



Université  
de Toulouse

# THÈSE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

**Délivré par :**

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

**Discipline ou spécialité :**

Océan, atmosphère, climat

---

**Présentée et soutenue par :**

Mme MARY BORDERIES

le vendredi 7 décembre 2018

**Titre :**

Assimilation de données de radar à nuages aéroporté pendant la  
campagne de mesures HyMeX

---

**Ecole doctorale :**

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDUEE)

**Unité de recherche :**

Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (CNRM-GAME)

**Directeur(s) de Thèse :**

MME VERONIQUE DUCROCQ

M. OLIVIER CAUMONT

**Rapporteurs :**

M. DAVID SIMONIN, MET OFFICE

M. JOAN BECH, UNIVERSITE DE BARCELONE

**Membre(s) du jury :**

M. SYLVAIN COQUILLAT, UNIVERSITE TOULOUSE 3, Président

M. CYRILLE FLAMANT, CNRS PARIS, Membre

M. JULIEN DELANOE, UNIVERSITE DE VERSAILLES, Membre

Mme VERONIQUE DUCROCQ, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

M. OLIVIER CAUMONT, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre



# Résumé

Les radars à nuages sont des atouts indéniables pour la Prévision Numérique du Temps (PNT). De par leur petite longueur d'onde, ils possèdent une excellente sensibilité aux particules nuageuses et ils sont facilement déployables à bord de plates-formes mobiles. Cette thèse a permis d'évaluer l'apport des observations de radars à nuages pour la validation et l'initialisation de modèles de PNT à échelle kilométrique. Dans la première partie, un opérateur d'observation pour la réflectivité en bande W a été conçu en cohérence avec le schéma microphysique à un moment d'Arome, le modèle de PNT à échelle kilométrique de Météo-France, mais de façon suffisamment générale pour pouvoir être adapté à un autre modèle de PNT à échelle kilométrique. Il est adaptable pour des radars à visée verticale aéroportés ou au sol. Afin de dissocier les erreurs de positionnement des nuages prévus par Arome, de celles présentes dans l'opérateur d'observation, une nouvelle méthode de validation, appelée « la méthode de la colonne la plus ressemblante » (CPR), a été élaborée. Cette méthode a été employée afin de valider et de calibrer l'opérateur d'observation en utilisant les profils de réflectivité collectés par le radar à nuages aéroporté Rasta dans des conditions variées durant la première période d'observations (SOP1) du programme international HyMeX, qui vise à améliorer notre compréhension du cycle de l'eau en méditerranée.

La seconde partie s'est intéressée à l'apport respectif de l'assimilation de profils verticaux de réflectivité et de vents horizontaux mesurés par le radar à nuages Rasta dans le système d'assimilation variationnel tridimensionnel (3DVar) d'Arome. Le bénéfice apporté par des conditions thermodynamiques, via l'assimilation de la réflectivité en bande W, et dynamiques, via l'assimilation des profils de vents horizontaux, cohérentes dans l'état initial a également été étudié. Pour assimiler la réflectivité en bande W, la méthode d'assimilation « 1D+3DVar », qui est opérationnelle dans Arome pour assimiler les réflectivités des radars de précipitation au sol, a été employée. La méthode de restitution bayésienne 1D de profils d'humidité a été validée avec des mesures d'humidité in situ indépendantes. Puis, les expériences d'assimilation ont été menées sur un événement fortement convectif, ainsi que sur une plus longue période de 45 jours. Les résultats suggèrent notamment que l'assimilation conjointe des profils de réflectivité en bande W et des profils verticaux de vents horizontaux permet d'améliorer les analyses d'humidité, mais suggèrent également une légère amélioration des prévisions des cumuls de précipitation.



# Abstract

Cloud radars are an undeniable assets for Numerical Weather Prediction (NWP) models. Because of their very short wavelength, they are extremely sensitive to cloud microphysical properties and are easily deployable aboard moving platforms such as aircraft or spacecraft. This PhD has explored the potential of cloud radar data for the validation and initialisation of kilometre-scale NWP models.

In the first part of the PhD, a W-band reflectivity forward operator was designed. It is consistent with the one-moment microphysical scheme used in the Météo-France kilometre-scale NWP model AROME, but in a sufficiently general way that it could be adapted to other kilometre-scale NWP models. It was designed in particular for airborne or ground-based vertically pointing cloud radars. To disentangle spatial location errors in the model from errors in the forward operator, a neighbourhood validation method, called the “Most Resembling Method” (MRC), was designed. This validation method was used to validate and calibrate the forward operator using the data collected by the airborne cloud radar RASTA in diverse conditions during the first Special Observation Period (SOP1) of the HyMeX international program, which aims to improve our understanding of the Mediterranean water cycle.

The second part focused on the respective roles of the assimilation of reflectivity and horizontal wind profiles, measured by the cloud radar RASTA, in the three dimensional variational (3DVar) assimilation system of AROME. The benefit brought by consistent thermodynamic conditions in the initial state, through the assimilation of the W-band reflectivity, and dynamic ones, through the assimilation of horizontal wind profiles, was also investigated. To assimilate the W-band reflectivity, the two-step assimilation method “1D+3DVar”, operationally employed in AROME to assimilate ground-based precipitation radar data, was used. The efficiency of the 1D Bayesian method in retrieving humidity fields is assessed using independent in-flight humidity measurements. The assimilation experiments were performed for a heavy convective event, as well as over a longer period of 45 days. In particular, the results indicate that the joint assimilation of W-band reflectivity and horizontal wind profiles suggest an improvement of moisture analyses, along with a slight improvement of the rainfall precipitation forecasts.



# Remerciements

Voilà, c'est la fin d'une belle aventure avec Rasta! Il est temps de remercier tous ceux sans qui ce travail de thèse n'aurait pas beaucoup avancé.

Mes premiers mots s'adressent bien évidemment à mes deux encadrants qui m'ont suivie, guidée et aidée tout au long de ce parcours : Véronique Ducrocq et Olivier Caumont. Olivier, je te remercie de m'avoir aussi rapidement fait confiance. Je te remercie aussi pour ta disponibilité et ton optimisme qui ont rendu cette thèse d'autant plus motivante. Merci pour ton aide précieuse, que cela soit pour des questions scientifiques (la liste en serait trop longue), des problèmes techniques (Olive, xcdp, python, LaTeX, df, Bibtex et j'en passe), orthographiques, ou pour un simple encouragement. C'est vraiment un plaisir de travailler avec toi! Véronique, je te remercie pour ta franchise. Je te remercie également pour toutes tes remarques qui ont permis d'améliorer les articles, le manuscrit et la soutenance. Je pense avoir beaucoup appris avec vous deux, et je vous en remercie. Enfin, je tiens à vous remercier de m'avoir encouragée à passer le concours externe spécial de Météo-France.

Je souhaite remercier Joan Bech et David Simonin d'avoir accepté d'être rapporteur de ma thèse et d'avoir relu avec attention mon manuscrit. Je remercie aussi Sylvain Coquillat, Cyrille Flamant, Julien Delanoë et Yvonick Hurtaud d'avoir participé à mon jury de thèse. Un grand merci à Sylvain pour cette dernière relecture attentive du manuscrit. Enfin, je tiens à remercier Julien pour son aide précieuse sur les données Rasta ainsi que pour son expertise sur les radars à nuages.

Je tiens aussi à remercier la Direction Générale de l'Armement et Météo-France d'avoir financé ce travail. J'aimerais également chaudement remercier Régine, Ouria et Anita pour leur temps passé à m'accompagner dans les démarches administratives.

Je souhaite remercier mes collègues des équipes MICADO PRECIP et MésO-NH PHY-NH pour leur soutien et leur convivialité lors des pauses cafés : Didier, Béatrice, César, Karine, François, Olivier N., Odile, Fanny, Sébastien, Mathieu, Christine, Judith, Marc, Hugo, Sabine... grâce à vous j'ai pu travailler dans la bonne humeur pendant ces trois années. Plus particulièrement, un immense merci à Laurent Labatut d'avoir si souvent résolu avec le sourire mes problèmes informatiques. Merci Clotilde Augros pour ton aide sur la matrice T et pour les bons moments passés à la conférence à Chicago. Cindy Lebeau-pin-Brossier et Benoît Vié, je vous remercie pour votre gentillesse et vos nombreux conseils concernant la préparation de la soutenance. Benoît, je te remercie aussi pour les délicieux macarons au chocolat que tu as préparé pour mon pot de thèse. Quentin Rodier, merci pour ton aide précieuse lors de la préparation du concours.

C'est à l'issue d'un stage effectué avec Philippe Chambon et Ghislain Faure que j'ai souhaité continuer en thèse. Grâce à vous, j'ai pu aborder plus sereinement les problématiques relatives à la simulation des réflectivités radar. Je vous remercie tous les deux d'avoir si gentiment pris le temps de continuer à répondre à certains de mes problèmes techniques. Philippe, je te remercie pour nos multiples discussions scientifiques, tes nombreux conseils, et de m'avoir aidée à trouver mon stage à JPL. Ghislain, je te remercie pour toutes les fois où tu es passé à mon bureau pour m'offrir un café dans la bonne humeur.

