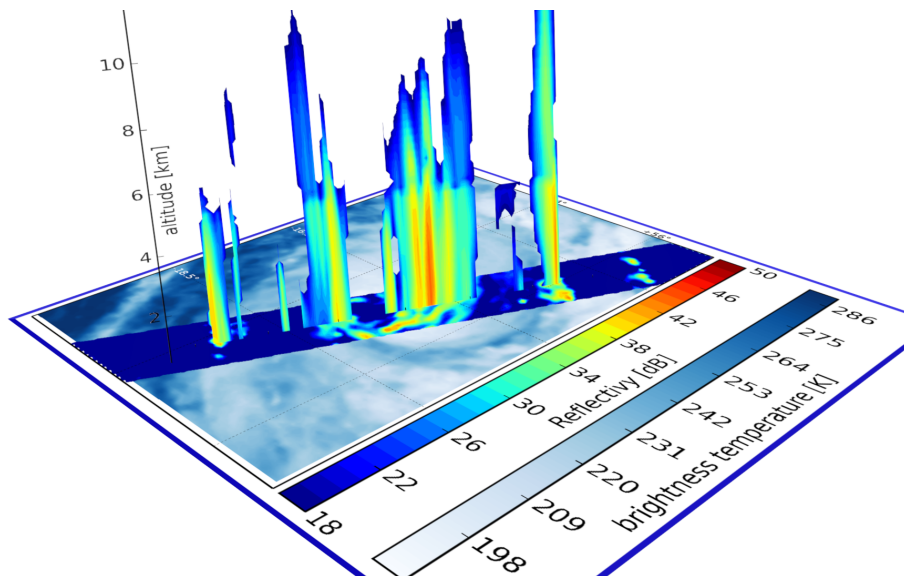


FIGURE 1.10 – Représentation 3D du cyclone simulé en bande Ka. Voir la figure 1.9 pour les légendes.

## 2 | Notions théoriques utiles pour l'étude

### 2.1 L'équation du radar pour les cibles volumiques

Les deux radars du DPR sont monostatiques. La puissance reçue  $P_r$  pour une cible ponctuelle de section efficace  $\sigma$  s'écrit ainsi :

$$P_r = \frac{P_t \lambda^2 g^2}{(4\pi)^3} \frac{f^4(\theta, \phi) L^2(r) \sigma(r)}{r^4} = CL^2(r) \frac{\sigma(r)}{r^4} \quad (2.1)$$

Avec :

- $P_t$  : puissance de l'antenne (en W).
- $g$  : gain de l'antenne (qui émet et reçoit).
- $r$  : distance cible - radar (en m).
- $\lambda$  : longueur d'onde (en m) de l'onde émise (8.7mm pour le Ka et 22.2mm pour le Ku).
- $f$  : fonction de directivité de l'antenne.
- $\sigma$  : section efficace de rétrodiffusion radar de la particule (en  $m^2$ ).
- $L$  représente l'atténuation due aux conditions de propagation entre le radar et la cible (plus importante en bande Ka que en bande Ku).
- $C$  : constante qui dépend des caractéristiques du radar.

Dans le cas des radars météorologiques, la cible est un ensemble de particules présentes dans un même volume  $V$ . La section efficace de rétrodiffusion est donc la somme des sections efficaces individuelles de chaque espèce d'hydrométéore  $j$  (neige, pluie, eau liquide nuageuse, glace nuageuse, vapeur d'eau, grésil) du volume  $V$ .

$$\sigma(r) = \sum_V \sigma_i \quad (2.2)$$

On introduit alors la section efficace moyenne par unité de volume  $\eta$  (en  $m^{-1}$ ). Cette quantité est appelée réflectivité radar et est définie ainsi :

$$\eta(r) = \frac{\sum_i \sigma_i}{V} = \sum_j \int_0^\infty \sigma_j(D) \cdot N_j(D, r) dD \quad (2.3)$$

avec  $r$  la distance qui sépare le radar du centre du volume  $V$  et  $D$  le diamètre des hydrométéores.  $N_j(D)$  est la distribution en taille (distribution granulométrique des particules) de l'hydrométéore  $j$ .

Par ailleurs, l'atténuation à une porte  $n$  est la somme des atténuations engendrées par l'ensemble des hydrométéores se trouvant entre les portes 0 et  $n-1$ . Elle s'exprime en fonction du coefficient d'extinction  $k$  (en  $m^{-1}$ ) qui est la somme des effets de diffusion et d'absorption.

$$L(r) = e^{-\int_0^r \sum_j k_j(u) du} \quad (2.4)$$

Soit  $\tau$  la largeur du pic d'émission. La puissance reçue pour une cible volumique contenue dans volume  $V$  s'obtient ensuite par intégration sur  $V$ , avec  $dV = r^2 dr d\Omega$  où  $d\Omega$  est l'élément d'angle solide à 3dB.

$$P_r = \frac{P_t \lambda^2 g^2}{(4\pi)^3} \int_0^{C \cdot \tau/2} \int_{\Omega} \frac{L^2(r) \eta(r)}{r^4} f^4(\theta, \phi) r^2 dr d\Omega \quad (2.5)$$

La distance qui sépare le radar au centre du volume est grande par rapport à la profondeur du volume de résolution  $\frac{c\tau}{2}$  ( $\approx 250\text{m}$ ). De plus, on peut émettre l'hypothèse que les hydrométéores sont uniformément répartis dans le volume  $V$ . Ainsi, intégrer sur la profondeur du volume revient à se placer au centre du volume de résolution à la distance  $r_0$  et à multiplier par la résolution verticale  $\frac{c\tau}{2}$ . La puissance reçue est donc calculée au centre de chaque porte à une distance  $r_0$  du radar. Il vient alors :

$$P_r(r_0) = \frac{P_t \lambda^2 g^2}{(4\pi)^3} \cdot \frac{c\tau}{2} \cdot \frac{L^2(r_0) \eta(r_0)}{r_0^2} \int_{\Omega} f^4(\theta, \phi) d\Omega \quad (2.6)$$

La fonction de directivité d'antenne  $f$  peut être représentée par une gaussienne. De plus, les lobes secondaires peuvent être négligées. L'intégrale surfacique de la fonction de directivité d'antenne est (Probert-Jones, 1962) :

$$\int_{\Omega} f^4(\theta, \phi) d\Omega = \frac{\pi \theta_0 \phi_0}{8 \cdot \ln 2} \quad (2.7)$$

avec  $\theta_0$  et  $\phi_0$  les couvertures à 3dB du faisceau d'antenne.

Finalement, l'équation du radar pour une cible volumique s'écrit ainsi :

$$P_r(r_0) = \frac{P_t \lambda^2 g^2 \theta_0 \phi_0 c\tau}{1024\pi^2 \ln(2)} \frac{\eta(r_0) L^2(r_0)}{r_0^2} = C \frac{L^2(r_0)}{r_0^2} \eta(r_0) \quad (2.8)$$

où  $C$  une constante qui ne dépend que des caractéristiques du radar. Il est alors possible d'avoir accès à la valeur de la réflectivité à chaque porte.

$$\eta(r_0) = \frac{P_r(r_0) \cdot r_0^2}{C \cdot L^2(r_0)} \quad (2.9)$$

Les radars météorologiques mesurent la réflectivité radar équivalente  $z_e$  (en  $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ).

$$z_e(r_0) = \frac{\lambda^4}{|K_w|^{2\pi^5}} \eta(r_0) = \frac{\lambda^4}{|K_w|^{2\pi^5}} \int_0^{\infty} \sigma(D) \cdot N(D, r_0) dD \quad (2.10)$$

avec  $|K_w|$  le facteur diélectrique pour l'eau liquide ( $\approx 0.93$ ).

C'est cette grandeur qui sera par la suite mesurée et simulée.

## 2.2 Obtention de la SER et du coefficient d'extinction

Les équations 2.1 et 2.10 montrent que la connaissance de la section efficace radar (SER) est primordiale dans l'identification des cibles et dans la simulation des réflectivités radars. La section efficace de rétrodiffusion pour des particules sphériques peut être calculée par la diffusion de Rayleigh ou par la théorie de Mie-Lorenz. Pour savoir dans quel régime se placer, il faut avoir connaissance du paramètre de taille  $x$  ( $x = \frac{D\pi}{\lambda}$ ; avec  $D$  le diamètre de la particule). Dans le cas de particules à formes plus complexes, le calcul nécessite des approches plus pointues.

### 2.2.1 Cas des particules à forme sphérique

Dans le domaine des micro-ondes, deux types de diffusions peuvent se produire. Le paramètre de taille  $x = \frac{D\pi}{\lambda}$  détermine quel régime de diffusion doit être considéré.

La diffusion de Rayleigh se rencontre quand le diamètre de la particule est très petit devant la longueur d'onde (ie  $x \ll 1$ ). La section efficace de rétrodiffusion est alors :

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4} \quad (2.11)$$

Avec  $|K|^2 = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1}$  ;  $m^2$  étant la permittivité complexe du milieu. Par ailleurs, en remplaçant l'expression de  $\sigma$  dans l'équation 2.10, la réflectivité équivalente  $z_e$  se retrouve être indépendante de la longueur d'onde  $\lambda$  et proportionnelle au moment d'ordre 6 de la distribution en taille.

La diffusion de Lorenz-Mie se produit pour  $x \approx 1$ . La solution de Lorenz-Mie dépend des propriétés diélectriques des particules. Contrairement au régime de Rayleigh, la solution dépend de la longueur d'onde.

Ainsi, pour un diamètre de particule fixe, le régime de diffusion peut être différent à 35.5 GHz (bande Ka) et à 13.6 GHz (bande Ku).

### 2.2.2 Cas des particules à forme non-sphérique

Plusieurs méthodes numériques ont été établies pour le calcul du champ diffracté par une particule non sphérique. La méthode de la matrice T (Mishchenko et al., 1996) résout bien le problème pour des particules à géométrie sphéroïde.

La méthode de la Discrete Dipole Approximation (DDA) permet de calculer de manière explicite le champ diffracté par une particule à forme géométrique complexe (Draine & Flatau, 1994). La particule est discrétisée en un ensemble de dipôles élémentaires. Chaque dipôle reçoit un champ qui est la somme du champ incident et des champs diffractés par les autres dipôles du volume. Le champ diffracté total est alors la somme des champs diffractés par chaque dipôle. L'espacement entre chaque dipôle doit être suffisamment petit devant la longueur d'onde pour qu'il y ait convergence de la solution. Le critère  $|m|kd < 0.5$  doit être respecté ( $m^2$  étant l'indice de réfraction complexe du milieu). Cette méthode peut donc devenir rapidement lourde en temps de calcul, notamment pour les grosses particules.

La DDA est l'une des méthodes les plus couramment utilisées quand il s'agit de prendre en compte la forme des cristaux. Liu (2008) a donc créé une base de données dans laquelle figure les propriétés radiatives (section efficace radar, facteur d'extinction, paramètre d'asymétrie et fonction de phase) pour 11 formes de particules différentes sur 10 fréquences différentes (13.4, 35.6, 94, 85.5, 118, 150, 166, 183, 220, 340 GHz) et à 5 températures différentes (0°, -10°, -20°, -30°, -40°). C'est cette base de données qui sera utilisée pour étudier la sensibilité du simulateur SDSU à la forme des cristaux de neige.

## 3 | Analyse de sensibilité du simulateur

Le simulateur SDSU calcule les réflectivités que mesureraient les deux radars du DPR à partir de profils atmosphériques fournis par le modèle AROME à cet instant donné. Ainsi, les prévisions du modèle AROME peuvent être comparées directement aux observations du DPR. Cette comparaison peut permettre de qualifier les prévisions à la fois sur la localisation des différents types de précipitations mais aussi sur leurs intensités. Cependant, des hypothèses sur la modélisation des hydrométéores sont à formuler pour le calcul des réflectivités radars.

L'objectif principal de cette partie est de savoir à quels paramètres est plus ou moins sensible le simulateur SDSU sur le calcul des réflectivités radars. L'équation du calcul de la réflectivité  $Z_e$  (équation 2.10) montre que celle-ci s'obtient à partir de la Surface Équivalente de Rétrodifusion (SER)  $\sigma$  et de la distribution en taille des particules  $N(D)$ . Cette partie va donc se diviser en trois étapes. Une première analyse de sensibilité du simulateur va être effectuée sur la distribution en taille (DGP) des particules. Pour cela, différents schémas microphysiques seront testés. Puis, une fois le choix du schéma microphysique effectué, l'effet d'une variation de la densité de la neige sera étudié. Enfin, une dernière partie s'attachera à étudier l'impact de la forme des cristaux de neige sur le calcul de la section efficace radar  $\sigma$ .

Pour mener à bien cette analyse de sensibilité, des simulations sur sept jours ont été faites à partir du 09 janvier sur la zone de la Réunion. Cette période est caractérisée par une forte activité cyclonique avec le cyclone Bansi.

### 3.1 Analyse de sensibilité à la distribution en taille des particules $N(D)$

Cette première analyse de sensibilité va permettre d'évaluer l'impact de la définition de la distribution en taille  $N(D)$  sur les réflectivités radars. La distribution en taille des particules est définie dans le schéma microphysique. Plusieurs schémas sont disponibles en entrée du simulateur SDSU. C'est cette diversité de choix qui va permettre de jouer sur la distribution en taille  $N(D)$  des particules.

Dans une première partie, les simulations seront faites avec le schéma microphysique de AROME (ICE3). Puis, dans une deuxième partie, l'analyse de sensibilité sera faite avec quatre schémas microphysiques qui sont déjà implémentés dans le simulateur. Dans les deux parties, la distribution en taille de la neige suit une loi exponentielle mais les paramètres de la loi varient d'un schéma à l'autre.

Dans les simulations, toutes les particules sont considérées comme sphériques. Les propriétés radiatives (section efficace radar et facteur d'extinction) sont donc calculées en utilisant la théorie de Mie-Lorenz avec une permittivité relative équivalente de Maxwell-Garnett. Les différentes sources d'atténuation ne sont pas simulées.

### 3.1.1 Simulation avec la loi du schéma microphysique de ICE3

La paramétrisation de la microphysique dans ICE3 a été présentée dans la section 1.1.1 (page 8). La distribution en taille de la neige suit une loi exponentielle.

Le schéma microphysique de ICE3 ne fait pas parti des différents schémas déjà intégrés dans le simulateur. Ce travail a donc commencé par une nécessaire adaptation du code du simulateur SDSU. Puis, les simulations ont été effectuées sur la période cyclonique.

Les histogrammes 2D sur toute la période ont ensuite été calculés pour comparer, par niveau d'altitude, les distributions des simulations ICE3 aux distributions des observations. Les histogrammes sont représentés sur la figure 3.1. Ces histogrammes montrent la distribution de la réflectivité radar par niveau vertical et par intervalle de réflectivité. Les intervalles de réflectivités sont représentés en abscisse et les altitudes en ordonnée. La pluie se trouve sur la zone de 0 à 4 km alors que la neige se trouve au-delà de 4.5 km.

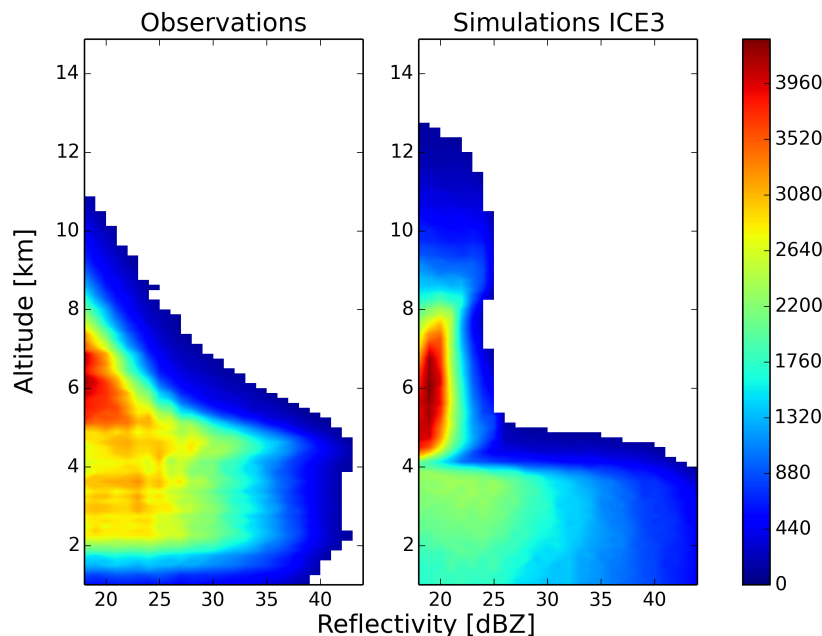


FIGURE 3.1 – Histogramme 2D d'une simulation sur 10 jours avec le schéma microphysique de ICE3 (à droite). L'historgramme de gauche est celui des observations.

Ces figures montrent plusieurs éléments :

- Pour les altitudes qui correspondent aux niveaux de pluie (jusqu'à 4.5 km), les distributions des simulations sont réalistes puisqu'une majorité des réflectivités ont des valeurs inférieures à 35 dBZ.
- Proche de la surface, les observations radars sont bruitées en raison des lobes secondaires et des échos de surface. Ces données bruitées ont été filtrées, ce qui explique le peu de réflectivités observées pour des altitudes inférieures à 1km.
- L'isotherme zéro se trouve pour des altitudes autour de 4.3 km d'altitude (Cf figure 1.5). Cette zone, appelée bande brillante, est caractérisée par de fortes réflectivités. La bande brillante n'a

pas été simulée, ce qui explique la forte différence entre l’histogramme des observations et l’histogramme des simulations sur ces altitudes.

- Sur les altitudes qui correspondent aux niveaux de neige, la majorité des réflectivités simulées ont des valeurs inférieures à 20 dBZ, ce qui n’est pas le cas pour les réflectivités mesurées.

La distribution en taille  $N(D)$  du schéma microphysique ICE3 ne semble donc pas convenir en zone tropicale pour des événements cycloniques. Des simulations vont donc être faites avec quatre autres distributions qui suivent aussi une loi de Marshall-Palmer et qui sont déjà implémentées dans le simulateur.

### 3.1.2 Simulations avec quatre différentes lois $N(D)$

#### 3.1.2.1 Les différents schémas microphysiques étudiés et les différentes lois $N(D)$

Parmi les différents choix possibles du simulateur SDSU, quatre schémas sont comme celui d’AROME :

- **GOD** : schéma du Goddard Space Flight Center (Tao, 2003), où ont été développés les missions TRMM et GPM (<https://www.nasa.gov/centers/goddard/home/index.html>).
- **GOD10** : version du schéma du Goddard améliorée en 2010 (Lang et al., 2011).
- **LIN** : schéma de LIN (Lin et al., 1983)
- **WSM6** : WRF Single Moment 6-Class Microphysics Scheme (Hong et al., 2004)

Les variables neige, grêle, pluie et neige roulée suivent dans chaque cas une loi de Marshall & Palmer (1948).

$$N_j(D) = N_{0j}e^{-(\lambda_j D)} \quad (3.1)$$

et  $\lambda$  s’exprime ainsi :

$$\lambda_j = \left(\frac{\pi \rho_j N_{0j}}{M}\right)^{0.25} \quad (3.2)$$

avec :

- $\rho$  : densité de l’hydrométéore de type  $j$  (en  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ );
- $M$  : contenu de l’hydrométéore de type  $j$  (en  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ );
- $N_{0j}$  : concentration de l’hydrométéore  $j$  (en  $\text{m}^{-4}$ );
- $D$  : diamètre des hydrométéores (en m)

Les valeurs des paramètres de la loi changent seulement d’un schéma à l’autre pour la neige.

Dans le schéma GOD10, la concentration  $N_0$  dépend d’une fonction empirique qui relie la température au rapport de mélange. Le schéma GOD10 a été développé pour diminuer les écarts entre les observations et les simulations du modèle de prévision américain WRF (Skamarock et al., 2005). En effet, bien souvent, les modèles produisent un surplus de neige, ce qui explique le constat fréquent d’une sur-estimation des réflectivités simulées par rapport aux observations. Ainsi, avec cette évolution de GOD à GOD10, la quantité de neige a été réduite. La taille des particules de neige et de graupel a été diminuée sur les zones les plus froides mais reste grande proche de la bande brillante et sur les zones à fort rapport de mélange. Plus d’informations sur les évolutions de 2010 sur le schéma du Goddard sont disponibles dans l’article de Lang et al. (2011).



Dans le schéma WSM6,  $N_0$  dépend aussi de la température. En revanche, dans les schémas LIN et GOD, les valeurs de  $N_0$  sont fixes. La grêle n'est pas une variable pronostiquée dans les schémas LIN et WSM6. Le tableau 3.1 répertorie les valeurs des concentrations  $N_0$  de chaque espèce pour chaque schéma.

	RAIN	SNOW	GRAUPEL	HAIL
<b>GOD</b>	0.08e + 8	0.16e + 8	0.04e + 8	0.002e + 8
<b>GOD10</b>	0.08e + 8	T-q fonction	0.04e + 8	0.002e + 8
<b>LIN</b>	0.08e + 8	0.03e + 8	0.04e + 8	X
<b>WSM6</b>	0.08e + 8	$0.2e + 7 \cdot e^{0.12(T_0 - T)}$	0.04e + 8	X

TABLE 3.1 – tableau récapitulatif des valeurs de  $N_0$  [ $1/m^4$ ]

### 3.1.2.2 Résultats

Dans les quatre schémas décrits ci-dessus, la densité de la neige est fixée. Dans cette partie elle est prise égale à  $0.1g/cm^3$ .

L'équation 2.10 montre que le calcul des réflectivités radars est directement lié à la distribution en taille N(D). Une modification de  $N_0$  a deux effets (Cf. équations 3.2 et 3.1) :

- Pondérer N(D) par un nouveau terme constant et donc multiplier la réflectivité radar par un nouveau terme.
- Modifier le paramètre de pente  $\lambda$  dans l'exponentielle.

Changer  $N_0$ , et par conséquent  $\lambda$ , peut donc modifier la distribution 3D des réflectivités.

Ainsi, cette partie d'analyse va s'organiser en deux temps. Les distributions 2D des simulations vont d'abord être comparées. Puis, une comparaison point à point va permettre de les comparer en intensité.

### Étude des histogrammes 2D de réflectivités

Cette section étudie l'impact d'un changement dans la loi N(D) sur les distributions de réflectivités par niveau d'altitude. Pour cela, des histogrammes 2D sont calculés sur les 10 jours de simulations pour les quatre différents schémas microphysiques en bande Ku (Cf figure 3.2). L'histogramme 2D des observations est aussi calculé sur le graphique du bas. Pour rappel, la pluie se trouve sur la zone de 0 à 4 km alors que la neige se trouve au-delà de 4.5 km.

Les histogrammes des quatre simulations sont identiques sur les niveaux de pluie (en dessous de 4 km) puisque seule la description de la neige diffère d'un schéma à l'autre. En revanche, une plus grande densité de réflectivité est mesurée sur les niveaux de pluie dans l'espace des observations. La description de la pluie est la même sur le schéma microphysique de AROME (ICE3) et sur les quatre schémas du simulateur. Cette différence de densité de points sur les niveaux de pluie peut donc s'interpréter par le fait que le modèle produirait moins de pluie que dans la réalité. Ce résultat était attendu puisque les prévisionnistes de la Réunion avait noté que le cyclone prévu par Arome était moins intense que dans la réalité.

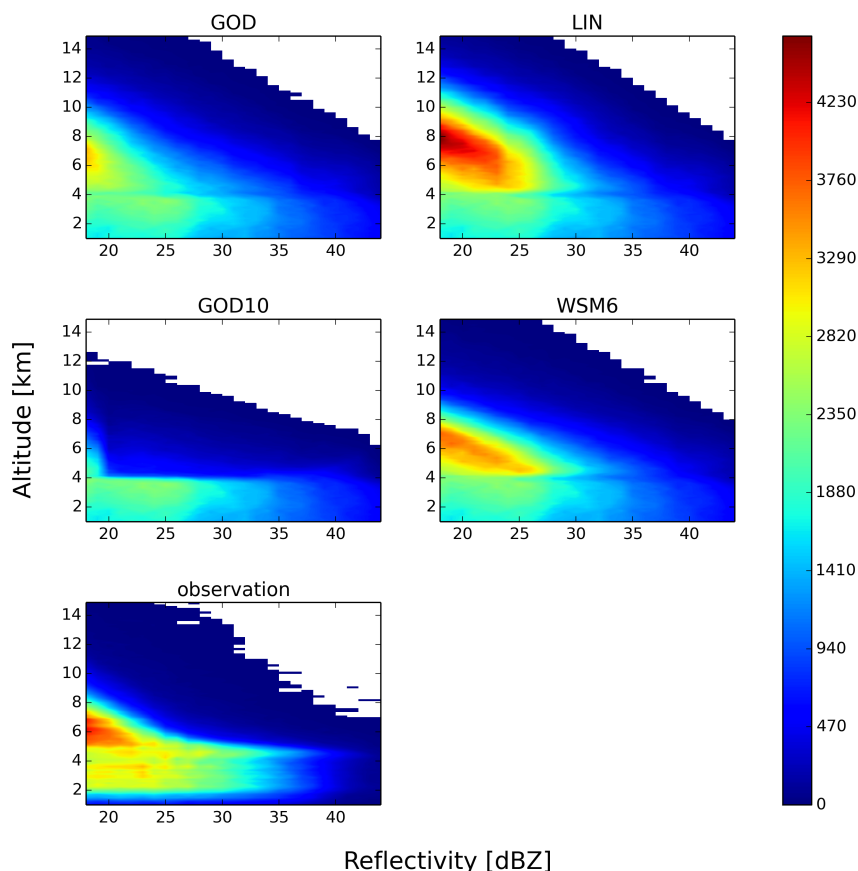


FIGURE 3.2 – Répartition des valeurs de réflectivité par niveau vertical pour chaque schéma microphysique à 13.6 GHz. La barre de couleur représente le nombre de points mesuré/simulé.

Sur les niveaux verticaux où la neige est présente (altitudes supérieures à 4.5 km), les histogrammes 2D des quatre simulations montrent qu’une variation de  $N(D)$  influe sur la distribution des réflectivités. En effet, les schémas LIN et WSM6 semblent simuler plus de réflectivités supérieures au bruit instrumental (18dBZ) que les deux schémas du Goddard. Le schéma GOD10 est celui qui simule le moins de réflectivités supérieures à 18 dBZ, ce qui est cohérent avec la littérature (Lang et al., 2011) mais n’améliore pas les comparaisons dans le cas du modèle AROME.

Comme attendu, cette comparaison des quatre histogrammes montre que le simulateur SDSU est sensible à la définition du paramètre  $N_0$  dans la loi  $N(D)$ . De plus, il semblerait que la description de la distribution en taille  $N(D)$  du schéma GOD10 soit celle qui s’éloigne le plus de la réalité.

### Étude des profils verticaux de biais et d’écart-type de ’obs-guess’

Cette section vise à comparer les simulations en intensité. L’objectif est d’obtenir un biais et un écart-type minimal entre les observations et les simulations afin de voir quel profil s’approche le plus des observations. Ainsi, le biais ( $E[Z_{\text{obs}} - Z_{\text{simu}}]$ ) et l’écart-type ( $\text{std}[Z_{\text{obs}} - Z_{\text{simu}}]$ ) vont être calculés pour chaque simulation sur tous les niveaux verticaux. Sur les figures 3.3, 3.4 et 3.5, le biais est représenté à gauche et l’écart-type à droite. Les quatre simulations sont ainsi comparées aux observations. Un échantillon homogène est considéré. C’est-à-dire que les profils verticaux ne sont

tracés que quand les observations et toutes les simulations sont supérieures à 18 dBZ. Seuls les cas '*observé*' et '*prévu dans toutes les simulations*' sont donc comparés. Il est à noter la présence d'un maximum autour de 4.3 km dans tous les profils verticaux. Ce maximum s'explique par le fait que la bande brillante a été volontairement non simulée.

La figure 3.3 représente par niveaux verticaux les biais et les écart-type pour les quatre schémas microphysiques. Les biais des observations avec les simulations GOD, LIN et WSM6 semblent être équivalents. De plus, les simulations avec les schémas GOD, LIN et WSM6 ont un biais plus important par rapport au schéma microphysique GOD10.

En terme de biais, le schéma GOD10 semble être celui le plus proche des observations. Cependant, une variabilité plus importante existe par rapport aux autres schémas. En effet, l'écart-type de  $Z_{\text{obs}} - Z_{\text{GOD10}}$  est plus grand de 2 dBZ par rapport aux autres simulations (Cf figure 3.3). De plus, la comparaison des histogrammes 2D a montré que la distribution de la simulation effectuée avec le schéma du GOD10 est celle qui s'éloigne le plus des observations. Ainsi, pour ces deux dernières raisons, le schéma GOD10 ne sera pas choisi.

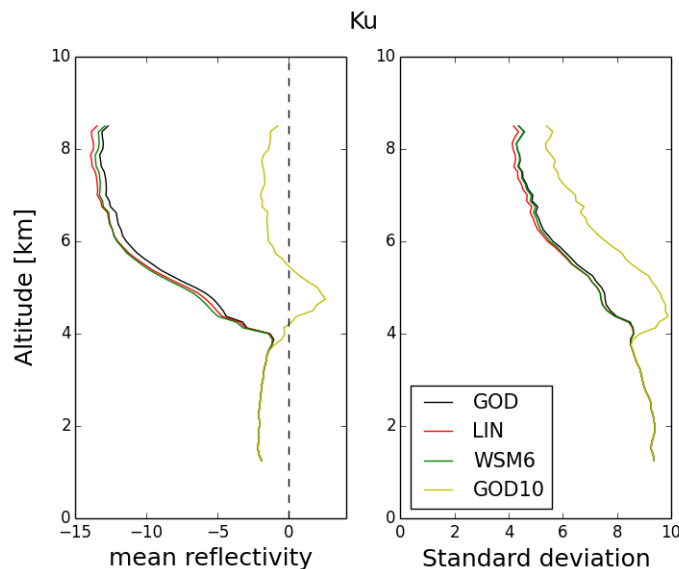


FIGURE 3.3 – Profil vertical de biais et d'écart-type (en dBZ) entre les observations et les simulations GOD, GOD10, LIN et WSM6 en bande Ku. Le profil vertical de biais est à gauche et l'écart-type est à droite.