J'aimerais maintenant remercier tous ceux qui m'ont aidée à appréhender l'assimilation de données : Nadia Fourrié, Philippe, Pierre Brousseau, Jean-François Mahfouf, Thibaut Montmerle, Fabrice Duruisseau, Pascal Marquet. En particulier, un grand merci à Nadia pour ton aide sur les expériences d'assimilation avec AROME-WMed. Un grand merci à toute l'équipe swapp-support sans qui j'aurais probablement toujours du rouge sous xcdp. Thibaut, je te remercie pour ton cours de rattrapage sur l'EnVar et sur la matrice B. Je te remercie aussi de m'avoir toujours conviée au célèbre tournoi de beach-volley.

Ce travail de thèse a bénéficié d'une superbe ambiance au sein du bureau 304. Je souhaite pour cela remercier mes co-bureaux qui m'ont supportée tous les jours sans trop râler (du plus vieux au plus jeune) :

- Merci Simon Edouard pour nos nombreuses discussions sur le sport, et pour être toujours présent pour faire la fête. J'espère qu'un jour tu finiras premier à l'UTMB.
- Merci Maxime Martinet pour ta gentillesse et pour nos après-midi piscine en attendant le résultat d'un concours ou pour me détendre pendant la rédaction. Toi et Simon avez laissé un sacré vide en partant.
- Alexane Lovat, j'ai beaucoup de chance de t'avoir eu à mes côtés (physiquement mais aussi moralement). Te voir aussi investie dans ton travail de thèse aura été une réelle source de motivation pour moi. Merci pour tes nombreux conseils à la fois personnels et professionnels. Toi et ton rire si contagieux vont beaucoup me manquer.
- Clément Strauss, je te remercie pour tes nombreuses cartes postales qui s'accompagnent toujours d'un cadeau. J'espère que tu prendras soin d'Alexane pendant sa phase de rédaction et que tu t'occuperas bien des plantes qui ont remplacé Maxime.

Un grand merci à tous les thésards que j'ai côtoyés pendant ces trois années. Merci Marie Taufour pour ton aide régulière et nos nombreuses discussions. César Sauvage, c'est toujours dé-stressant de t'avoir dans les environs. Merci à vous deux et à Alexane pour les bons moments passés à Barcelone. Imane Farouk, on s'est connu alors que l'on commençait à peine notre stage de fin d'études... Merci pour ton immense gentillesse et pour ton grand cœur. J'ai hâte qu'on fasse ce tour du Maroc ensemble! Merci aussi à Rémy, Pierre-Antoine, Léo, Mattéo et aux plus jeunes.



Sur le plan plus personnel, je tiens à remercier mes amis de l'ENSEEIH : Anastasia, Laure, JB, Niels, Pierre, Jonathan, Alexandre, JD (tout a commencé avec toi avec notre exposé sur les radars météorologiques !). Merci à mon jumeau de thèse Antoine : c'est quand même fort de commencer et soutenir nos thèses exactement le même jour. Un immense merci à Anastasia d'avoir toujours été présente depuis la première soirée d'intégration. Je te remercie pour nos nombreux déjeuners, tes conseils, notre voyage à Cuba, et ta tranquillité particulièrement relaxante. Vous êtes tous venus et ça m'a vraiment touchée.

Merci aussi à mes coéquipières du handball et du football grâce à qui j'ai pu me défouler dans la bonne humeur. Un grand merci à mon coach Mika pour cette superbe semaine en Corse qui m'a fait le plus grand bien avant d'attaquer la phase de rédaction. Enfin, je remercie aussi la section foot-salle de l'APEM d'avoir accepté pour la première fois une fille dans leur groupe. Merci Jean-Christophe, Sébastien, Éric et Michael d'être venus assister à ma soutenance.

Enfin, je tiens à remercier ma mère, mon père, Migdalia et mes frères Nicolas, Alexandre, Anileudis, Angel-Luis et Aniceto d'avoir été là dans les bons comme les mauvais moments. Merci à ma mère, Laura et Nicolas pour votre relecture du manuscrit. Merci à ma nièce Éléonore d'être objectivement le bébé le plus mignon, et d'avoir attiré l'attention sur toi pendant la période de rédaction. Je souhaite également remercier ma belle mère Nadine. Et pour finir, un immense merci à Gabriel de m'avoir soutenue, supportée, et d'avoir toujours réussi à me faire rigoler dans les mauvais moments de la thèse.



# Table des matières

Résumé

Abstract

Remerciements

Introduction 1

**I Opérateur d’observation pour les réflectivités radar 5**

**1 Les radars à nuages 7**

1.1 Les radars à nuages en météorologie . . . . . 8

1.1.1 Intérêt des radars à nuages en météorologie . . . . . 8

1.1.2 Les radars à nuages aéroportés . . . . . 11

1.2 Principe de la mesure du radar . . . . . 13

1.2.1 Équation radar pour la réflectivité . . . . . 13

1.2.2 Calcul des vitesses Doppler . . . . . 16

1.2.3 Calcul de la diffusion . . . . . 16

1.2.4 Calcul des propriétés diélectriques . . . . . 19

1.3 État de l’art des opérateurs d’observation de radar à nuages . . . . . 22

1.4 Conclusion . . . . . 25

**2 Cadre d’étude et données 29**

2.1 Période d’étude . . . . . 29

2.1.1 Le programme HyMeX . . . . . 29

2.1.2 La première campagne d’observation de HyMeX . . . . . 30

2.2 Le modèle de prévision Arome . . . . . 32

2.2.1 Le modèle Arome . . . . . 32

2.2.2 Arome-WMed : une configuration dédiée à HyMeX . . . . . 33

2.2.3 La paramétrisation microphysique ICE3 . . . . . 35

2.3 Le radar à nuages Doppler aéroporté Rasta . . . . . 38

2.3.1 Le radar Rasta . . . . . 38

2.3.2 Les données collectées par Rasta pendant la SOP1 . . . . . 40

**3 L’opérateur d’observation pour les réflectivités radar 43**

3.1 Résumé de l’article . . . . . 43

3.2 Article . . . . . 44

3.3 Discussion . . . . . 58

<b>II</b>	<b>Assimilation de données de radar Doppler à nuages</b>	<b>61</b>
<b>4</b>	<b>Assimilation de données</b>	<b>63</b>
4.1	Principes généraux des différentes méthodes d'assimilation . . . . .	64
4.1.1	Assimilation variationnelle . . . . .	65
4.1.2	Filtre de Kalman d'ensemble, EnKF . . . . .	67
4.1.3	EnVar . . . . .	68
4.2	Assimilation de la réflectivité . . . . .	68
4.2.1	Assimilation de la réflectivité par méthodes variationnelles . . . . .	69
4.2.2	Assimilation de la réflectivité par méthodes ensemblistes . . . . .	71
4.3	Assimilation de vitesse Doppler mesurée par des radars aéroportés . . . . .	73
4.4	Synthèse . . . . .	75
<b>5</b>	<b>L'assimilation dans Arome</b>	<b>77</b>
5.1	L'assimilation 3DVar dans Arome . . . . .	77
5.2	Les observations assimilées dans Arome . . . . .	78
5.3	Assimilation des réflectivités radar : méthode 1D+3DVar . . . . .	80
5.4	Assimilation des données de vent mesurées par des radiosondes . . . . .	84
<b>6</b>	<b>Assimilation de profils de vents horizontaux</b>	<b>87</b>
6.1	Résumé de l'article . . . . .	88
6.2	Article . . . . .	88
6.3	Discussion . . . . .	114
<b>7</b>	<b>Assimilation de la réflectivité en bande W</b>	<b>117</b>
7.1	Résumé de l'article . . . . .	117
7.2	Article . . . . .	118
7.3	Discussion . . . . .	153
	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>157</b>
	<b>Glossaire</b>	<b>163</b>

# Introduction

Les nuages sont centraux en météorologie puisqu'ils jouent un rôle décisif dans l'équilibre énergétique, le climat et les phénomènes météorologiques (Stephens, 2005, Stephens et al., 2008). Cependant, leur représentation dans les modèles de Prévision Numérique du Temps (PNT) actuels est incertaine (Di Michele et al., 2012). De plus, afin de pouvoir prévoir les systèmes nuageux, il faut être capable de décrire des processus d'échelles différentes associés à leur formation, comme par exemple les processus microphysiques ou la convection. Les modèles de PNT à échelle kilométrique actuels sont désormais capables de résoudre explicitement la convection profonde et sont dotés de schémas microphysiques relativement élaborés. Ainsi, ils sont capables de prévoir avec un certain degré de réalisme les systèmes nuageux de mésoéchelle (de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres) tels que les lignes de grain, les brises ou les orages (Mahfouf et al., 2013, Trapero et al., 2013, Di Girolamo et al., 2016, Gustafsson et al., 2018).

Pour fournir des prévisions réalistes, ces modèles nécessitent l'utilisation d'observations à des échelles spatiale et temporelle comparables, pour d'une part, valider la physique au sein des modèles, et d'autre part, être initialisés. En effet, de nombreuses études ont montré que la qualité de la prévision des systèmes convectifs dépend fortement des conditions initiales dont, entre autres, la description du vent et de l'humidité (Ducrocq et al., 2000, Ducrocq et al., 2002). Les radars Doppler fournissent en trois dimensions des observations de réflectivité et de vitesse Doppler à une fine résolution de l'ordre du kilomètre. Ils sont donc particulièrement bien adaptés pour valider et initialiser les modèles de PNT à échelle kilométrique. Actuellement, les radars opérationnels au sol fonctionnent à des longueurs d'onde centimétriques, et sont particulièrement sensibles aux particules précipitantes. L'assimilation de telles données s'est avérée fructueuse pour améliorer les prévisions à courte échéance des modèles de PNT à échelle kilométrique (Montmerle et Faccani, 2009, Wattrelot et al., 2014, Simonin et al., 2014), principalement dans les zones précipitantes. Toutefois, les radars centimétriques sont très peu sensibles aux plus petites particules nuageuses, lesquelles, du fait de leur petite taille, nécessitent des radars fonctionnant à des longueurs d'onde millimétriques pour pouvoir être détectées (Kollias et al., 2007). Ces derniers, dits radars à nuages (Lhermitte, 1987, Kollias et al., 2007), ont une excellente sensibilité aux plus petites particules nuageuses ainsi qu'aux faibles précipitations. Ils fonctionnent en bande Ka ( $\approx 35$  GHz) ou en bande W ( $\approx 95$  GHz).

De plus, bien que de nombreuses observations à la surface soient disponibles sur terre (stations météorologiques, radars Doppler centimétriques, profileurs de vent, récepteurs GNSS, etc), ou sur mer (bouées, diffusiomètres à bord de plateformes satellitaires), elles se font bien plus rares en altitude. Actuellement, les données en altitude

proviennent soit de radiosondages (2 ou 4 fois par jour sur des zones géographiques spécifiques), soit d'avions de ligne qui fournissent seulement des données le long des routes aériennes à l'altitude de vol, ou encore de satellites géostationnaires du type de MSG<sup>1</sup>. Dans ce dernier cas, seule la valeur du vent au sommet du nuage est restituée (Deb et al., 2016, Kumar et al., 2017), et la connaissance de son altitude est entachée d'incertitudes (Salonen et al., 2015). Les satellites défilants ou géostationnaires fournissent également des mesures passives micro-ondes ou infrarouges, mais elles sont uniquement assimilées en zones de ciel clair, et sont seulement représentatives d'une information intégrée sur la verticale. Par ailleurs, Baker et al. (2014) ont mis en avant la nécessité de compléter le réseau d'observations actuel par des profils verticaux de vent au-dessus des océans afin d'améliorer les états initiaux des modèles de PNT. En effet, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) a identifié le vent comme étant l'une des variables de l'atmosphère dont l'observation est la plus susceptible d'améliorer les prévisions. Le lancement du satellite AEOLUS (Tan et al., 2008) en août 2018 a constitué un premier pas vers l'observation des vents en altitude grâce à son lidar Doppler. Cependant, l'inconvénient majeur de cette mission est de ne pas pouvoir mesurer les vents en dessous des nuages, et d'être principalement dédiée aux modèles globaux puisque la résolution horizontale est assez lâche (environ 50 km).

Les radars Doppler à nuages permettent de combler ce manque d'observations en altitude en mesurant des profils de vent et de réflectivité au sein des nuages observés (Illingworth et al., 2018). En outre, par rapport aux radars fonctionnant à plus basses fréquences, ils nécessitent des antennes bien plus petites pour fournir, à puissance d'émission équivalente, des mesures avec une fine résolution spatiale. Ainsi, les radars à nuages peuvent être déployés beaucoup plus facilement à bord de plates-formes satellitaires, aéroportées et maritimes. Par conséquent, au cours de ces dernières années, l'engouement pour les radars à nuages n'a eu de cesse de croître (Stephens et al., 2002, Li et al., 2004, Delanoë et al., 2013, Illingworth et al., 2015, Chahat et al., 2016, Delanoë et al., 2016) et de nouvelles technologies sont désormais à l'étude (Illingworth et al., 2018). Ainsi, les radars Doppler à nuages constituent une alternative légère, peu encombrante et économique pour caractériser les propriétés dynamiques et microphysiques des nuages ainsi que des faibles précipitations. Ils apparaissent donc comme le dernier rouage permettant d'une part, de définir et régler les schémas microphysiques des modèles de PNT à échelle kilométrique, et d'autre part d'initialiser les modèles de PNT dans les zones nuageuses. Pourtant, les seules études qui se sont intéressées à leur assimilation ont utilisé des modèles de PNT avec des résolutions horizontales supérieures à 10 km (Storto et Tveter, 2009, Janisková et al., 2012, Janisková, 2015). En revanche, très peu d'études portent sur leur assimilation dans des modèles de PNT à échelle kilométrique.

## Objectifs des travaux de thèse

La première étape vers l'utilisation de la réflectivité observée par les radars à nuages pour la validation de modèle de PNT à échelle kilométrique et/ou pour leur assimilation, consiste à concevoir un « opérateur d'observation », ou « simulateur », capable de convertir les champs physiques prévus par le modèle en quantités direc-

---

1. Meteosat Second Generation

---

tement comparables aux observations (Reitter et al., 2011, Di Michele et al., 2012). Il faut en effet à la fois disposer d'un opérateur d'observation et s'assurer que le modèle, à travers cet opérateur d'observation, est capable de simuler des observations réalistes. De plus, la relation qui lie les variables du modèle en réflectivité radar est loin d'être triviale et est fortement non-linéaire (Di Michele et al., 2012). Par ailleurs, la réflectivité à ces gammes de fréquences est particulièrement sensible à la représentation des hydrométéores (Sato et Okamoto, 2006, Tyynela et al., 2011, Hogan et al., 2012, Di Michele et al., 2012, Johnson et al., 2012). Ainsi, le premier objectif de ce travail de thèse est de concevoir, d'évaluer et de calibrer un opérateur d'observation pour radar à nuages, utilisable à des fins de validation de modèle et/ou d'assimilation de données.

Le deuxième objectif de ce travail de thèse est d'évaluer l'apport respectif de l'assimilation de profils verticaux de réflectivité et de vitesse observés par un radar à nuages dans un modèle de PNT à échelle kilométrique, du type de celui d'Arome (Seity et al., 2011, Brousseau et al., 2016), notamment pour améliorer les états initiaux et les prévisions des événements fortement précipitants du bassin méditerranéen. En effet, la région méditerranéenne est particulièrement sujette aux aléas extrêmes, subissant chaque année des événements pluvieux avec des intensités pouvant dépasser 150 mm/jour (Ricard et al., 2012), et pouvant générer des centaines de milliers d'euros de dégâts et des pertes humaines importantes (Llasat et al., 2013). Il existe actuellement un manque de justesse dans la prévision en intensité, localisation et timing de ces systèmes convectifs (Duffourg et al., 2016, Martinet et al., 2017). Nous chercherons donc à étudier l'apport de profils de réflectivité et de vitesse observés par des radars Doppler à nuages pour améliorer la prévision de ce type d'événements fortement précipitants.

Enfin, nous souhaitons privilégier un contexte de type quasi-opérationnel, afin de trouver à ces travaux des applications de type ré-analyse lors de campagne de mesures, ou de prévision numérique du temps si les radars à nuages démontrent leur aptitude à constituer de futurs réseaux opérationnels. Par ailleurs, nous nous intéresserons plutôt aux radars à nuages aéroportés, qui ont l'avantage de pouvoir collecter des jeux de données importants dans des conditions météorologiques variées. Mes travaux de thèse ont donc pour but de répondre aux questions suivantes :

1. Comment convertir les champs physiques prévus par un modèle de PNT à échelle kilométrique en réflectivités directement comparables à celles qui sont observées par les radars à nuages ? Est-ce que la microphysique du modèle est suffisamment réaliste afin de représenter les nuages observés par les radars à nuages ?
2. Quelle méthode de validation mettre en place pour dissocier les erreurs de positionnement des nuages prévus par les modèles de PNT à échelle kilométrique (Casati et al., 2008, Roberts et Lean, 2008, Miller et al., 2014, Amodei et al., 2015), de celles qui sont inhérentes aux hypothèses formulées au sein de l'opérateur d'observation ?
3. Quels sont les apports respectifs de l'assimilation de profils verticaux de vent et de réflectivité mesurés par un radar Doppler à nuages sur les états initiaux et les prévisions d'un modèle de PNT à échelle kilométrique du type de celui

d’Arome ? Autrement dit, est-il plus judicieux de seulement modifier, dans l’état initial, le champs de masse (via des profils de réflectivité), ou bien seulement les champs de vent (via des profils de mesures de vent) ?