Les figures 3.4 et 3.5 sont les mêmes graphiques mais sans le schéma GOD10. En effet, les histogrammes 2D ont montré que le schéma GOD10 ne produit pas assez de réflectivités supérieures à 18 dBZ. L'échantillon des simulations GOD10 est très différent des trois autres simulations (Cf figure 3.2). Le graphique 3.3 a été obtenu en considérant un « échantillon homogène » (ie. en ne comparant que les indices des points supérieurs à 18 dBZ dans toutes les simulations). Vu que la distribution du GOD10 est très différente des autres distributions, seule une petite proportion des simulations faites avec les schémas GOD, LIN et WSM6 étaient considérées. Sur ce faible échantillon de points, très peu de différences apparaissaient entre les simulations GOD, LIN et WSM6.

Ces figures, obtenues sur un plus grand échantillon, montrent que le simulateur est plus sensible au choix du schéma microphysique (ie, à N(D)) en bande Ku qu'en bande Ka. De plus, hormis sur la zone de la bande brillante qui se situe entre 4.3 km et 5 km, c'est le schéma GOD qui semble être

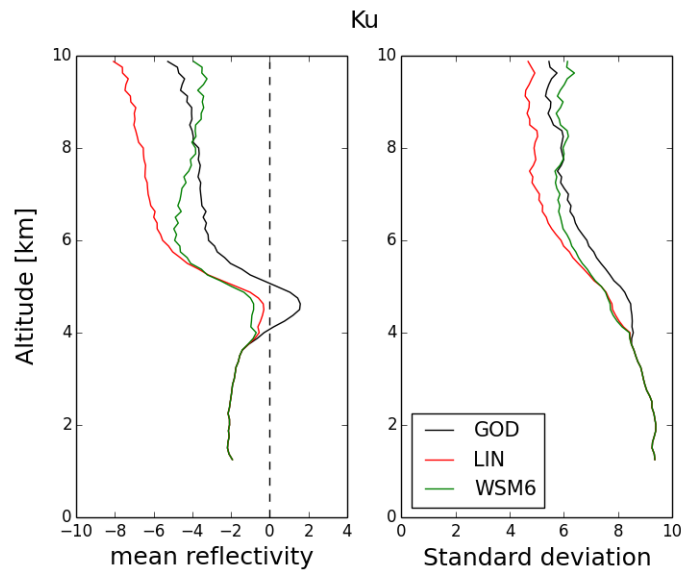


FIGURE 3.4 – Profil vertical de biais et d'écart-type (en dBZ) entre les observations et les simulations GOD, LIN et WSM6 en bande Ku. Le profil vertical de biais est à gauche et l'écart-type est à droite.

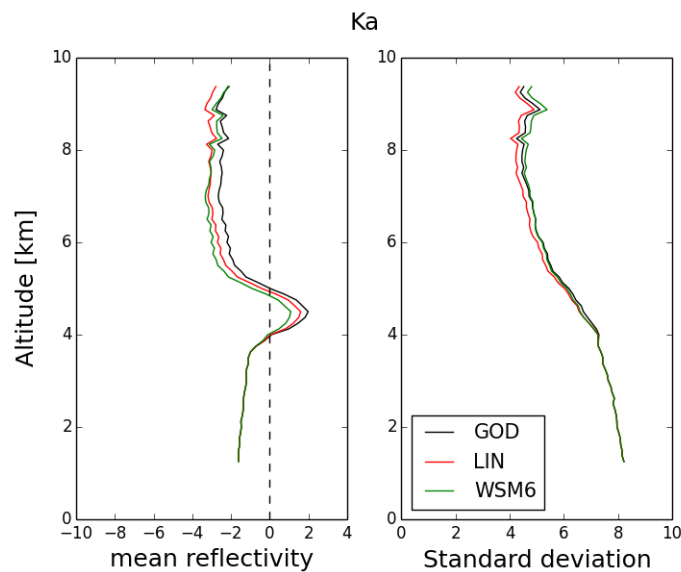


FIGURE 3.5 – Profil vertical de biais et d'écart-type (en dBZ) entre les observations et les simulations GOD, LIN et WSM6 en bande Ka. Le profil vertical de biais est à gauche et l'écart-type est à droite.

le plus proche des observations en terme de biais. Il est à noter que la comparaison point à point effectuée ici ne tient pas compte du décalage spatial existant entre le modèle et les observations. Cette raison peut expliquer la forte valeur des écart-types calculés. La comparaison point à point ne suffit pas pour choisir entre les différents schémas. Il faut aussi tenir compte des distributions 2D de réflectivités simulées.

Cette analyse de sensibilité sur les schémas microphysiques a montré que la distribution des réflectivités simulées dépend de manière significative du choix du schéma microphysique, et donc de des paramètres de la distribution en taille des particules.

## 3.2 Sensibilité des simulations radars à la densité de la neige pour des particules sphériques

Cette partie vise à étudier l'effet d'une variation de la densité de la neige sur les simulations radars. Augmenter la densité de la neige revient à diminuer le diamètre des particules et donc à modifier la loi qui relie la masse au diamètre des particules (Cf équation 1.3). De plus, le paramètre de pente  $\lambda$  de la distribution en taille des particules  $N(D)$  est fonction de la densité de la neige (Cf équation 1.8). Ainsi, il semble pertinent d'étudier l'impact d'une variation de la densité de la neige sur les réflectivités radars.

Dans un premier temps, les simulations seront présentées. Puis, de la même manière que dans la partie précédente, l'analyse de sensibilité se fera en deux temps. Dans un premier temps, l'impact de la variation de la densité de la neige sur les distributions 2D sera étudié. Puis, les simulations seront comparées en intensité point à point.

### 3.2.1 Les différentes simulations

Les simulations ont été effectuées sur la période cyclonique avec le schéma microphysique GOD. Le bruit instrumental du DPR étant de 18 dBZ, seules les réflectivités simulées supérieures à 18 dBZ seront considérées. La bande brillante n'est toujours pas simulée.

Les particules de neige sont considérées comme sphériques. Les propriétés radiatives sont donc calculées avec la théorie de Mie-Lorenz pour des densités de neige variant entre 0.02 et 0.7 g/cm<sup>3</sup>. Dans la littérature, la densité de neige est couramment prise égale à 0.1 g/cm<sup>3</sup>. Une densité de 0.4 g/cm<sup>3</sup> est plus représentative de la neige roulée (graupel). Au-delà, il s'agit de la grêle puis de la pluie.

La distribution en taille de la neige suit une loi de Marsall-Palmer :

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D} \quad (3.3)$$

Avec  $N_0 = 0.16e+8 \text{ m}^{-4}$

La loi masse-diamètre s'exprime ainsi :

$$m(D) = aD^b = \frac{\pi}{6} \rho D^3 \quad (3.4)$$

### 3.2.2 Résultats

#### Étude des distributions 2D de réflectivités

Cette section vise à étudier l'impact d'une variation de la densité de la neige sur les distributions 2D des simulations. Pour cela, des histogrammes 2D ont été calculés. Ils figurent sur le graphique 3.6. L'histogramme 2D des observations est celui qui se trouve en haut à gauche. Ensuite viennent ceux du calcul de Mie-Lorenz pour des densités de neige variables.

La densité de neige semble jouer un rôle important sur la distribution 2D des réflectivités radars. La figure 3.6 montre qu'une augmentation de la densité de neige produit plus de réflectivités élevées. Il est possible que ce qui est vu comme du bruit à une densité égale à 0.05 g/cm<sup>3</sup> sera détecté par le DPR si la densité de neige passe à 0.7 g/cm<sup>3</sup>. De plus, le modèle AROME produit peu de neige roulée. En effet, si en entrée du simulateur on augmente la quantité de neige roulée (graupel) en laissant une densité de neige égale à 0.1 g/cm<sup>3</sup>, alors on se rapproche plus des observations. Ainsi, il

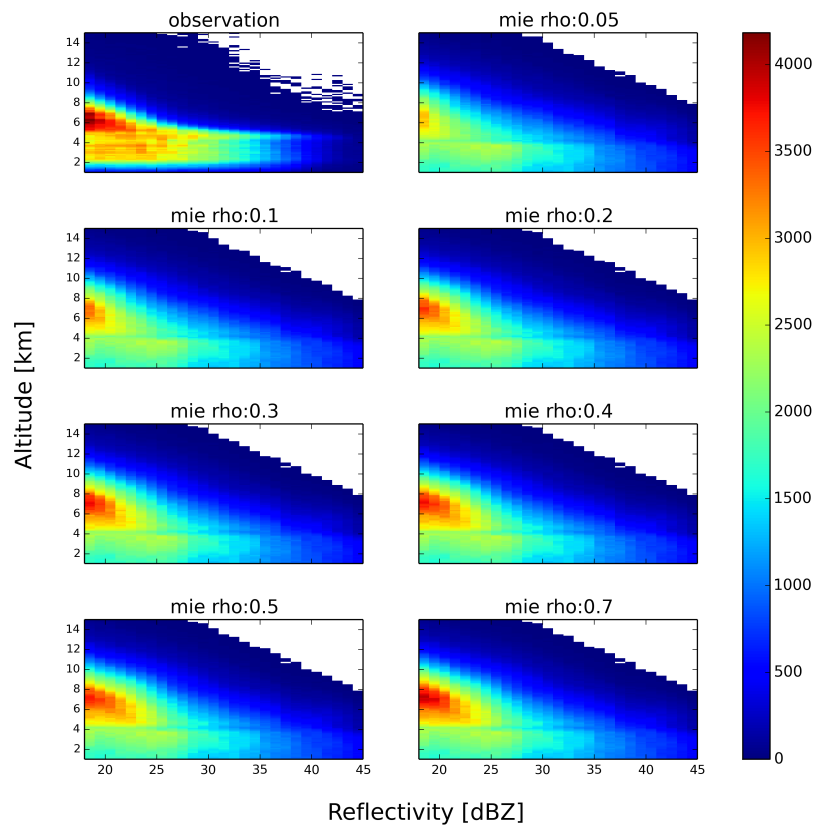


FIGURE 3.6 – Histogramme 2D de réflectivités des observations (en haut à gauche) et des simulations pour des densités de neige variant entre 0.05 g/cm<sup>3</sup> et 0.7 g/cm<sup>3</sup>. L’axe des abscisses correspond aux réflectivités (en dBZ) et l’axe des ordonnées correspond aux niveaux d’altitude (en km).

semblerait que forcer la densité de la neige à une valeur proche de celle de la neige roulée permette de se rapprocher des observations en terme de répartition 2D.

Le constat qui ressort de cette comparaison est qu’une variation de la densité de la neige a des répercussions conséquentes sur les distributions 2D de réflectivités radars.

### Étude des profils verticaux de biais et d’écart-type de ‘Obs - Guess’

Dans cette section sont comparés les biais et les écart-types des observations avec les simulations pour toutes les altitudes. Les biais et écart-types ne sont calculés que dans les cas suivant « *précipitation observée et précipitation prévue dans toutes les configurations* ». Il est ainsi possible de comparer toutes les simulations en intensité sur les mêmes scènes pour chaque point situé à une position donnée. Les profils sont représentés sur les figures 3.7 et 3.8. Le biais se trouve sur les graphiques de gauche et l’écart-type à droite.

Les figures 3.7 et 3.8 montrent que plus la densité de neige augmente et plus les simulations sur-estiment les réflectivités par rapport aux observations. En revanche, plus la densité augmente et plus l’écart-type diminue. De plus, pour une perturbation donnée sur la densité de la neige (ici 0.1 g/cm<sup>3</sup>), plus la densité de la neige est importante et moins l’impact sur les simulations est important. Par exemple, la différence de biais entre les simulations effectuées à 0.1 g/cm<sup>3</sup> (*courbe rouge*) et

0.2 g/cm<sup>3</sup> (*courbe magenta*) est moins importante que la différence de biais entre les simulations effectuées à 0.3 g/cm<sup>3</sup> (*courbe rose*) et 0.4 g/cm<sup>3</sup> (*courbe bleue*).

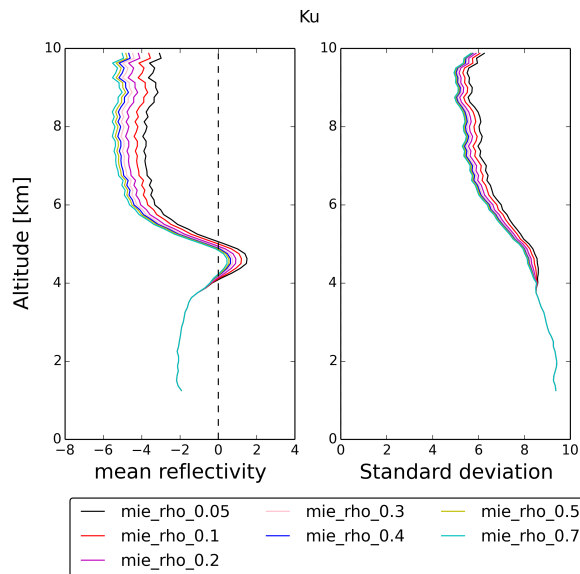


FIGURE 3.7 – profil vertical des différences de réflectivité entre observation et simulation en bande Ku. La moyenne par niveau est représentée sur le graphique de gauche. L'écart-type se trouve sur le graphique de droite.

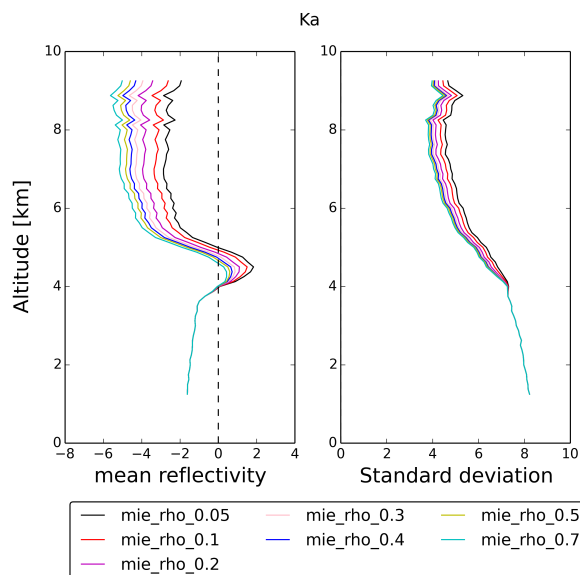


FIGURE 3.8 – profil vertical des différences de réflectivité entre observation et simulation en bande Ka. La moyenne par niveau est représentée sur le graphique de gauche. L'écart-type se trouve sur le graphique de droite.

Les graphiques des histogrammes 2D ont montré qu'il est nécessaire d'augmenter la densité de la neige pour avoir une distribution semblable à celle des observations. Ces graphiques montrent qu'une

augmentation de la densité de la neige a pour effet d'augmenter le biais entre les observations et les simulations. Ainsi, les simulations radars sont sensibles à la densité de la neige et un mauvais pronostic de celle-ci a des répercussions sur les simulations à la fois en intensité mais aussi sur leurs distributions.

### 3.3 Analyse de sensibilité à la forme des cristaux de neige

Plusieurs études se sont déjà penchées sur l'impact de la modélisation des cristaux de neige sur le calcul des Sections Efficaces Radars (SER) (Petty & Huang, 2010; Liu, 2008). Hong (2007) a effectué à 94 GHz une comparaison du calcul de la SER à 94 GHz, pour six formes différentes entre les méthodes DDA et Mie-Lorenz. Il montre que le calcul de la SER est sensible à la modélisation de la forme des cristaux et que cette sensibilité augmente avec le diamètre moyen des cristaux. Petty & Huang (2010) ont montré que, pour des masses supérieures à 3 mg, le DFR entre Ku et Ka ( $DFR = 10 \cdot \log_{10}(\frac{z_{Ku}}{z_{Ka}})$ ) est sensible à la forme. Leinonen et al. (2012) montre quant à lui que l'utilisation conjointe de trois fréquences (Ku, Ka, W) nécessite une modélisation de la forme la plus précise possible. Ainsi, ces études montrent que suivant la valeur du paramètre de taille  $x = \pi \frac{D}{\lambda}$ , une modélisation plus ou moins précise de la forme des cristaux de neige est requise.

L'objectif de cette partie est donc d'étudier l'impact de la forme des cristaux de neige sur les réflectivités simulées par le simulateur SDSU à 13.6 GHz et à 35.5 GHz. La forme des cristaux joue dans le calcul de la section efficace radar. Cinq simulations pour cinq formes différentes ont été effectuées par la méthode de la Discrete Dipole Approximation (DDA). Les différentes simulations seront d'abord présentées puis les résultats seront analysés dans une deuxième partie.

#### 3.3.1 Les différentes formes de particules

La méthode de la Discrete Dipole Approximation (DDA) est employée avec la base de données de Liu (2008). Liu (2008) a calculé et répertorié la section efficace radar et le facteur d'extinction (l'extinction est la somme des effets de diffusion et d'absorption) pour onze formes différentes pour des paramètres de taille différents et pour des températures variables. Les onze formes de particule sont représentées sur la figure 3.9. Dans cette étude, seulement cinq formes seront considérées : trois formes hexagonales (long column, block column et thin plate), la forme rosette à six branches ainsi que la forme en dendrite. Souvent, par simplicité, les cinq formes seront appelées par leurs diminutifs. Le tableau 3.2 répertorie les appellations des différentes formes.

hexagonal long column	hexl
hexagonal block column	hexb
hexagonal thin plate	hexp
6-bullet rosette	ros6
dendrite snowflake	sden

TABLE 3.2 – Diminutifs des appellations des différentes formes utilisées.

La distribution en taille de la neige suit une loi gamma généralisée avec  $\mu = 1$  :

$$N(D) = \frac{N_0}{\Gamma(\mu)} \lambda^\mu D^{\mu-1} e^{-\lambda D} \quad (3.5)$$

La masse d'une particule s'exprime en fonction du diamètre D des particules suivant la relation :

$$m(D) = aD^b \quad (3.6)$$



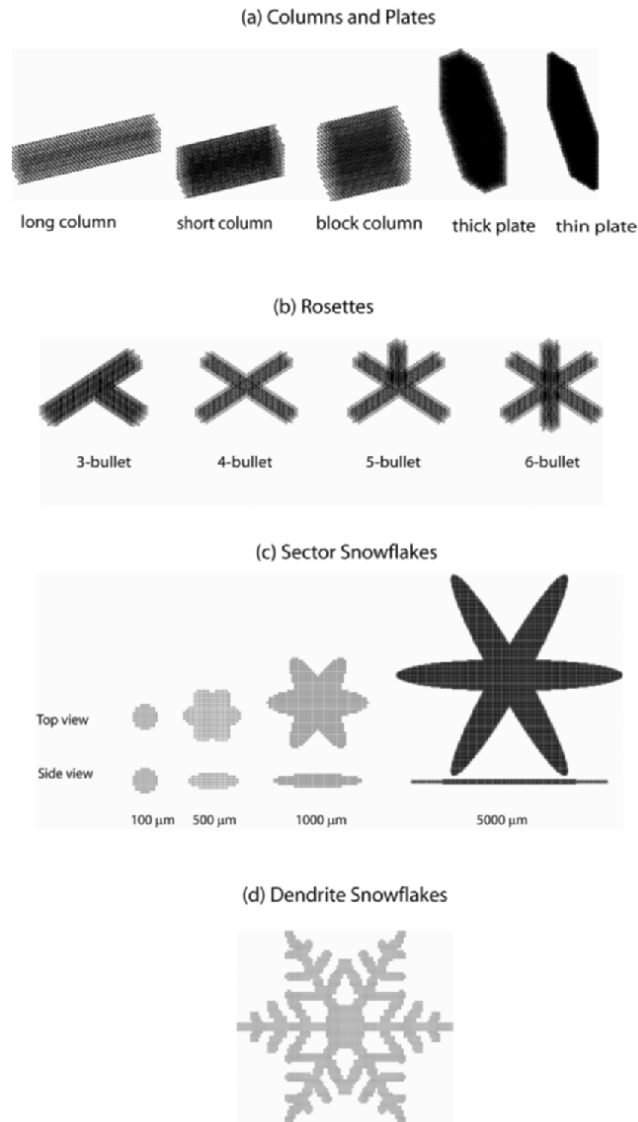


FIGURE 3.9 – Les onze formes de particules pour lesquelles la table de Liu (2008) a été faite.

Le paramètre « a » est lié à la densité et le paramètre « b » est plutôt représentatif de la forme de la particule. Étant donné que les particules n'ont pas des formes sphériques, il est plus délicat de trouver les valeurs des paramètres a et b pour chaque forme. Des valeurs empiriques ont été utilisées dans les tables de Liu. Elles sont répertoriées dans le tableau 3.3. De plus, la figure 3.10 représente graphiquement les différentes lois pour chacune des formes considérées.

	sphere	long column	block column	thin plate	6-bullet rosette	dendrite snowflake
<b>a</b> [ $kg \cdot m^{-b}$ ]	0.02	37.09	229.66	32.36	0.09	0.01
<b>b</b>	1.9	3.00	3.00	3.00	2.13	1.90

TABLE 3.3 – tableau récapitulatif des paramètres a et b de la loi masse diamètre pour la neige.

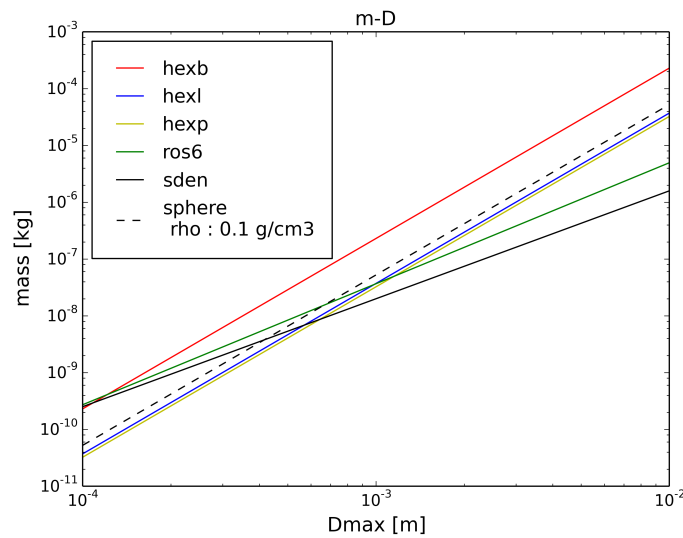


FIGURE 3.10 – Graphique représentant en échelle log la masse  $m$  en fonction du diamètre maximal  $D$  des particules de neige pour différentes formes.

### 3.3.2 Résultats

Le tableau 3.3 montre que les valeurs des coefficients  $a$  et  $b$  varient beaucoup d'une forme à l'autre. Par exemple, pour la forme « hexagonal block » le coefficient  $a$  vaut 229.66 alors qu'il vaut seulement 0.01 pour la forme « dendrite ». Ainsi, modifier la forme revient à faire varier la densité de la particule de neige. La partie précédente a montré que les simulations radars sont très sensibles à la densité de la neige. Les simulations radars pour les cinq formes sont donc différentes les unes des autres mais il est difficile de dire si cette variabilité provient de la variation de la densité de la neige ou bien de la forme elle-même.

Pour étudier l'impact de la forme nous avons donc décidé de réaliser une étude de sensibilité purement académique :

1. Assigner à  $a$  et  $b$  une même valeur pour toutes les formes ( $a = 32.36$  et  $b = 3$ ) mais utiliser la section efficace radar et le facteur d'extinction propre à chaque particule.
2. Simuler seulement les réflectivités dues à la neige.

La forme « hexagonal block » est prise comme forme de référence. Les profils verticaux moyens de biais sur les dix jours entre chaque forme et la forme « hexagonal block » ont été calculés. Ils sont représentés sur la figure 3.11. Seuls les niveaux de neige sont représentés puisque toutes les autres quantités d'hydrométéores sont considérées nulles.

Ce graphique montre que l'impact de la forme des cristaux décroît avec l'altitude. En bande Ku, le biais est au maximum de 2 dBZ pour la forme rosette. Le biais maximal est inférieur à 1 dBZ pour les autres formes. En bande Ka, le biais maximal est inférieur à 1 dBZ pour les formes hexagonales mais peut atteindre jusqu'à 4 dBZ pour la forme rosette. L'écart-type par niveau n'est pas représenté mais il est très inférieur à 1 dBZ.

Ainsi, il existe une différence entre les simulations radars pour les différentes formes. La plus grande différence (4 dBZ) se trouve entre les simulations « hexagonal block » et « rosette 6-bullets ». Cependant, ces différences seraient noyées dans le bruit du DPR (18dBZ) pour des simulations où

toutes les quantités d'hydrométéores seraient considérées. Par ailleurs, les courbes de la figure 3.11 représentent en réalité les maxima des différences. En effet, les mêmes scènes ne sont pas comparées puisque les moyennes ont été calculées individuellement avant d'être soustraites. Par conséquent, à nos deux fréquences d'intérêts, l'impact de la forme des cristaux de neige n'est pas aussi important que ne l'est celui de la paramétrisation de  $N(D)$  sur le calcul des réflectivités radars.

Enfin, comme attendu, l'effet est tout de même plus important en bande Ka qu'en bande Ku. Il faudrait monter plus haut en fréquence pour voir une sensibilité plus importante à la forme des cristaux de neige (Leinonen et al., 2012).

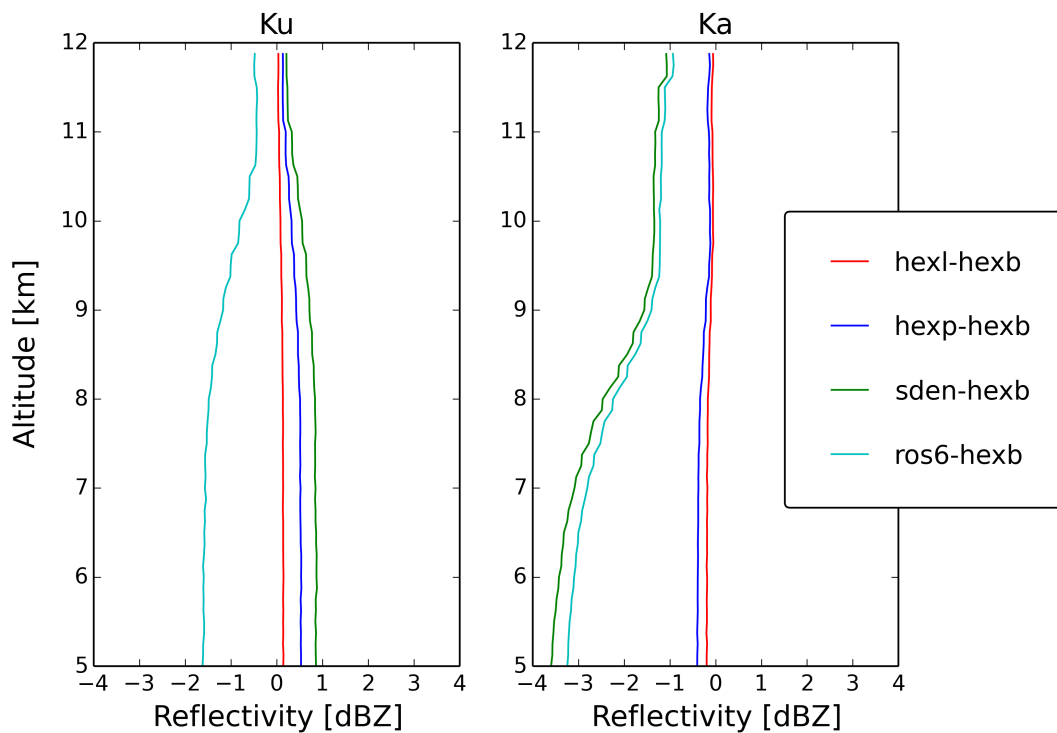


FIGURE 3.11 – Profil moyen vertical du biais entre la forme « hexagonal block » et les formes « hexagonal plate », « hexagonal long », « rosette 6-bullets » et « dendrite snowflake ».

### 3.4 Bilan sur l'analyse de sensibilité du simulateur

Une analyse de sensibilité du simulateur a été faite sur trois paramètres :

- La distribution en taille  $N(D)$  des hydrométéores (via le schéma microphysique) ;
- La densité de la neige.
- La forme des cristaux de neige (via la méthode de la DDA) ;

L'analyse de sensibilité sur la loi  $N(D)$  a mis en évidence que les simulations radars dépendent fortement de la manière dont chaque population d'hydrométéores est décrite. Cinq schémas différents ont été testés : le schéma de Arome ICE3, le schéma du Goddard, le schéma du Goddard de 2010, le schéma de LIN et le schéma WSM6. Cette importante sensibilité était attendu puisque modifier la concentration  $N_0$  revient à modifier l'expression de la réflectivité radar. En effet, dans le cas d'une loi de Marshall & Palmer (1948), la réflectivité devient (eq.3.1 dans eq.2.10) :

$$z_e(r_0) = N_0 \frac{\lambda^4}{|K_w|^{2\pi^5}} \int_0^\infty \sigma(D) \cdot e^{-\lambda D} dD$$

$$\lambda = \left( \frac{\pi \rho N_{0j}}{M} \right)^{0.25}$$

Cette analyse de sensibilité a aussi mis en avant que c'est le schéma du Goddard qui semble se rapprocher au mieux des observations. Il est tout de même difficile d'avoir un avis tranché sur le choix du schéma puisque qu'une comparaison point à point ne permet pas d'établir un vrai diagnostic. Nous avons tout de même décidé de choisir le schéma microphysique du Goddard pour l'ensemble des simulations à venir dans le reste de cette étude.