4. Quel est le bénéfice apporté par l’assimilation conjointe de ces données ? c’est-à-dire, est-il nécessaire d’avoir des conditions thermodynamiques et dynamiques nuageuses cohérentes dans l’état initial ?

## Organisation du mémoire de thèse

Ces travaux de thèse ont été articulés autour de deux parties :

- La première partie est consacrée à la présentation d’un opérateur d’observation pour le modèle de Météo-France à échelle kilométrique Arome. Le [chapitre 1](#) rappelle l’état des connaissances actuelles sur les radars à nuages et sur leur simulation. Le [chapitre 2](#) présente le modèle atmosphérique Arome qui a fourni les paramètres météorologiques d’entrée à l’opérateur d’observation, et qui sera utilisé dans la deuxième partie de la thèse pour réaliser les expériences d’assimilation. La période d’étude qui a servi pour valider l’opérateur, ainsi que les données radar, sont également décrites dans ce chapitre. Le [chapitre 3](#) présente la conception, la validation et le réglage de l’opérateur d’observation.
- La deuxième partie de la thèse se focalise sur l’apport de l’assimilation des profils de vent et de réflectivité dans Arome, dans le but d’améliorer ses états initiaux et ses prévisions. Pour cela, un état de l’art des différentes méthodes d’assimilation utilisables pour assimiler des données radar, et qui sont adaptables aux radars à nuages à visée verticale, est fourni dans le [chapitre 4](#). Le système d’assimilation du modèle Arome est plus amplement détaillé dans le [chapitre 5](#). L’apport de l’assimilation de profils de vent verticaux mesurés par un radar Doppler à nuages aéroporté est évalué dans [chapitre 6](#). Enfin, le [chapitre 7](#) fait état de l’apport de l’assimilation de profils de réflectivité, seuls ou combinés aux profils verticaux de vent, pour améliorer les états initiaux et les prévisions d’Arome.

Pour finir, des conclusions et perspectives à ces travaux de thèse seront fournies.



## Première partie

# Opérateur d'observation pour les réflectivités radar



# 1 | Les radars à nuages

L'utilisation des radars<sup>1</sup> à des fins météorologiques émergea après la seconde guerre mondiale. Les militaires avaient remarqué que les signaux radars militaires étaient brouillés par les précipitations. Les météorologistes ont rapidement compris le potentiel de ce bruit comme signal utile pour la détection et l'étude des précipitations. Les premiers radars météorologiques fonctionnaient à des longueurs d'onde centimétriques (1-10 cm). Les technologies des radars météorologiques se sont peu à peu améliorées afin de fournir des données microphysiques (réflectivités et observations polarimétriques) et dynamiques (technologies Doppler) sur les systèmes précipitants à de hautes résolutions spatio-temporelles ( $\approx 1$  km toutes les 15 minutes pour les radars du réseau français ARAMIS).

Les radars centimétriques ne sont sensibles qu'aux hydrométéores les plus gros, mais peu aux particules nuageuses, qui sont trop petites pour pouvoir être détectées par des radars fonctionnant à ces longueurs d'onde. Leur détection est possible par l'utilisation de radars à nuages, fonctionnant à des longueurs d'onde plus petites.

Dans un premier temps, les radars à nuages ainsi que leurs intérêts en météorologie sont présentés. Puis, le principe de la mesure radar est détaillé. Enfin, la dernière section fournit un état de l'art sur les opérateurs d'observation disponibles au sein de la communauté scientifique, et utilisés pour comparer les radars à nuages avec les modèles atmosphériques.

## Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Les radars à nuages en météorologie</b>	<b>8</b>
1.1.1	Intérêt des radars à nuages en météorologie	8
1.1.2	Les radars à nuages aéroportés	11
<b>1.2</b>	<b>Principe de la mesure du radar</b>	<b>13</b>
1.2.1	Équation radar pour la réflectivité	13
1.2.2	Calcul des vitesses Doppler	16
1.2.3	Calcul de la diffusion	16
1.2.4	Calcul des propriétés diélectriques	19
<b>1.3</b>	<b>État de l'art des opérateurs d'observation de radar à nuages</b>	<b>22</b>
<b>1.4</b>	<b>Conclusion</b>	<b>25</b>

---

1. Radio Detection And Ranging

## 1.1 Les radars à nuages en météorologie

Dans cette section, nous présentons d'abord l'intérêt des radars à nuages en météorologie. Puis, nous fournissons un bref aperçu des radars à nuages aéroportés.

### 1.1.1 Intérêt des radars à nuages en météorologie

Grâce à leur plus petite longueur d'onde, les radars millimétriques, ou radars à nuages, ont une excellente sensibilité aux plus petites particules nuageuses ainsi qu'aux faibles précipitations. Par ailleurs, les radars à nuages peuvent être configurés pour avoir une haute résolution spatiale et temporelle avec des antennes à faible angle d'ouverture et à lobes secondaires réduits (Kollias et al., 2007). Ainsi, en acquérant des profils verticaux des nuages non ou faiblement précipitants, les radars à nuages permettent de combler le fossé entre les radars centimétriques traditionnels (Lhermitte, 1987, Kollias et al., 2007), qui sont peu sensibles aux particules nuageuses, les lidars<sup>2</sup>, qui sont fortement atténués par les nuages épais (en particulier ceux qui contiennent de l'eau sous forme liquide), et les instruments passifs qui fournissent seulement des informations sur un nombre restreint de niveaux de l'atmosphère. En outre, par rapport aux radars fonctionnant à plus basses fréquences, les radars à nuages peuvent être déployés beaucoup plus facilement à bord de plates-formes satellitaires, aéroportées et maritimes puisqu'ils nécessitent des antennes bien plus petites pour fournir des mesures à haute résolution spatiale. En effet, puisque, à gain donné, la taille d'une antenne diminue avec sa longueur d'onde, les radars millimétriques sont moins encombrants que les radars centimétriques. Ainsi, les radars millimétriques constituent une alternative légère, peu encombrante et économique pour étudier les particules nuageuses non ou faiblement précipitantes.

Les radars à nuages fonctionnent soit en bande Ka, pour des fréquences autour de 35 GHz (longueur d'onde égale à  $\approx 8.5$  mm) ou en bande W, pour des fréquences autour de 95 GHz (longueur d'onde  $\approx 3.1$  mm). Du fait d'un manque de composants électroniques adaptés à cette haute gamme de fréquence (Mead et al., 1994), ce n'est qu'à partir des années 80 que ces radars ont commencé à se populariser au sein de la communauté scientifique. Les années 80 coïncident également avec le développement du premier radar Doppler fonctionnant en bande W (Lhermitte, 1987). Puis, à partir du milieu des années 90, le programme *Atmospheric Radiation Measurement (ARM)* du ministère de l'énergie des États-Unis se dota de *Millimeter-Wavelength Cloud Radars (MMCRS)* en bande Ka (Moran et al., 1998) sur différents sites comme en Oklahoma, Alaska, Australie ainsi que sur les îles Manus et Nauru de l'Ouest Pacifique. Des radars Doppler polarimétriques fonctionnant en bande W ont également été déployés au sol. Ce programme a permis d'étudier le rôle des nuages dans le climat. En Europe, des radars en bande W sont également en fonctionnement au sol depuis le milieu des années 1990 avec le radar Galileo de l'observatoire de Chibolton (Hogan et al., 2000), ou récemment en France avec le radar BASTA (Delanoë et al., 2016) qui est doté d'une technologie à coût réduit (technique de modulation en fréquence d'un signal continu), ce qui lui permet de réduire sa puissance émise et facilite son déploiement.

---

2. Light Detection And Ranging

Grâce au faible encombrement de ces radars à nuages, des versions aéroportées ont rapidement vu le jour avec le premier radar polarimétrique Doppler en bande W (Pazmany et al., 1994), le *Cloud Radar System* (Li et al., 2004, CRS), le MIRA-36 (Mech et al., 2014), ou encore RASTA<sup>3</sup> (Protat et al., 2009, Delanoë et al., 2013) embarqué sur les avions français de l'UMR Safire. Ces radars aéroportés ont l'avantage de pouvoir récolter des jeux de données conséquents sur des zones géographiques variées, dans le but, par exemple, de préparer les futures technologies embarquées à bord de satellites. En effet, des radars à nuages sont présents sur plusieurs satellites. Depuis le lancement en 2006 du satellite CloudSat (Stephens et al., 2002), le *Cloud Profiling Radar* fonctionnant en bande W nous a permis de mieux comprendre les mécanismes reliant les nuages au climat à l'échelle planétaire. Depuis 2015, des observations de radar à nuages en bande Ka sont également disponibles depuis le satellite GPM<sup>4</sup> (Hou et al., 2014).