Cette analyse de sensibilité a aussi mis en avant que la loi  $N(D)$  de ICE3 (voir page 21) ne permet pas de représenter les réflectivités les plus fortes de la distribution observée. Ceci est très certainement dû au fait que dans la paramétrisation de ICE3, les hydrométéores de taille importantes sont plus nombreux mais sont en moyenne de densité plus faible par rapport à la paramétrisation du schéma du Goddard GOD. Une explication un peu plus approfondie est donnée en Annexe page 50.

Sur les deux fréquences du DPR (35.5 GHz et 13.6 GHz), la forme des cristaux de neige a une moindre influence sur le calcul des réflectivités radars. Il faudrait monter plus haut en fréquence pour voir une sensibilité à la forme des cristaux. Ainsi, choisir une forme sphérique semble être un bon compromis. Les simulations à venir seront donc faites avec le calcul de Mie-Lorenz.

Enfin, une variation de la densité de la neige affecte de manière significative les simulations. La deuxième partie de cette étude a donc pour ambition d'obtenir une estimation de la valeur de la densité de la neige.

## 4 | Les deux radars comme outil de pronostic de la densité de la neige

L'analyse de sensibilité a mis en évidence que le simulateur est sensible à la valeur de la densité de la neige. L'étude précédente a montré qu'il est nécessaire d'augmenter la densité de la neige pour obtenir une distribution simulée proche de celle des observations. La valeur de la densité de la neige doit donc être pronostiquée au mieux pour simuler les réflectivités radars.

Dans la littérature, les valeurs de densités de neige couramment prises en zone tropicale sont 0.1 g/cm<sup>3</sup> pour la neige et 0.4 g/cm<sup>3</sup> pour la neige roulée (graupel) (exemple : Gao et al. (2005)). Ces valeurs sont souvent choisies comme valeur par défaut. Des méthodes ont déjà été proposées pour diagnostiquer au mieux la densité de neige (Roebber et al. (2003), Liao & Meneghini (2011)). Dans cette partie, les réflectivités radars fournies par les deux radars du DPR vont être utilisées conjointement afin de déterminer la densité de la neige la plus proche des observations. Le protocole mis en place va d'abord être décrit puis les résultats seront présentés.

### 4.1 Méthode

L'utilisation conjointe des deux fréquences du DPR est un des éléments novateurs de la mission GPM.

Le DFR (Dual frequency Ratio) est le rapport entre la réflectivité en bande Ku et la réflectivité en bande Ka.

$$DFR = 10 \log_{10} \left( \frac{z_{Ku}}{z_{Ka}} \right) = Z_{Ku} - Z_{Ka} \quad (4.1)$$

Ce rapport permet d'obtenir des estimations des paramètres de loi des distributions en taille des hydrométéores (loi N(D)). Johnson (2007) a décrit un algorithme qui permet de restituer les paramètres  $N_0$  et  $\lambda$  de la distribution en taille de la neige. Une connaissance plus précise de ces deux paramètres permet ensuite de mieux contraindre les modèles inverses (ie : estimer des grandeurs comme des quantités neige à partir de mesures instrumentales) et directes (ie : simuler des mesures instrumentales à partir des quantités d'hydrométéores).

Liao & Meneghini (2011) utilisent les deux radars du DPR pour identifier la phase des hydrométéores ainsi que la densité de neige. Ils ont calculé le DFR et ont regardé sa répartition dans l'espace des réflectivités radars en bande Ku. Ils ont aussi calculé analytiquement l'expression du DFR en fonction de la réflectivité en bande Ku pour plusieurs densités de neige.

$$f(Z_{Ku}) = Z_{Ku} - Z_{Ka} \quad (4.2)$$

La figure 4.1 résume cette méthodologie. Le nuage de points bleus correspond aux niveaux de neige, le vert aux niveaux de la bande brillante et le rouge aux niveaux de pluie. Ils montrent ainsi que dans 90% des cas les phases neige, pluie et bande brillante peuvent être séparées grâce à l'utilisation conjointe des deux radars. Les courbes théoriques sont tracées en noir. Elles permettent d'identifier

quelle densité de neige se rapproche le plus des observations. Dans ce cas d'étude, il semblerait que la neige ait une densité comprise entre 0.3 et 0.5 g/cm<sup>3</sup>.

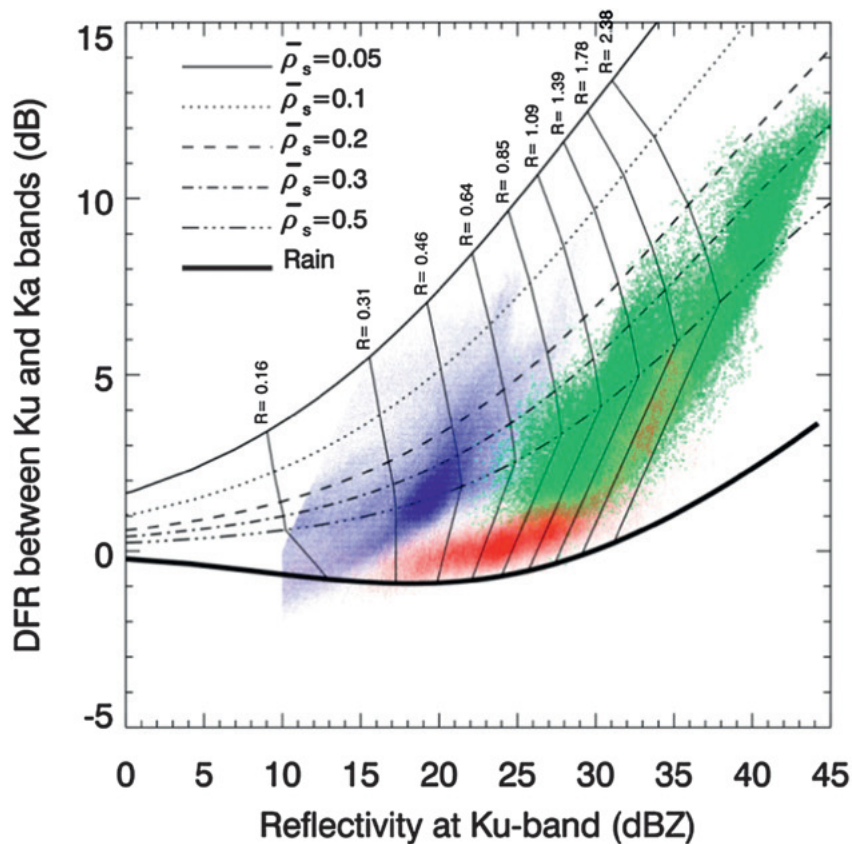


FIGURE 4.1 – Répartition du DFR en fonction des réflectivités radars en bande Ku pour la neige (en bleu), la pluie (en rouge) et pour la neige fondante (en vert). Des courbes théoriques pour des densités variables sont superposées aux nuages de points. *source : Liao & Meneghini (2011).*

Ainsi, pour obtenir un encadrement de la densité de neige sur notre cas d'étude, il suffit de regarder la répartition du DFR dans l'espace des réflectivités du radar Ku et de comparer cette répartition à des courbes théoriques de densité de neige.

À partir de 18 dBZ, les courbes théoriques de la figure 4.1 peuvent être approximées par une droite. Ainsi, la démarche qui est ici mise en oeuvre est la suivante :

1. Des simulations radars sont effectuées pour des densités de neige variant entre 0.05 g/cm<sup>3</sup> et 0.7 g/cm<sup>3</sup>.
2. Le DFR des simulations est tracé en fonction de la réflectivité en bande Ku et une régression linéaire est ensuite tracée pour chaque groupe de simulation.
3. Dans l'espace des observations, le DFR est calculé sur tous les niveaux verticaux où la neige est présente.
4. Un histogramme 2D du DFR en fonction des réflectivités du radar Ku est ensuite calculé. C'est à dire que, pour chaque valeur de réflectivité du radar Ku, on compte le nombre de points pour lesquels le DFR a une certaine valeur.

5. Les droites qui représentent les fonctions  $DFR = f(Z_{Ku})$  pour différentes valeurs de densité sont ensuite superposées à l'histogramme. Il est alors possible d'obtenir un encadrement de la densité de neige.

## 4.2 Résultats

La méthode décrite précédemment est suivie sur la période cyclonique de janvier. Des simulations ont été faites pour des densité de neige variant entre 0.05 et 0.7 g/cm<sup>3</sup>. Toutes les simulations ont été effectuées en calculant les propriétés radiatives avec la théorie de Mie-Lorenz. Pour chaque groupe de simulation, le DFR est calculé pour chaque  $Z_{Ku}$  quand  $Z_{Ku}$  et  $Z_{Ka}$  sont supérieurs à 18 dBZ.

La deuxième étape consiste à calculer les distributions 2D du DFR dans l'espace des réflectivités radars en bande Ku puis à en faire des régressions linéaires. Les tracés résultants sont sur la figure 4.2. Par ailleurs, cette figure montre que, à  $Z_{Ku}$  fixée, plus la densité de la neige croit et plus le DFR diminue. Plus la densité de la neige augmente et plus le nombre de points simulés supérieurs à 18 dBZ augmente sur la zone où  $Z_{Ku}$  est compris entre 18 dBZ et 25 dBZ. Ce résultat est cohérent car les valeurs des réflectivités en bande Ku sont de cet ordre de grandeur sur les niveaux de neige. Ainsi, augmenter la densité de la neige revient à modifier la distribution des simulations et à simuler plus de réflectivités sur cet intervalle (Cf. partie sur l'analyse de sensibilité à la densité de la neige page 27)

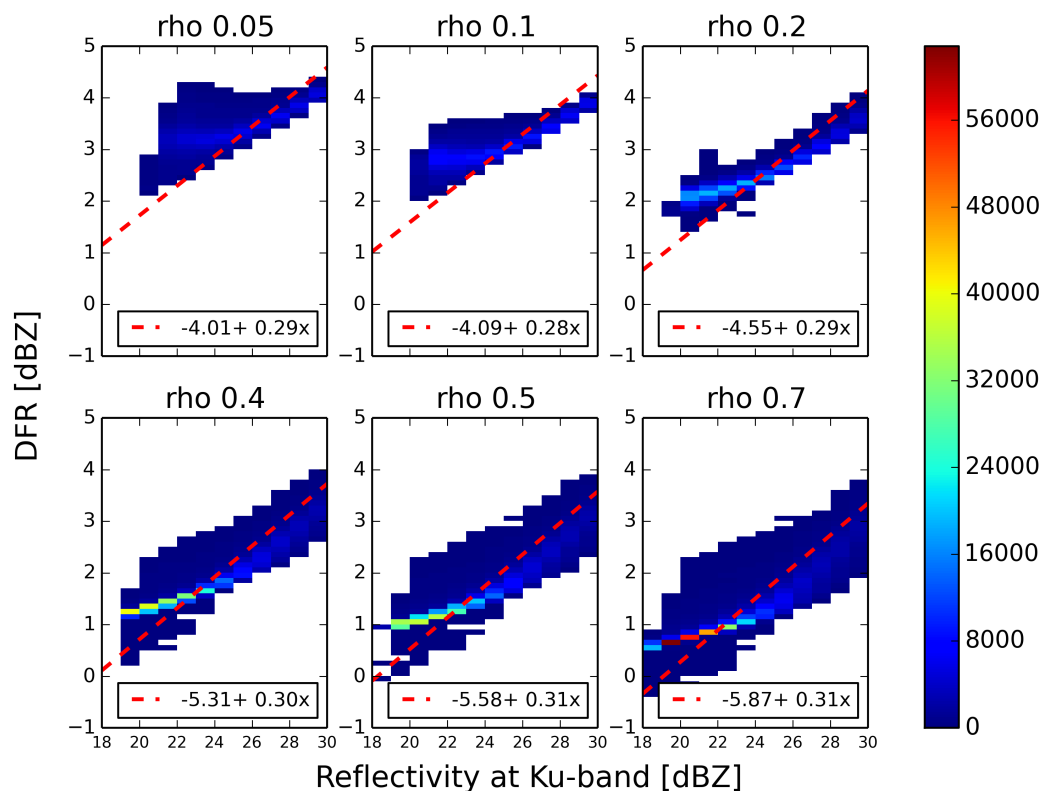


FIGURE 4.2 – Histogrammes 2D des simulations pour des densités de neige variant entre 0.05 g/cm<sup>3</sup> et 0.7 g/cm<sup>3</sup>. La barre de couleur correspond au nombre de réflectivités simulées. L'axe des ordonnées est celui du DFR ( $DFR = Z_{Ku} - Z_{Ka}$ ) et l'axe des abscisses est celui de la réflectivité simulée en bande Ku. Les courbes en rouge sont des régressions linéaires de ces distributions.

Les régressions linéaires effectuées ont été superposées aux distributions. On notera que cette approximation au premier ordre ne traduit pas la non linéarité de  $DFR = f(Z_{Ku})$  pour les plus faibles valeurs de  $Z_{Ku}$ . Dans la figure 4.3, ces droites sont superposées à l'histogramme 2D du DFR des observations en fonction du  $Z_{Ku}$  mesuré. Une droite représentant la distribution des observations est aussi tracée. Ce graphique suppose que la densité réelle de la neige est comprise entre 0.3 et 0.7 g/cm<sup>3</sup>. Une valeur autour de 0.4 g/cm<sup>3</sup> est plutôt significative de la neige roulée. Au-delà il s'agit de la grêle. Ainsi, le meilleur compromis semble être de choisir une densité de neige égale à 0.4 g/cm<sup>3</sup>.

Le modèle AROME ne produit pas assez de neige roulée (graupel). Forcer la densité de la neige à 0.4 g/cm<sup>3</sup> équivaut à augmenter la quantité de graupel dans le profil météorologique.

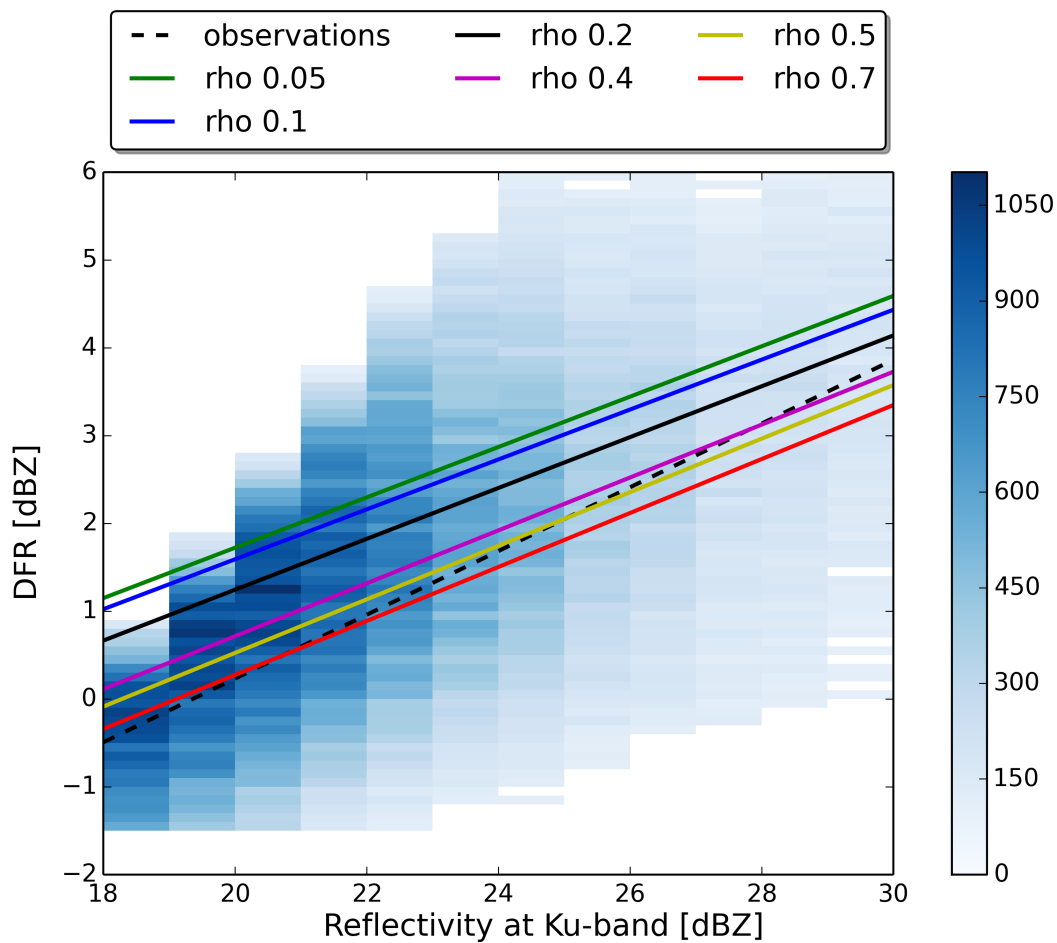


FIGURE 4.3 – Histogramme 2D des observations. La barre de couleur correspond au nombre de réflectivités mesurées. L'axe des ordonnées est celui du DFR ( $DFR = Z_{Ku} - Z_{Ka}$ ) des observations et l'axe des abscisses correspond à la réflectivité calculée en bande Ku. Les droites représentent les échantillons des DFR simulés pour chaque densité de neige (Cf. figure 4.2).

### 4.3 Bilan sur les paramètres d'entrée du simulateur choisis

Une analyse de sensibilité du simulateur a été effectuées dans deux buts :



1. Identifier les paramètres d'entrée du simulateur SDSU qui ont une influence plus moins notable sur la variabilité des simulations radars.
2. Régler ces paramètres de manière à réduire le biais entre les observations et les simulations.

Les sensibilités du simulateur aux différents paramètres d'entrée ont été établies dans la partie qui concernait l'analyse de sensibilité. La partie analyse de sensibilité a aussi permis de sélectionner le schéma microphysique (schéma du Goddard GOD) et la méthode de calcul des propriétés radiatives (théorie de Mie-Lorenz). Cependant, un doute subsistait sur la valeur de la densité de la neige. Les informations fournies par les deux radars du DPR ont été utilisées conjointement afin d'obtenir un encadrement de cette densité. La valeur la plus pertinente semble être  $0.4 \text{ g/cm}^3$ .

Ainsi, toutes les simulations à venir seront désormais effectuées avec une densité de neige égale à  $0.4 \text{ g/cm}^3$ . Le schéma microphysique utilisé sera celui du Goddard (GOD) et la théorie de Mie-Lorenz sera utilisée pour les calculs de sections efficaces radars et de coefficients d'extinctions.

La figure 4.4 montre l'histogramme 2D des simulations (à droite) avec tous les paramètres définis précédemment. L'histogramme des 2D des observations est aussi représenté sur le graphique de gauche. Sur les niveaux de pluie (de 0 km à 4 km), le modèle AROME n'a pas produit assez d'hydrométéores puisque que les histogrammes montrent moins de points du côté des simulations. De plus, les simulations surestiment les réflectivités puisqu'elles peuvent dépasser les 50 dBZ.

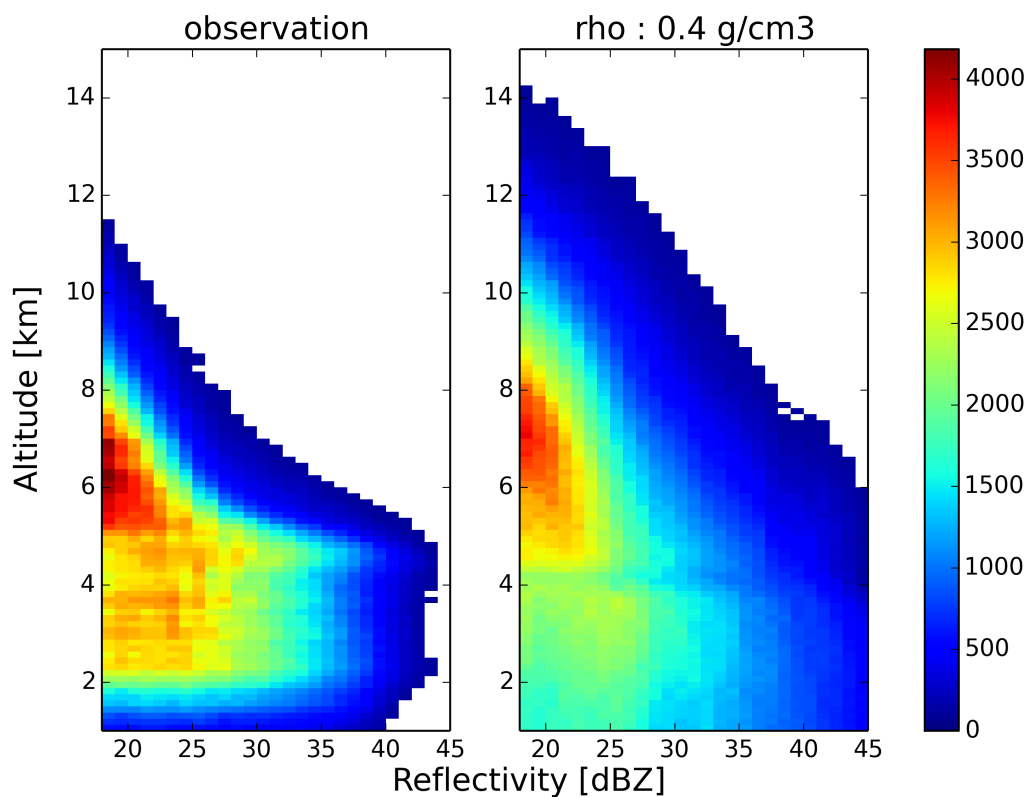


FIGURE 4.4 – Histogramme 2D des observations (à gauche) et des simulations (à droite) pour une densité de neige égale à  $0.4 \text{ g/cm}^3$  avec le schéma microphysique GOD. Les calculs de SER ont été effectués avec la théorie de Mie-Lorenz.

De plus, le cyclone vu par AROME a visiblement une extension verticale plus importante que dans la réalité. En effet, les radars du DPR mesurent des réflectivités jusqu'à 11.8 km d'altitude alors que les simulations montrent des réflectivités jusqu'à 14 km d'altitude. Deux causes peuvent être à l'origine de cette différence en altitude. La première est qu'une densité de neige égale à 0.4 g/cm<sup>3</sup> est certainement trop élevée pour les plus hautes altitudes. Il faudrait faire le diagnostique  $DFR=f(Z_{Ku})$  par niveau vertical. La deuxième cause possible est que le modèle effectue des extensions verticales du cyclone plus grandes que dans la réalité.

La figure 4.5 représente l'histogramme de la différence entre les observations et les simulations. La zone qui se trouve autour de 4.3 km représente la bande brillante et n'est pas représentative d'un biais du modèle puisqu'elle n'a volontairement pas été simulée. Sur les niveaux de pluie, l'histogramme est compris entre -20 dBZ et 18 dBZ. Une plus grande majorité de points se trouve sur l'intervalle [-20 dBZ, 0 dBZ], ce qui montre que le simulateur surestime les réflectivités sur les zones de pluie. Ce biais est moins important sur les zones de neige puisque la majorité des points ont des valeurs de biais comprises entre -10 et 10 dBZ.

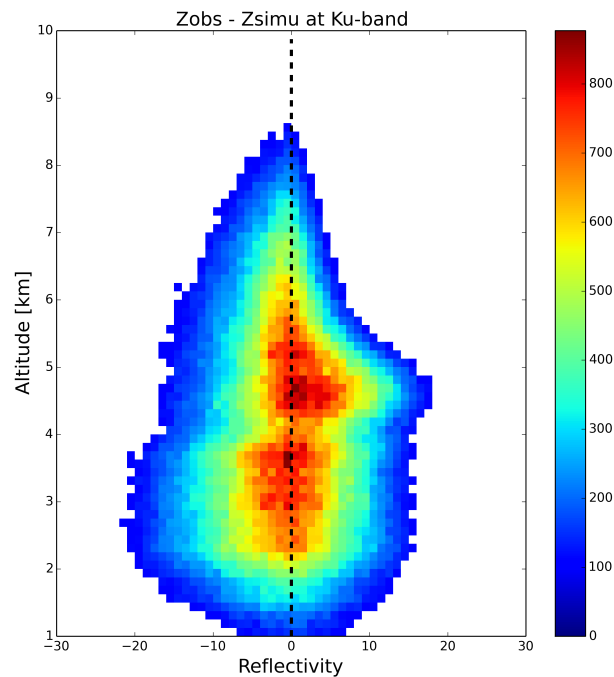


FIGURE 4.5 – Histogramme des différences entre les observations et les simulations pour une densité de neige égale à 0.4g/cm<sup>3</sup> avec le schéma microphysique GOD. Les calculs de SER ont été effectués avec la théorie de Mie-Lorenz.

## 5 | Le DPR comme outil d'évaluation des modèles de PNT

Dans cette partie, les observations des deux radars du DPR vont être utilisées afin de comparer deux expériences de simulation du modèle Arome. La différence entre ces deux expériences réside dans la paramétrisation des flux de surface entre l'océan et l'atmosphère. Dans la première expérience, les flux air-océan sont décrits par Ecume<sup>1</sup>. C'est cette paramétrisation qui a été utilisée dans toutes les simulations effectuées jusqu'à présent. La paramétrisation des flux air-océan dans la deuxième expérience est Coare3<sup>2</sup>. Les deux paramétrisations sont présentées dans Le Moigne et al. (2009).

À priori ces deux paramétrisations diffèrent essentiellement en cas de vent fort, Coare3 établissant des flux moins intenses qu'Ecume. Dans le cas des cyclones, les différences peuvent être importantes, et par conséquent le développement des cyclones peut être fortement impacté par le choix de la paramétrisation. L'épisode cyclonique de janvier 2015 (09/01/2015 - 19/01/2015) constitue donc un excellent cas d'étude pour étudier la différence entre ces deux expériences.

Une comparaison point à point des simulations aux observations n'est pas pertinente puisqu'il existe un décalage entre les cellules prévues par le modèle Arome et les cellules observées par les radars du satellite du GPM-core. Ainsi, les simulations vont être comparées aux observations mais sur un voisinage spatial donné. L'outil au coeur de cette comparaison est le Fraction Skill Score qui permet de calculer des scores pour des seuils d'intensité variable sur un voisinage spatial donné.

### 5.1 Comparaison avec tolérance spatiale : Fraction Skill Score

Un décalage existe entre la localisation des nuages prévue par le modèle et la localisation observée par les radars. Par exemple, si un décalage de quelques kilomètres est présent entre la structure cyclonique prévu par le modèle et la structure observée, mais que le modèle a bien représentée la structure, alors la prévision est plutôt bonne et sera exploitable. Une comparaison point à point des simulations aux observations ne permet pas de tenir compte de ce biais existant et qualifierait forcément la prévision de mauvaise. L'idée est donc de comparer la prévision en comparant l'ensemble des points autour du point observé. La méthode mise en place ici permet d'évaluer la qualité d'une prévision pour des seuils d'intensité variables tout en tenant compte d'une certaine tolérance spatiale (Roberts & Lean, 2008).

La première étape consiste à binariser les observations  $O$  et les simulations du modèle  $M$ . Pour un certain seuil de réflectivité (par exemple 18 dBZ), les pixels vaudront 1 si la valeur au point de grille est supérieure au seuil, 0 sinon. Soit, pour  $X = O$  (observation) ou  $M$  (modèle) :

---

1. Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates  
2. Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment

$$X = \begin{cases} 1 & \text{si } X > \text{seuil} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (5.1)$$

La figure 5.1 va permettre d'illustrer la méthode sur un exemple simple. Sur chaque point de grille, la valeur vaut 1 si le modèle (resp. les radars) a prévu (resp. ont observé) une précipitation dont l'intensité est supérieure au seuil et vaut 0 sinon. La valeur 1 est représentée par la couleur grise et le 0 en blanc.

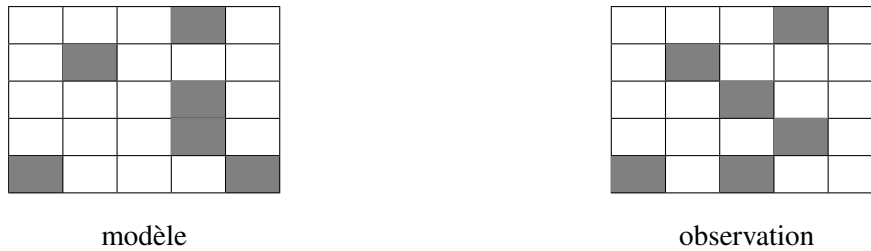


FIGURE 5.1 – Exemple illustratif pour le calcul des scores par la méthode FSS. Les cases grises correspondent à des valeurs supérieures au seuil. Les cases blanches correspondent à des valeurs inférieures au seuil. La valeur binaire vaut donc 1 sur les cases grises et 0 sur les cases blanches.

Chaque pixel est ensuite associée à une fraction qui correspond au nombre de points supérieurs au seuil d'intensité (en dBZ) dans un voisinage donné. Prenons le point central dans l'exemple de la figure 5.1. Avec une tolérance spatiale de zéro pixel, la fraction du modèle vaut  $\langle M \rangle = \frac{0}{1}$  et la fraction des observations vaut  $\langle O \rangle = \frac{1}{1}$ . En revanche, pour une tolérance spatiale de trois pixels, le nombre total de points autour du pixel central est  $n = 3 \times 3 = 9$ . Sur cette zone, trois points sont supérieurs au seuil dans l'espace des observations comme dans celui des prévisions. Ainsi, la fraction correspondante vaudra  $\langle M \rangle = \langle O \rangle = \frac{3}{9}$ . Ainsi, pour une tolérance spatiale de zéro pixel la prévision est mauvaise alors qu'elle est correcte avec une tolérance spatiale de un pixel.

L'étape suivante pour le calcul du FSS consiste à obtenir le Fraction Brier Score (FBS).

$$FBS = \frac{1}{N} \sum_N (\langle O \rangle - \langle M \rangle)^2 \quad (5.2)$$

$$FBS_{ref} = \frac{1}{N} \sum_N (\langle O \rangle^2 + \langle M \rangle^2) \quad (5.3)$$

avec N le nombre total de points sur la zone de vérification. Dans l'exemple considéré, N vaut 25. Le FBS est la moyenne sur tout le domaine de l'écart au carré entre chaque fraction d'observation et chaque fraction du modèle. Une grande valeur de FBS signifie que  $\langle O \rangle$  et  $\langle M \rangle$  sont très différents sur un grand nombre de points, ce qui implique que la prévision est éloignée des observations. Le  $FBS_{ref}$  est la plus grande valeur possible du FBS et constitue donc la pire des prévisions.