Suite à ces succès, la popularité des radars Doppler à nuages n'a eu de cesse de croître et de nouvelles technologies sont désormais à l'étude. Par exemple, le radar Doppler en bande W à bord du satellite EarthCare (dont le lancement est prévu au milieu de l'année 2021, Illingworth et al., 2015) fournira pour la première fois des profils verticaux de vitesse Doppler et de réflectivité en bande W depuis l'espace au-dessus de la terre et au-dessus de la mer. De plus, depuis 2018, la mission satellitaire *RainCube* (Chahat et al., 2016), élaborée par le JPL<sup>5</sup>, a permis le déploiement sur des orbites basses (LEO) d'une nouvelle architecture de radars fonctionnant en bande Ka embarquée à bord de CubeSat. Si cette étude exploratrice se révèle fructueuse, une future constellation satellitaire de radars à basse altitude (et donc avec un court temps de revisite) pourra alors être envisageable. Enfin, de nouveaux concepts de missions satellitaires sont désormais à l'étude, comme par exemple le projet Wivern portant sur un radar à balayage conique Doppler en bande W (Illingworth et al., 2018).

Aujourd'hui, la bande W est la plus haute (resp. petite) fréquence (resp. longueur d'onde) utilisée pour les radars météorologiques. Grâce à leur antenne plus compacte, les radars en bande W sont plus facilement déployables que ceux fonctionnant en bande Ka. Par ailleurs, par rapport aux radars en bande Ka, les radars en bande W sont plus sensibles aux plus petites particules nuageuses. Cette sensibilité plus importante est illustrée sur la [Figure 1.1](#). L'extension verticale du nuage est également mieux représentée par le radar en bande W sur la [Figure 1.1](#). Néanmoins, puisque l'atténuation augmente avec la fréquence, le signal radar est fortement atténué dans les zones de précipitation (altitudes inférieures à 3 km sur la [Figure 1.1](#)). Ainsi, les radars fonctionnant en bande W sont utilisés pour observer, avec une fine résolution spatiale, les plus petites particules nuageuses, les faibles précipitations et le brouillard. Par conséquent, ils sont complémentaires des radars météorologiques centimétriques, utilisés en opérationnel pour estimer la pluie au sol et assimilés dans certains systèmes de PNT, qui ne sont sensibles qu'aux particules précipitantes les plus grosses. Ainsi, dans cette thèse, nous nous intéresserons à l'apport des radars fonctionnant en bande W en PNT.

---

3. Radar Airborne System Tool for Atmosphere

4. Global Precipitation Measurement

5. Jet Propulsion Laboratory

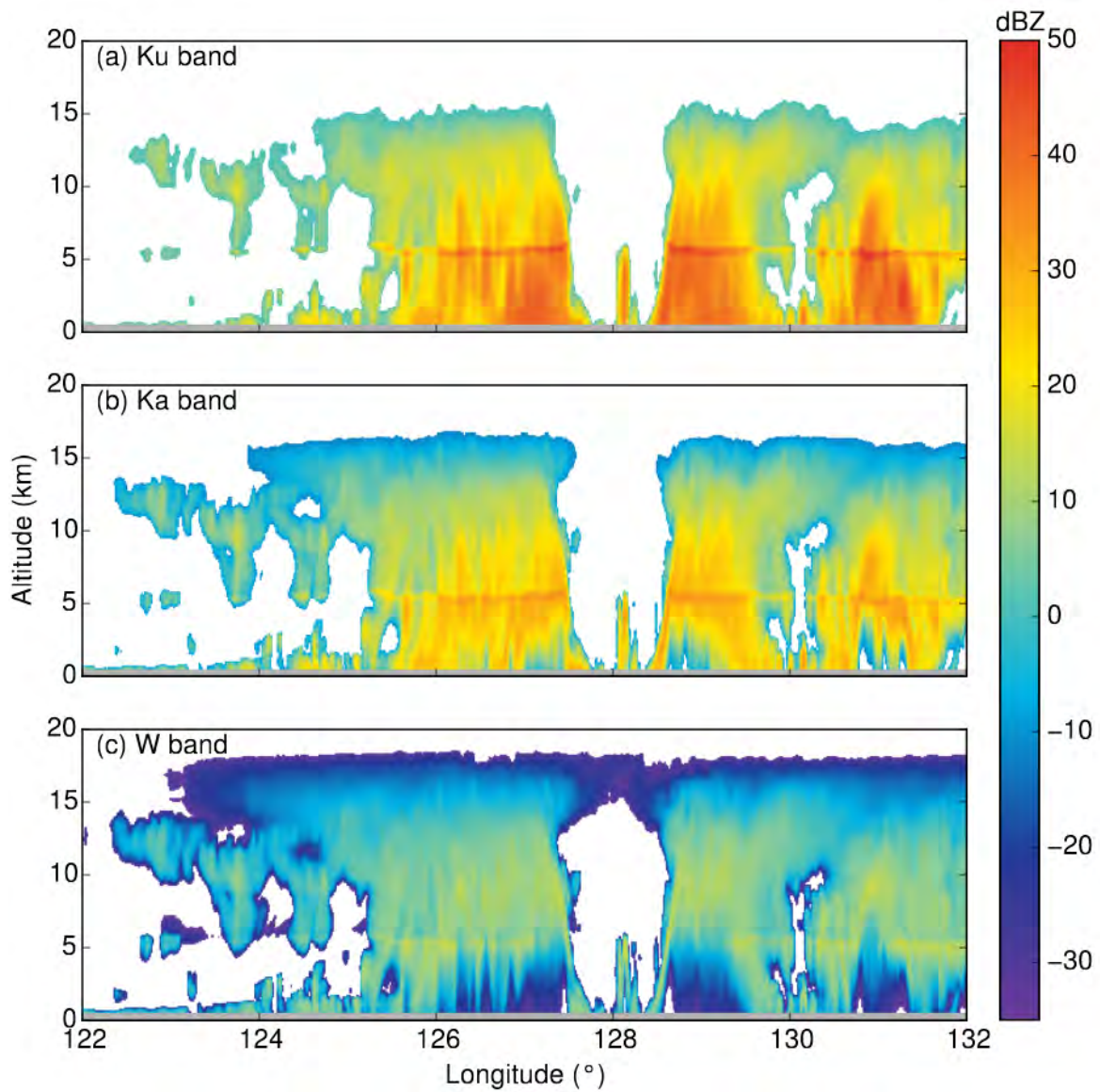


FIGURE 1.1 – Exemples de coupes verticales de réflectivité radar en bande Ku ( $\approx 13$  GHz) (a), en bande Ka ( $\approx 35$  GHz) (b) et en bande W ( $\approx 95$  GHz) (c). La zone grise située en bas de chaque coupe marque la zone en dessous de 400 m d'altitude, et est contaminée par les échos de surface. Source : Leinonen et al., 2015

### 1.1.2 Les radars à nuages aéroportés

Les radars aéroportés ont l'avantage de pouvoir collecter un grand nombre de données sur terre et sur mer à des résolutions bien plus fines que pour les radars embarqués à bord de satellites. De plus, puisque la sensibilité décroît avec la distance au radar, il est plus pertinent d'avoir des radars qui collectent des données dans les nuages à partir de plates-formes aéroportées que depuis le sol. Un autre avantage à avoir des mesures aéroportées est que, depuis le sol, les mesures radars sont sévèrement contaminées par l'atténuation dans les plus basses couches, ce qui induit une dégradation de la sensibilité dans les zones nuageuses (Li et al., 2004).

Ces dernières années, plusieurs radars à nuages aéroportés ont été conçus. Ils diffèrent par leur fréquence d'émission ainsi que par leurs caractéristiques de conception (voir section 1.2). Par ailleurs, en plus d'observer la réflectivité, certains sont équipés de la technologie Doppler afin de fournir des informations sur la dynamique, d'autres sont polarimétriques afin de renseigner sur la taille des hydrométéores, et enfin d'autres ont des configurations multi-antennes. Nous donnons ici un bref aperçu des radars à nuages aéroportés qui sont couramment utilisés lors de campagnes de mesures.

Le *Cloud Radar System* (Li et al., 2004, CRS) est un radar polarimétrique Doppler fonctionnant en bande W. Il est embarqué à bord de la plateforme aéroportée de la NASA ER-2, à environ 20 km d'altitude. Il est capable de mesurer les nuages et les précipitations au-dessous de l'avion (au nadir) à une résolution verticale de 150 m. La motivation première du CRS était de combler le fossé avec les instruments de télédétection déjà présents à bord de l'avion ER-2. Ces instruments se composaient d'un lidar et d'un radar de précipitation Doppler multi-antennes (pointant au nadir et à 33° du nadir) fonctionnant en bande X (Heymsfield et al., 1996, *ER-2 Doppler radar (EDOP)*). Le CRS avait également pour ambition de permettre des restitutions microphysiques en utilisant des méthodes combinant plusieurs bandes de fréquence. Il existe également une version au sol du CRS. L'antenne pour la version au sol est une antenne Cassegrain avec une ouverture d'un mètre et un gain de -55 dBi. La version aéroportée est un réflecteur parabolique possédant un gain de -47 dBi. La sensibilité est de -29 dBZ à 10 km pour la version aéroportée et elle est de -46,9 dBZ pour la version au sol. Le CRS a été utilisé lors de nombreuses campagnes de mesures sous différentes latitudes telles que CRYSTAL-FACE<sup>6</sup> (McGill et al., 2004), IPHEX<sup>7</sup> (Battaglia et al., 2016), ou encore TC4<sup>8</sup> campagne (Mason et al., 2017).

Le *Wyoming Cloud Radar* (Wang et al., 2012, WCR) fonctionne en bande W à une fine résolution verticale de 30 m jusqu'à une distance non-ambiguë de 10 km. C'est un système Doppler multi-antennes qui peut englober jusqu'à quatre antennes pointant au zénith (au-dessus de l'avion), au nadir (au-dessous de l'avion), à 30° de celle du nadir et sur le côté de l'avion. Cette dernière antenne à visée latérale peut également être redirigée vers le zénith via un réflecteur motorisé externe afin de former un angle de 35° avec l'antenne du zénith. Enfin, le WCR est polarimétrique. Il peut être embarqué à bord de deux plates-formes aéroportées : l'avion de recherche

6. Cirrus Regional Study of Tropical Anvils and Cirrus Layers-Florida Area Cirrus Experiment

7. Integrated Precipitation and Hydrology Experiment

8. Tropical Composition, Cloud and Climate Coupling

de l'université de Wyoming (King air) et le NSF/NCAR C-130. Le WCR a collecté des données lors de campagnes de mesures telles que *Wyoming Airborne Integrated Cloud Observation (WAICO)*, et *Profiling of Winter Storms*, (Rauber et al., 2014, PLOWS).

Le *Radar Airborne System Tool for Atmosphere* (Protat et al., 2009, Delanoë et al., 2013, RASTA) est un radar Doppler qui fonctionne en bande W à une résolution verticale de 60 m. Par rapport aux autres configurations aéroportées, la spécificité de ce dernier est sa configuration multi-antennes, qui lui permet de restituer les trois composantes du vent au-dessus et au-dessous de l'avion. Embarqué à bord du Falcon 20 de l'unité Safire, il a collecté des données lors de nombreuses campagnes de mesures sur des zones géographiques variées : *AMMA* en Afrique (Bouniol et al., 2010, Fontaine et al., 2014), *POLARCAT* en Suède (Delanoë et al., 2013), *HAIC/HIWC* en Australie (Protat et al., 2016). Dans le cadre de cette thèse, nous utiliserons les mesures collectées par RASTA lors de la première campagne d'observation du programme international HyMeX (Ducrocq et al., 2014). Ce programme a pour objectif de progresser dans la prévision des événements fortement précipitants sur le pourtour méditerranéen. Ainsi, le radar RASTA est plus largement décrit dans la [section 2.3](#).

Enfin, comme énoncé précédemment, les radars aéroportés ont également largement été utilisés en préparation des futures missions satellitaires. Par exemple, le radar Doppler en bande Ku *ARMAR* (Durden et al., 1994, *Airborne Rain-Mapping Radar*), développé par la NASA et par le JPL, était embarqué à bord de l'avion DC-8 afin de préparer la mission TRMM. Il était capable d'effectuer des mesures avec des polarisations multiples. Par ailleurs, l'*Advanced Airborne Precipitation Radar* (Sadowy et al., 2003, APR-2) est un radar aéroporté de précipitation en bandes Ku et Ka doté d'une résolution verticale de 60 m. Il avait pour but de préparer les deux radars spatiaux du satellite GPM, afin de succéder à la mission TRMM. Les antennes consistent en un réflecteur cylindrique parabolique déployable de 5.3 mètres avec un réseaux d'antennes actives à commande de phase, qui permettent de couvrir une fauchée de  $\pm 25^\circ$  de chaque côté de la trajectoire de l'avion. La sensibilité est d'environ 10 dBZ à 10 km pour le radar Ka (13 dBZ pour le Ku). Les mesures étaient également collectées au nadir de l'avion CD-8. En bande W, l'*Airborne Cloud Radar* (Sadowy et al., 1997, *ACR*) a également permis de collecter des observations au nadir de l'avion de la NASA DC-8 à une résolution verticale de 120 m. Dans le cadre de la campagne de mesures Wasaka, les données collectées par l'ACR ont été utilisées conjointement à celles de l'APR par Kulie et al. (2014) dans le but de restituer des propriétés microphysiques relatives à la glace. Enfin, la troisième génération de l'APR, appelé APR-3, a vu le jour avec un système radar Doppler triple-fréquences (Ku, Ka et W).

Par ailleurs, les observations fournies par les radars à nuages aéroportés ont été utilisées afin de restituer des paramètres microphysiques (Delanoë et al., 2007, Fontaine et al., 2014), ainsi que pour valider les hypothèses faites au sein de schémas microphysiques (Taufour et al., 2018). De plus, elles ont permis de mettre en avant la contamination par les effets de diffusion multiples des mesures radars satellitaires en bande W (Bouniol et al., 2008). Récemment, elles ont également permis d'obtenir des



relations qui relient la réflectivité observée en bande W au contenu en glace (Protat et al., 2016). En revanche, la réflectivité mesurée par des radars à nuages aéroportés n’a jamais été assimilée dans des modèles de PNT et a très peu été utilisée pour la validation de modèle de PNT à échelle kilométrique.

## 1.2 Principe de la mesure du radar

Les radars émettent un signal électromagnétique de largeur temporelle  $\tau$ , puis écoutent les signaux rétrodiffusés durant une durée égale à  $1/\text{PRF}$ , avec PRF la fréquence de répétition des signaux (PRF = Pulse Repetition Frequency). Ce temps d’écoute définit la portée maximale non-ambiguë, c’est-à-dire la distance maximale radar-cible à laquelle une cible peut être détectée par le radar. Durant ce temps d’écoute, les signaux rétrodiffusés arrivent par ordre croissant de distance radar-cible. Les échos ne peuvent être discriminés que s’ils sont au moins séparés d’une durée égale à  $\frac{\tau}{2}$ , avec  $\tau$  la largeur de l’impulsion émise. Ainsi, la résolution en distance verticale est alors égale à  $\frac{c\tau}{2}$ .

L’équation du radar relie la puissance rétrodiffusée mesurée à la réflectivité. Elle peut se présenter sous différentes formes. La forme qui est décrite ici permet d’exprimer les observations radars en fonction des variables météorologiques prévues par les modèles de PNT. Elle est d’abord rappelée dans la [sous-section 1.2.1](#). L’obtention de cette équation est décrite de manière plus détaillée par Probert-Jones (1962) ou par Caumont (2007). Le calcul des vitesses Doppler est ensuite rappelé en [sous-section 1.2.2](#). Puis, les différentes méthodes de calcul de la diffusion sont présentées en [sous-section 1.2.3](#). Enfin, les propriétés diélectriques nécessaires au calcul de la réflectivité sont détaillées en [sous-section 1.2.4](#).

### 1.2.1 Équation radar pour la réflectivité

Pour un radar monostatique, la puissance reçue  $P_r$  pour une cible ponctuelle située à une distance  $r$  du radar s’écrit ainsi :

$$P_r = \frac{P_t \lambda^2 g^2}{(4\pi)^3} \frac{f^4(\theta, \phi) l(r)^2 \sigma(r)}{r^4} \quad (1.1)$$

Avec :

- $P_t$  : puissance de l’antenne (en W).
- $g$  : gain de l’antenne (qui émet et reçoit pour un radar monostatique).
- $r$  : distance cible-radar (en m).
- $\lambda$  : longueur d’onde (en m) de l’onde émise ( $\approx 3.15$  mm en bande W).
- $f$  : fonction de directivité de l’antenne.
- $\sigma$  : section efficace de rétrodiffusion radar de la particule (en  $\text{m}^2$ ).
- $l$  : représente l’atténuation due aux conditions de propagation entre le radar et la cible (très importante en bande W en présence d’eau liquide).

Dans le cas des radars météorologiques, la cible correspond à un ensemble de d'hydrométéores présents dans un même volume  $V$ . La section efficace de rétrodiffusion correspond alors à la somme des sections efficaces de rétrodiffusion individuelles  $\sigma_i$  de l'ensemble des hydrométéores présents au sein du volume  $V$ .

$$\sigma(r) = \sum_V \sigma_i \quad (1.2)$$

On introduit alors la section efficace moyenne par unité de volume  $\eta$  (en  $\text{m}^{-1}$ ). Cette quantité s'appelle la réflectivité radar et se définit ainsi :

$$\eta(r) = \frac{\sum_j \sigma_j}{V} = \sum_j \int_0^\infty \sigma_j(D) \cdot N_j(D) dD \quad (1.3)$$

avec  $r$  la distance qui sépare le radar du centre du volume  $V$  et  $D$  le diamètre maximal des hydrométéores.  $\sigma_j(D)$  correspond à la section efficace de rétrodiffusion de la particule de type  $j$  et  $N_j$  à sa distribution en taille (en  $\text{m}^{-4}$ , PSD en anglais) qui dépend, entre autres, du contenu en hydrométéore  $M_j$  dans les schémas microphysiques de type « bulk » utilisés en PNT (voir [sous-section 2.2.3](#)).

Soit  $\tau$  la largeur temporelle du pic d'émission. La largeur radiale du volume de résolution  $V$  est alors égale à  $\frac{c\tau}{2}$ . La puissance reçue pour une cible volumique contenue dans le 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 3 dB :

$$P_r = \frac{P_t \lambda^2 g^2}{(4\pi)^3} \int_0^{c\tau/2} \int_\Omega \frac{l(r)^2 \eta(r)}{r^4} f^4(\theta, \phi) r^2 dr d\Omega \quad (1.4)$$

En considérant que la distance  $r$  qui sépare le radar du centre du volume  $V$  est grande par rapport à la largeur radiale du volume de résolution verticale  $\frac{c\tau}{2}$ , et que les hydrométéores sont uniformément répartis dans le volume  $V$ , intégrer sur la largeur radiale du volume revient à se placer au centre du volume de résolution  $V$  à la distance  $r_0$  et à multiplier par la largeur radiale  $\frac{c\tau}{2}$ . Cette hypothèse est particulièrement vraie dans le cas des radars à nuages aéroportés ou au sol, puisqu'ils fournissent des observations à des résolutions spatiales et verticales très fines. Ainsi, les volumes sont effectivement très petits. La puissance reçue est alors calculée au centre de chaque porte à une distance  $r_0$  du radar :

$$P_r(r_0) = \frac{P_t \lambda^2 g^2}{(4\pi)^3} \cdot \frac{c\tau}{2} \cdot \frac{l(r_0)^2 \eta(r_0)}{r_0^2} \int_\Omega f^4(\theta, \phi) d\Omega \quad (1.5)$$

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

$$\int_\Omega f^4(\theta, \phi) d\Omega = \frac{\pi \theta_0 \phi_0}{8 \cdot \ln 2} \quad (1.6)$$

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

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

$$Pr(r_0) = \frac{P_t \lambda^2 g^2 \theta_0 \phi_0 c \tau}{1024 \pi^2 \ln(2)} \frac{l(r_0)^2 \eta(r_0)}{r_0^2} = C \frac{l(r_0)^2}{r_0^2} \eta(r_0) \quad (1.7)$$

où  $C$  est une constante qui ne dépend que des caractéristiques du radar. Pour s'affranchir de cette dernière, les radars météorologiques mesurent la réflectivité radar équivalente  $z_e$ , qui est donnée par l'Équation 1.8 :

$$z_e(r_0) = \frac{\lambda^4}{|K_w|^{2\pi^5}} l(r_0)^2 \eta(r_0) = \frac{\lambda^4}{|K_w|^{2\pi^5}} l(r_0)^2 \int_0^\infty \sigma(D) \cdot N(D, r_0) dD \quad (1.8)$$

avec  $|K_w|^2$  le facteur diélectrique pour l'eau liquide ( $\approx 0,75$  à  $10^\circ$  C en bande W). Les réflectivités radars équivalentes  $z_e$  s'expriment en  $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ . Puisqu'ils prennent des valeurs sur plusieurs ordres de grandeur, elle sont plus couramment exprimées en dBZ :

$$Z_e(r_0) = 10 \log_{10} \left( \frac{z_e(r_0) [\text{mm}^6 \text{mm}^{-3}]}{1 [\text{mm}^6 \text{mm}^{-3}]} \right) = 10 \log_{10} (10^{18} z_e(r_0)) \quad (1.9)$$

C'est cette grandeur qui sera par la suite simulée afin de convertir les champs physiques prévus par un modèle de PNT en quantités directement comparables aux observations.

Enfin, dans l'Équation 1.8, l'atténuation  $l(r_0)$  correspond à la somme des atténuations engendrées par l'ensemble des hydrométéores et par l'air se trouvant entre le radar et la cible volumique située à la distance  $r_0$  du radar. Elle s'exprime en fonction du coefficient d'extinction  $\kappa_j$  de l'hydrométéore de type  $j$  (en  $\text{m}^{-1}$ ), qui correspond à la somme des effets de diffusion et d'absorption :

$$l(r_0) = \exp \left( - \int_0^{r_0} \sum_j k_j(r) dr \right) \quad (1.10)$$

$$\text{avec } k_j(r) = \int_0^\infty C_{ej}(D) N_j(D, r) dD \quad (1.11)$$

Où  $C_{ej}$  est la section efficace d'extinction d'une particule de type  $j$  au sein du volume  $V$ .

L'atténuation par l'air humide peut être très importante en bande W, et principalement dans les basses couches de l'atmosphère (Kollias et al., 2007,  $\approx 2 \text{ dB km}^{-1}$ ). Par conséquent, les effets sur l'atténuation totale sont plus importants pour un radar au sol puisque l'atténuation causée par l'air humide dans les basses couches se propage vers les autres portes tout le long du trajet bidirectionnel. Le modèle de Liebe (1985) peut être utilisé pour calculer l'atténuation par l'air humide. De plus, à cette fréquence, même si la réflectivité due à l'eau liquide nuageuse est assez faible, son impact sur l'atténuation totale (dans l'Équation 1.10) peut être assez fort (Di Michele et al., 2012). Dans l'Équation 1.10, l'atténuation due à la pluie est très forte et peut être de l'ordre de dizaines de dB dans les fortes précipitations, éteignant ainsi complètement le signal radar. En revanche, les particules de glace ont un impact plus faible (Kollias et al., 2007) sur l'atténuation totale ( $< 1 \text{ dB km}^{-1}$ ).

Les équations 1.8 à 1.11 montrent que la connaissance des sections efficaces de rétrodiffusion  $\sigma_j$  et d'extinction  $C_{ej}$  est primordiale dans la simulation de la réflectivité radar ainsi que dans l'identification des différentes cibles météorologiques. Elles dépendent de plusieurs paramètres physiques liés aux hydrométéores tels que leur nature (solide, liquide), et par conséquent de leur propriété diélectrique. Par exemple, à forme et taille équivalentes, la pluie réfléchit plus d'énergie que la neige. Sa Section Équivalente de Rétrodiffusion (SER) sera donc plus importante. Son coefficient d'extinction sera également plus important, ce qui explique que le signal radar en bande W est plus atténué par l'eau liquide que par la neige. Les sections efficaces de rétrodiffusion et d'extinction dépendent également de la forme des hydrométéores ainsi que de leur inclinaison par rapport à l'angle de visée du radar (Sato et Okamoto, 2006, Tyynela et al., 2011, Hogan et al., 2012, Johnson et al., 2012). Cette sensibilité à la forme des hydrométéores augmente avec la fréquence du radar et est donc d'autant plus importante pour des radars fonctionnant en bande W. Contrairement aux contenus en hydrométéores ou à la température, ces paramètres physiques ne sont pas donnés par le modèle. Ce sont des paramètres libres (Augros et al., 2016) qu'il convient de définir au préalable.

### 1.2.2 Calcul des vitesses Doppler

L'effet Doppler est un décalage en fréquence entre l'onde électromagnétique émise et l'onde électromagnétique rétrodiffusée par des particules en mouvement. Il permet d'accéder à la vitesse radiale de ces particules, c'est-à-dire à leur vitesse projetée dans la direction de visée du radar.

En reprenant les mêmes notations que dans le cas du calcul de la réflectivité, les vitesses radiales peuvent être calculées de la manière suivante (Caumont et Ducrocq, 2008) :

$$v_r(r_0) = \frac{\int_{\Omega} \overline{\eta v_r}(r) l^2(r) f^4(\theta, \phi) d\Omega}{\int_{\Omega} \eta(r) l^2(r) f^4(\theta, \phi) d\Omega} \quad (1.12)$$

avec :

$$\overline{\eta v_r}(r) = \sum_j \int_0^{\infty} \sigma_j(D, r) v_{rj}(D, r) \cdot N_j(D, r) dD \quad \text{en } \text{s}^{-1} \quad (1.13)$$

où :

- $v_{rj}(D, r)$  correspond à la projection du champ de vent  $(u, v, w - v_{Tj})$  selon l'axe de visée du radar,  $v_{Tj}$  étant la vitesse de chute limite de l'hydrométéore de type  $j$  (en  $\text{m s}^{-1}$ ).
- $\eta$  est la réflectivité, calculée selon l'Équation 1.3.

### 1.2.3 Calcul de la diffusion

Il existe plusieurs méthodes de calcul de la diffusion. Elles permettent d'avoir accès aux sections efficaces de rétrodiffusion et d'extinction. Le choix de la méthode à utiliser dépend principalement de la taille de la particule à observer par rapport à la longueur d'onde du radar, de sa forme et de sa composition. L'ordre de grandeur

du paramètre de taille  $x$  ( $x = \frac{D\pi}{\lambda}$ ; avec  $D$  le diamètre de la particule et  $\lambda$  la longueur d'onde du radar) permet d'identifier le régime de diffusion et donc la méthode à utiliser.

Pour des particules sphériques, la diffusion peut être calculée par la diffusion de Rayleigh ou par la théorie de Mie-Lorenz. Dans le cas de particules à formes plus complexes ayant des paramètres de taille  $x$  suffisamment grand ( $x \geq 1$ ), le calcul nécessite des approches plus pointues. Ces dernières méthodes sont particulièrement bien adaptées dans les zones nuageuses puisque les cristaux de glace existent sous des formes complexes variées (Korolev et al., 2000) qui dépendent de leur évolution passée et de leur environnement (Bailey et Hallett, 2004).

### Cas des particules à formes sphériques

Pour des particules sphériques, deux types de régime de diffusion peuvent se produire dans le domaine des micro-ondes. Pour savoir dans quel régime se placer, il est nécessaire d'avoir accès à l'ordre de grandeur du paramètre de taille  $x$ .

- **La diffusion de Rayleigh** se produit lorsque le diamètre de la particule est très petit devant la longueur d'onde (ie, pour  $x \ll 1$ ). Les sections efficaces de rétrodiffusion et d'extinction s'expriment alors ainsi :

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4} \quad (1.14)$$

$$C_e = \frac{\pi^2 D^3}{\lambda} ImK \quad (1.15)$$

Avec  $|K|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right|^2$ ;  $m^2$  étant la permittivité complexe du milieu. Par ailleurs, en remplaçant l'expression de  $\sigma$  dans l'Équation 1.8, la réflectivité équivalente  $z_e$  se retrouve être indépendante de la longueur d'onde  $\lambda$  et devient proportionnelle au moment d'ordre 6 de la distribution en taille. Cette approximation est valide pour la plupart des mesures effectuées par les radars centimétriques de précipitation au sol, qui fonctionnent soit en bande S ( $\lambda \approx 10$  cm), soit en bande C ( $\lambda \approx 5$  cm), ou soit en bande X ( $\lambda \approx 3$  cm). Cependant, aux longueurs d'onde millimétriques, le paramètre de taille  $x$  augmente et la validité de l'approximation de Rayleigh se fait bien plus rare. Elle sera principalement valide uniquement pour les particules d'eau liquide nuageuses.

- **La théorie de Mie** concerne la diffusion d'une onde plane par une sphère homogène. Contrairement à l'approximation de Rayleigh, elle est valable quelle que soit la taille du paramètre de taille  $x$ . Elle peut donc être utilisée pour les grosses particules et les hautes fréquences. Elle est strictement applicable pour des particules sphériques, isotropiques et non-magnétiques placées dans un environnement non-absorbant. Cependant, sous réserve d'avoir un paramètre de taille  $x$  et un indice de réfractivité relativement faibles, la théorie de Mie peut également être utilisée pour des particules à géométries quasi-sphériques. Dans la théorie de Mie, les solutions s'expriment sous la forme d'harmoniques d'onde sphériques vectorielles. La formulation exacte est disponible dans Hulst (1981). Enfin, contrairement à l'approximation de Rayleigh, la valeur de la réflectivité dans l'Équation 1.8 dépend de la longueur d'onde.

Pour un diamètre de particule fixe, le régime de diffusion peut donc être différent pour des radars fonctionnant à des fréquences différentes, ce qui permet de restituer, entre autres, des informations relatives à la taille des hydrométéores (Johnson, 2007, Liao et Meneghini, 2011). Ainsi, depuis quelques années, l'utilisation simultanée de radars fonctionnant à des fréquences différentes a gagné en popularité au sein de la communauté scientifique (Hou et al., 2014, Leinonen et al., 2015, Kuo et al., 2016, Leinonen et al., 2018).

### Cas des particules à formes non-sphériques

À haute fréquence, l'hypothèse qui consiste à considérer les hydrométéores comme sphériques est uniquement valable pour ceux qui sont petits par rapport à la longueur d'onde (Tyynela et al., 2011, Kuo et al., 2016). En effet, le calcul des propriétés radiatives dépend de la forme des cristaux de glace et cette sensibilité augmente avec le diamètre moyen des cristaux (Hong, 2007, Petty et Huang, 2010, Tyynela et al., 2011, Leinonen et al., 2012). Ainsi, plusieurs méthodes numériques ont été établies pour le calcul du champ diffusé par une particule non sphérique. Nous présentons ici les méthodes les plus couramment utilisées pour calculer les champs électromagnétiques incident et diffusé par un hydrométéore à forme non-sphérique.

- La méthode de la **matrice T** résout bien le calcul des propriétés radiatives pour des particules à symétrie de révolution. C'est une méthode surfacique qui a initialement été introduite par Waterman (1965). De même que pour la théorie de Mie, les champs électromagnétiques transmis incident et diffusé sont développés en séries de fonctions d'onde vectorielles sphériques. Ils sont reliés entre eux par la matrice T. Le code le plus largement utilisé au sein de la communauté scientifique est celui de Mishchenko et al. (1996). Il permet le calcul pour des particules sphériques, sphéroïdes, cylindriques et de Chebyshev.
- La méthode de la **Discrete Dipole Approximation (DDA)** permet de calculer de manière explicite le champ diffusé par une particule à forme géométrique complexe (Draine et Flatau, 1994). Contrairement à la théorie de Mie ou à la méthode de la matrice T, la méthode de la DDA est une méthode de calcul volumique. Chaque particule est discrétisée en un ensemble de dipôles élémentaires. Chaque dipôle reçoit un champ qui correspond à la somme du champ incident et des champs diffusés par les autres dipôles du volume. Le champ diffusé total correspond alors à la somme des champs diffusés par chaque dipôle. La méthode de la DDA est l'une des méthodes la plus couramment utilisée quand il s'agit de prendre en compte la forme des cristaux. Afin d'assurer la convergence de la solution, l'espacement entre chaque dipôle doit être suffisamment petit devant la longueur d'onde ( $|m|x < 0.5$ ,  $m^2$  étant l'indice de réfraction complexe du milieu). Cette méthode peut donc devenir rapidement lourde en temps de calcul, notamment pour les particules les plus grosses par rapport à la longueur d'onde. Afin de réduire le temps de calcul, des tables pré-calculées ont été générées. Par exemple, la base de Liu (2008) répertorie 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, 85.5, 94, 118, 150, 166, 183, 220, 340 GHz) et à 5 températures différentes ( $0^\circ$ ,  $-10^\circ$ ,  $-20^\circ$ ,  $-30^\circ$ ,  $-40^\circ$ ). Du point de vue de l'utilisateur, ces tables présentent l'inconvénient

d'être contraintes par les relations masse-diamètre qui avaient initialement été imposées pour les générer.

- La méthode de la **Self-Similar Rayleigh-Gans Approximation** (Hogan et al., 2017) est plus rapide en coût calcul. Elle s'appuie sur l'approximation de Rayleigh-Gans (RGA), qui discrétise le volume total de la particule non sphérique en petits volumes élémentaires pour lesquels l'approximation de Rayleigh est ensuite appliquée. Dans la méthode RGA, le champ diffusé total est alors obtenu par sommation cohérente de chacun de ces champs ainsi approximés. La méthode SSRGA étend la méthode RGA aux agrégats composés de monômes non-sphériques orientés de manière aléatoire. Cependant, la méthode SSRGA n'est applicable que pour deux types d'agrégats et ne peut pas être utilisée pour les plus gros agrégats qui sont présents sous une forme bien plus complexe.

Il existe de nombreuses autres méthodes pour le calcul de la diffusion par une particule telles que la **Finite Difference Time Domain (FDTD)**, qui est usuellement utilisée en électromagnétisme pour résoudre les équations de Maxwell dans le domaine temporel, la **technique des multipôles généralisée**, ou encore la **méthode des moments**. Le lecteur pourra se référer à Kahnert (2003) pour avoir un aperçu complet des différentes méthodes utilisables pour le calcul de la diffusion ainsi que de leurs avantages et inconvénients respectifs.

#### 1.2.4 Calcul des propriétés diélectriques

Le calcul des propriétés radiatives nécessite de connaître la permittivité relative  $\epsilon$ , qui dépend de la longueur d'onde, de la température et de la phase du milieu. La partie réelle (resp. imaginaire) de la permittivité relative correspond à la constante diélectrique (resp. facteur de perte).

##### Permittivité relative de l'eau liquide

Lorsque l'eau se trouve sous forme liquide, la constante diélectrique peut être calculée à l'aide du modèle de Debye :

$$\epsilon_w = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_0 - \epsilon_\infty}{1 - if/f_D}, \quad (1.16)$$

où  $\epsilon_0$  et  $\epsilon_\infty$  représentent respectivement les coefficients diélectriques statique et à haute fréquence.  $f$  est la fréquence du radar (en Hz),  $f_D$  est la fréquence de relaxation (en Hz). Liebe et al. (1991) ont fourni les valeurs suivantes pour ces paramètres :

$$\epsilon_0 = 77,66 - 103,3\Theta \quad (1.17)$$

$$\epsilon_\infty = 0,066\epsilon_0 \quad (1.18)$$

$$f_D = (20,27 + 146,5\Theta + 314\Theta^2) 10^9 \quad (1.19)$$

avec  $\Theta$