Le FSS s'obtient ensuite ainsi :

$$FSS = 1 - \frac{FBS}{FBS_{ref}} \quad (5.4)$$

Le FSS est compris entre 0 et 1. La valeur du FSS est proche de 1 dans le cas d'une bonne prévision et est proche de 0 pour une mauvaise prévision.

Par ailleurs, plus la tolérance spatiale augmente et plus le FSS augmente. En effet, il existe un décalage entre la localisation des nuages prévue par le modèle et la localisation observée par les radars. Augmenter la tolérance spatiale permet de comparer les prévisions du modèle aux observations tout en tenant compte du biais existant. Ce score permet d'être plus proche de l'utilisabilité d'une prévision par un humain qu'un score sans tolérance spatiale.

Enfin, plus le seuil de tolérance en intensité augmente et plus le FSS diminue. En effet, assigner un seuil de 18 dBZ sur une certaine zone, revient à regarder tous les points de la zone dont l'intensité est au moins égale à 18 dBZ. Le FSS pour un seuil en intensité de 18 dBZ est donc forcément plus grand que pour une comparaison pour un seuil d'intensité égale à 35 dBZ.

## 5.2 Comparaison des deux expériences

La paramétrisation des flux est importante pour le développement des cyclones. Coare3 est supposée prévoir des flux océan atmosphère plus réalistes quand de forts vents de surface existent. Ainsi, la période cyclonique de janvier 2015 est un cas d'étude idéal pour comparer les deux expériences.

Sur la période cyclonique, la structure prévue par AROME avec la paramétrisation Ecume est différente de celle qui est prévue avec la paramétrisation Coare3. En effet, la figure 5.2 montre la sortie Ecume (à gauche) et la différence entre les sorties AROME-Ecume et AROME-Coare3 (à droite) pour le taux d'accumulation de pluie en surface (en haut), la quantité de neige à une altitude de 6.6 km et pour les vents de surface zonaux. Par exemple, dans l'expérience AROME-Ecume, les valeurs de quantité de neige sont comprises dans l'intervalle  $[0, 0.2 \text{ g/cm}^3]$  et la différence des expériences prend des valeurs comprises entre  $-0.13 \text{ g/cm}^3$  et  $0.17 \text{ g/cm}^3$ . Sur les vents zonaux de surface, il peut y avoir jusqu'à 21 m/s de différence (à titre de comparaison, l'expérience Ecume prend des valeurs comprises entre -33 m/s et 26 m/s). Ces figures mettent en avant que le choix de la paramétrisation des flux de surface (Ecume ou Coare3) affecte les sorties du modèle Arome.

### Comparaison des distributions

Les répartitions des réflectivités simulées pour les simulations Ecume et Coare3 vont être comparées à la répartition des réflectivités observées. Cette comparaison est faite, à titre d'exemple, sur un niveau de neige (6.5km) et sur un niveau de pluie (3km) (voir figure 5.3).

Pour chacun des échantillons, les différents quantiles sont calculés pour des réflectivités comprises entre 18 dBZ et 30 dBZ sur le niveau de neige et pour des réflectivités comprises entre 18 dBZ et 45 dBZ sur le niveau de pluie. Un quantile 95% qui vaut 35 dBZ signifie que 95% des points de l'échantillon ont des valeurs inférieures à 35 dBZ.

La figure 5.3 représente les quantiles des simulations en fonction des quantiles des observations sur le niveau de neige (à droite) et sur le niveau de pluie (à gauche). La courbe de couleur cyan correspond à la simulation Coare3 et la courbe de couleur magenta représente la simulation Ecume. Ces deux courbes ont des allures quasi-identiques. Cette forte ressemblance implique que les deux simulations Arome ont produit des distributions similaires d'hydrométéores sur les deux niveaux considérés.

Ces courbes mettent en avant que les simulations tendent à surestimer les réflectivités les plus fortes. Ces résultats sont identiques sur les autres niveaux. En effet, sur le niveau de neige, 95% des

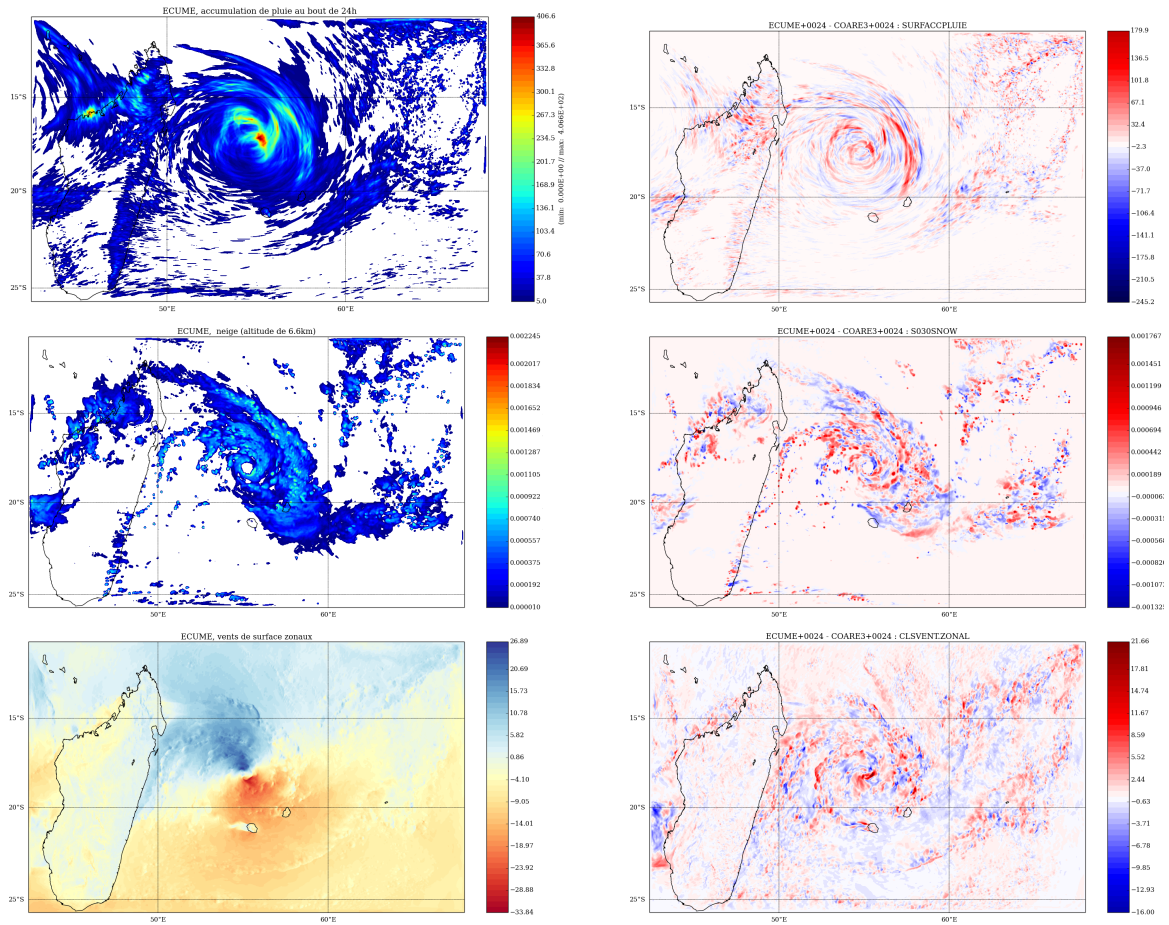


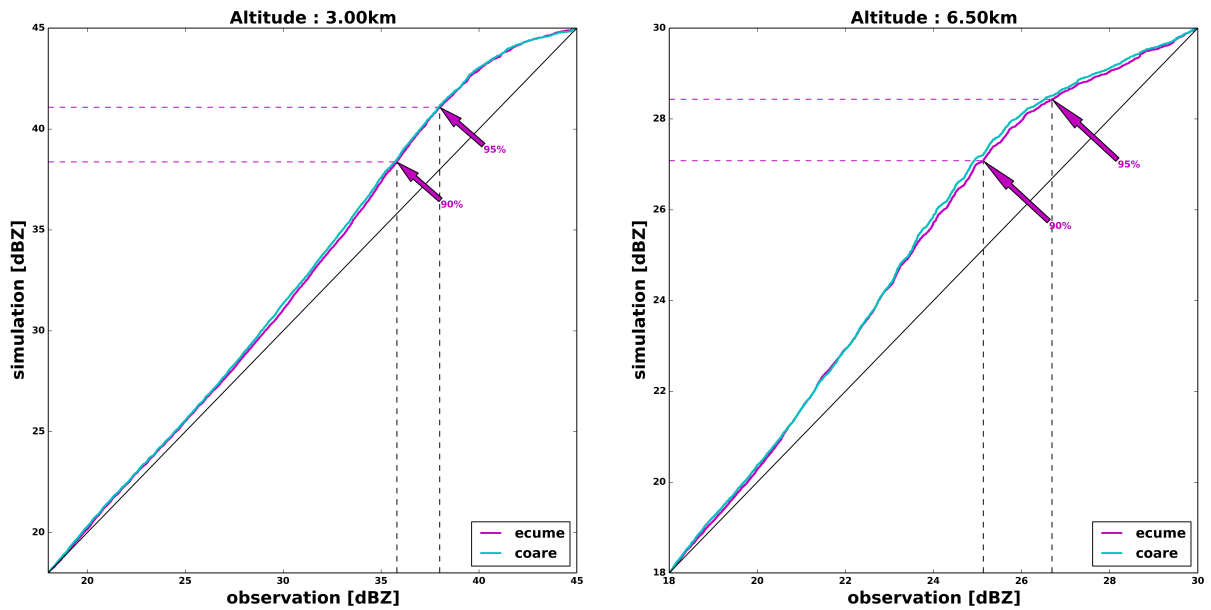
FIGURE 5.2 – Sorties AROME du 10 janvier représentant le taux d'accumulation de la pluie au bout de 24 heures (*en haut*), de la quantité de neige à une altitude de 6.6 km (*au centre*) et les vent zonaux de surface (*en bas*). La colonne de gauche représente ces trois quantités pour la sortie AROME avec la paramétrisation Ecume. La colonne de droite correspond a la différence de ces quantités entre les sorties AROME-Ecume et AROME-Coare3.

valeurs simulées sont inférieures à 28.5 dBZ alors que 95% des points observés sont inférieurs à 27dBZ. La différence est plus marquée sur le niveau de pluie puisque le quantile 95 correspond à une valeur de 41 dBZ pour les simulations et à une valeur de 36 dBZ côté observation.

### Comparaison des FSS

Le FSS a été calculé sur la période cyclonique pour les simulations Ecume et Coare3 à chaque altitude pour des seuils d'intensité variant entre 18 dBZ et 40 dBZ pour chaque niveau d'altitude différent. Les calculs ont été effectués pour des tolérances spatiales de 5km, 10km et 25 km. C'est à dire qu'ils ont été fait en regardant l'ensemble des points de simulation dans un environnement de 5km (resp. 10 et 25 km) autour du point observé.

La figure 5.4 représente les trois profils de FSS calculés pour les simulations Ecume pour chacune des trois tolérances spatiales considérées. Les niveaux d'altitudes sont en ordonnée et les différents seuils d'intensité sont en abscisse. Ces figures montrent que, comme attendu, plus la tolérance spatiale augmente et plus la valeur du FSS augmente. Par ailleurs, plus le seuil d'intensité augmente et plus la valeur du FSS décroît. De plus, le dégradé diffère entre les niveaux de pluie et les niveaux de neige. En effet, pour un seuil d'intensité de 35 dBZ, le FSS est nul à une altitude de 7 km alors



Niveau de pluie à 3 km de hauteur

Niveau de neige à 6.5 km de hauteur

FIGURE 5.3 – Figure représentant les quantiles des simulations Ecume (en magenta) et Coare3 (en cyan) en fonction des quantiles des réflectivités mesurées.

qu'il a une valeur non-nulle à une altitude de 3 km. Cette différence de dégradé s'explique par le fait que les réflectivités peuvent atteindre des valeurs de 45 dBZ sur les niveaux de pluie alors qu'une valeur maximale de 30 dBZ peut être atteinte sur les niveaux de neige.

Les FSS calculés pour les simulations Coare3 sont en annexe sur la figure 5.8. Les deux profils de FSS sont très similaires et il est difficile d'observer une différence entre les deux simulations en valeur absolue. Ainsi, le biais entre les FSS des simulations Ecume et Coare3 a été calculé et il est représenté sur la figure 5.5. Sur les niveaux de pluie, le FSS est meilleur pour la simulation Ecume que pour la simulation Coare3 pour des réflectivités supérieures à 25 dBZ. De plus, sur les niveaux de neige, le FSS de la simulation Ecume est globalement supérieur au FSS de la simulation Coare3.

Le graphique quantiles-quantiles de la figure 5.3 a montré que les deux simulations sont très proches en distribution. Ainsi, le contenu en hydrométéores n'est visiblement pas affecté par le choix de la paramétrisation des flux de surface (Ecume ou Coare3). Les sorties modèles (Cf figure 5.2) sont pourtant différentes. La comparaison des scores montre que les deux simulations ne donnent effectivement pas la même prévision et que le biais augmente avec la tolérance spatiale. Ainsi, la différence entre les deux simulations semble résider dans la prévision des localisations des précipitations. Ceci est cohérent avec le fait que les flux impactent le déclenchement de la convection. Enfin, les FSS de la simulation Ecume sont globalement meilleurs que ceux de la simulation Coare3.

Cette approche pour valider les prévisions AROME est très complémentaire de celles déjà existantes, et apporte notamment une discrétisation très intéressante sur la verticale qui n'avait pas été analysé jusqu'alors. Dans cet exemple, elle n'apporte pas d'informations sur les différences d'intensité du cyclone, que donnent d'autres approches, mais renseigne sur les différences en localisation du cyclone.

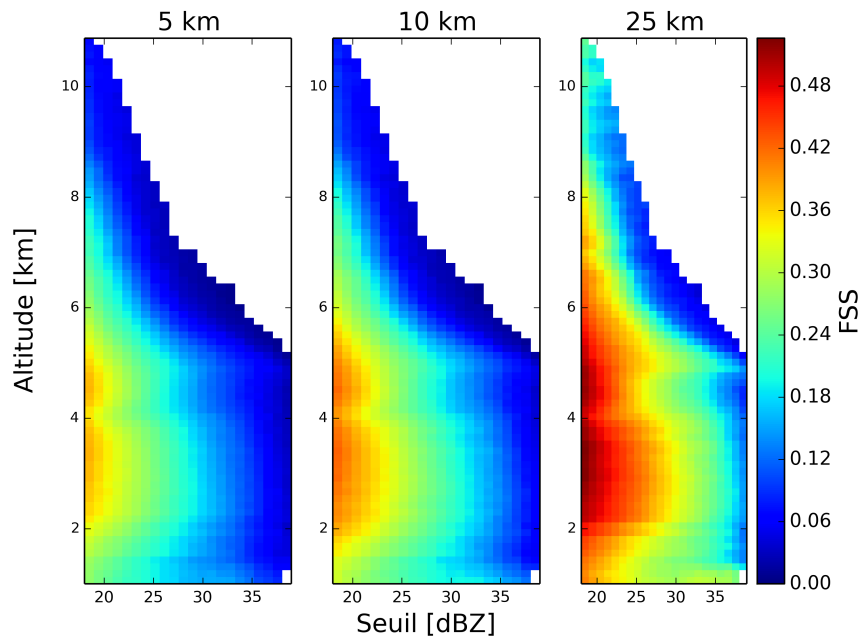


FIGURE 5.4 – FSS calculé pour les prévisions Arome-Ecume du 9 au 19 janvier à chaque altitude pour différents seuils d'intensité (en abscisse). Le FSS a été calculé pour trois tolérances spatiales : 5 km (à gauche), 10 km (au centre), 25 km (à droite).

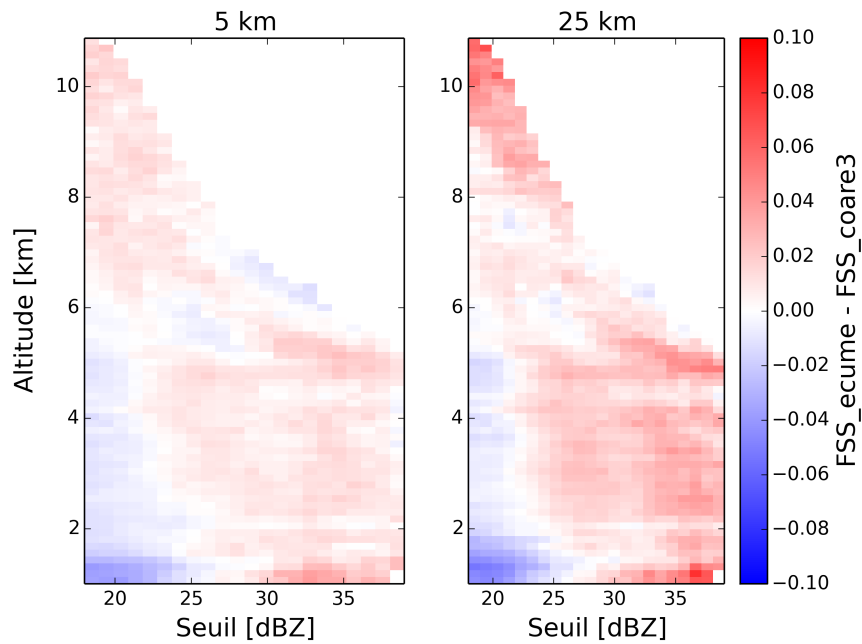


FIGURE 5.5 – Différence entre les FSS d'Arome-Ecume avec ceux d'Arome-Coare3 pour deux tolérances spatiales (5 km à gauche et 25 km à droite)



# Conclusion et perspectives

En météorologie, la simulation des réflectivités radars passe par la formulation d'hypothèses sur la modélisation des hydrométéores. La première hypothèse à faire concerne la distribution en taille des hydrométéores  $N(D)$  qui traduit la répartition des particules suivant leur diamètre  $D$ . Une deuxième hypothèse à formuler concerne la valeur de la densité des hydrométéores. Enfin, la dernière concerne la forme des particules pour le calcul de la section efficace radar (SER). La première partie de cette étude s'est donc attachée à étudier l'impact d'une variation de l'un de ces trois paramètres sur la simulation des réflectivités radars en bande Ku et en bande Ka. Les résultats de cette étude ont montré que la simulation des réflectivités est sensible au choix de  $N(D)$  et à la valeur de la densité de la neige. En revanche, une faible sensibilité à la forme des particules a été mise en avant. De plus, les premiers tests avec un  $N(D)$  cohérent avec celui du schéma microphysique de AROME (ICE3) ont donné des simulations éloignées de la réalité pour les cas de réflectivités les plus fortes. En perspective, il serait donc intéressant d'effectuer la même comparaison sur AROME France afin d'étudier si les biais observés sont les mêmes en zones tempérées et de réaliser la même analyse avec un nouveau schéma microphysique (LIMA) plus sophistiqué.

Une deuxième partie de cette étude s'est tournée vers une analyse de la relation qui lie le rapport de réflectivités entre  $Z_{Ku}$  et  $Z_{Ka}$  (DFR) à la réflectivité en bande Ku ( $DFR = f(Z_{Ku})$ ). Cette analyse a été effectuée pour des densités de neige variables, à la fois pour les observations et pour les simulations. Une paramétrisation simple de cette relation a ensuite été appliquée et a permis de diagnostiquer des valeurs de densité de neige. Cependant, cette paramétrisation simple ne tient pas compte de la non-linéarité de la relation pour les faibles valeurs de réflectivités. En perspective, il serait donc intéressant d'étudier l'apport d'une fonction non linéaire pour le diagnostic de la densité de la neige. De plus, l'étude a été faite sur l'ensemble des niveaux de neige. Discrétiser l'analyse par niveau vertical semble être une approche plus pertinente. En effet, il est probable que la densité de neige moyenne à 12 km d'altitude n'est pas la même que la densité de la neige moyenne à 8 km d'altitude. Enfin, il serait intéressant d'effectuer cette analyse pour des lois  $N(D)$  variables.

Dans la dernière partie de cette étude, un score 3D à tolérance spatiale a été mis en place. Ce score a été réalisé sur une longue période comparant deux expériences AROME avec deux paramétrisations différentes des flux de surface. Cette étude a permis de mettre en avant l'apport d'Ecume par rapport à Coare3. Une approche complémentaire serait de prendre en compte la distribution verticale dans les scores afin d'étudier si les structures de pluie sont mieux reproduites que celles de neige. La méthode envisagée serait de passer de l'espace des réflectivités radars à celui des quantiles et de produire les scores dans l'espace des quantiles.

# Bibliographie

- Caumont, O. (2007). *Simulation et assimilation de données radar pour la prévision de la convection profonde à fine échelle*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Draine, B. T. & Flatau, P. J. (1994). Discrete-dipole approximation for scattering calculations. *JOSA A*, 11(4), 1491–1499.
- Gao, S., Cui, X., Zhou, Y., Li, X., & Tao, W.-K. (2005). A modeling study of moist and dynamic vorticity vectors associated with two-dimensional tropical convection. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 110(D17).
- Hong, G. (2007). Radar backscattering properties of nonspherical ice crystals at 94 ghz. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 112(D22).
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., & Chen, S.-H. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1), 103–120.
- Johnson, B. T. (2007). *Multi-frequency passive microwave and dual-frequency radar remote sensing of snowfall*. ProQuest.
- Lang, S. E., Tao, W.-K., Zeng, X., & Li, Y. (2011). Reducing the biases in simulated radar reflectivities from a bulk microphysics scheme : Tropical convective systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(10), 2306–2320.
- Le Moigne, P., Boone, A., Calvet, J., Decharme, B., Faroux, S., & Gibelin, A. (2009). Surfex scientific documentation. *Note de centre (CNRM/GMME), Météo-France, Toulouse, France*.
- Leinonen, J., Kneifel, S., Moisseev, D., Tyynelä, J., Tanelli, S., & Nousiainen, T. (2012). Evidence of nonspheroidal behavior in millimeter-wavelength radar observations of snowfall. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 117(D18).
- Liao, L. & Meneghini, R. (2011). A study on the feasibility of dual-wavelength radar for identification of hydrometeor phases. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(2), 449–456.
- Lin, Y.-L., Farley, R. D., & Orville, H. D. (1983). Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(6), 1065–1092.
- Liu, G. (2008). A database of microwave single-scattering properties for nonspherical ice particles. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(10), 1563–1570.
- Marshall, J. S. & Palmer, W. M. K. (1948). The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, 5(4), 165–166.
- Mishchenko, M. I., Travis, L. D., & Mackowski, D. W. (1996). T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles : a review. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 55(5), 535–575.

- Petty, G. W. & Huang, W. (2010). Microwave backscatter and extinction by soft ice spheres and complex snow aggregates. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(3), 769–787.
- Probert-Jones, J. (1962). The radar equation in meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 88(378), 485–495.
- Roberts, N. M. & Lean, H. W. (2008). Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Monthly Weather Review*, 136(1), 78–97.
- Roebber, P. J., Bruening, S. L., Schultz, D. M., & Cortinas Jr, J. V. (2003). Improving snowfall forecasting by diagnosing snow density. *Weather and Forecasting*, 18(2), 264–287.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., & Powers, J. G. (2005). *A description of the advanced research WRF version 2*. Technical report, DTIC Document.
- Tao, W.-K. (2003). Goddard cumulus ensemble (gce) model : Application for understanding precipitation processes. In *Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)* (pp. 107–138). Springer.

# Annexe

## Zoom sur la distribution en taille N(D) de la neige dans ICE3

La courbe 5.6 montre que le  $\lambda$  de la distribution en taille N(D) du schéma microphysique GOD est plus grand que le  $\lambda$  du schéma microphysique ICE3. Le paramètre  $\lambda$  est lié au diamètre moyen  $d_n$  des particules par la relation  $\lambda = \frac{1}{d_n}$ . Plus le paramètre  $\lambda$  augmente et moins de grosses particules seront prises en compte. Ainsi, dans ICE3, les particules de neige peuvent être de plus grande taille qu'avec le schéma microphysique GOD.

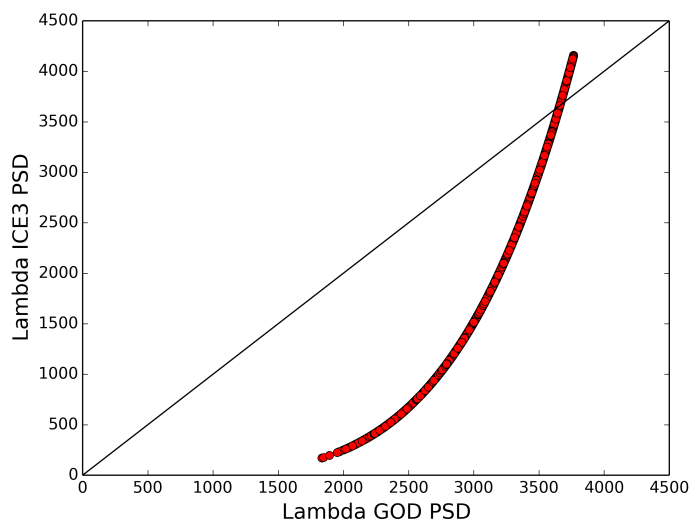


FIGURE 5.6 – Courbe représentant le paramètre de pente  $\lambda$  de ICE3 en fonction du paramètre de pente  $\lambda$  de GOD.

Dans cette étude, une partie du travail avait été d'obtenir un encadrement de la densité de la neige du profil observé par les deux radars (Cf. partie DFR page 35). La valeur de la densité de la neige choisie a été de 0.4 g/cm<sup>3</sup>. La figure 5.7 montre la densité de la neige en fonction du contenu en neige. Cette figure met en avant que la densité de la neige produite par ICE3 est inférieure à 0.1 g/cm<sup>3</sup>, ce qui est bien plus faible que le 0.4 g/cm<sup>3</sup> choisi.

Ainsi, sur ce cas d'étude, il semblerait que la distribution en taille N(D) de la neige dans ICE3 produit des plus grosses particules mais beaucoup moins denses. Ceci peut expliquer la différence importante entre les simulations faites avec ICE3 avec les observations.

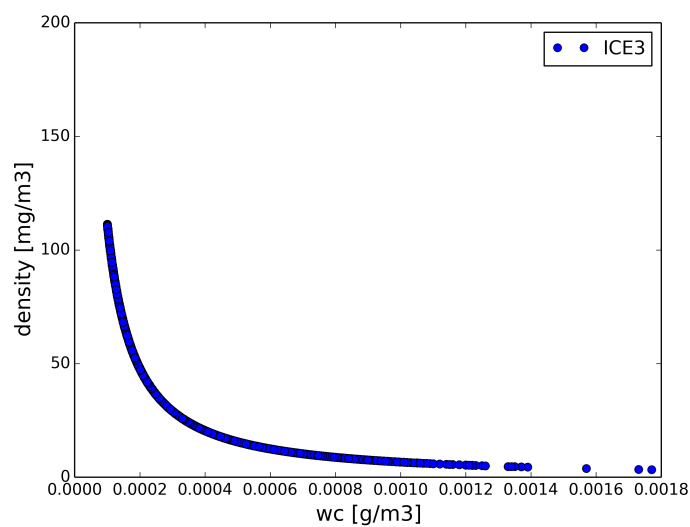


FIGURE 5.7 – Courbe représentant la densité de la neige (mg/m<sup>3</sup>) en fonction du contenu en neige wc (g/m<sup>3</sup>).

### FSS pour une simulation avec les sorties Arome pour la paramétrisation Coare3

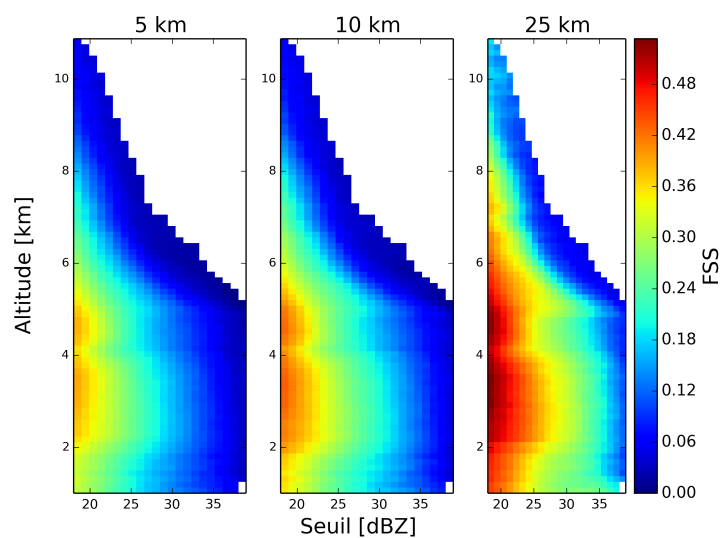


FIGURE 5.8 – FSS calculé pour les prévisions Arome-Coare3 du 9 au 19 janvier à chaque altitude pour différents seuils d'intensité (en abscisse). Le FSS a été calculé pour trois tolérances spatiales : 5 km (à gauche), 10 km (au centre), 25 km (à droite).

# Glossaire

AROME	Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
CNRM	Centre National de Recherche pour la Météorologie
COARE	Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment
DDA	Discrete Dipole Approximation
DPR	Dual-frequency Precipitation Radar
DFR	Dual Frequency Ratio
DWR	Dual Wavelength Ratio
ECUME	Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates
FSS	Fraction Skill Score
GMAP	Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision
GMI	GPM Microwave Imager
GPM	Global Precipitation Measurement
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
PNT	Prévision Numérique du Temps
PRF	Pulse Repetition Frequency
SER	Surface Equivalente Radar
SDSU	Satellite Data Simulator Unit
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission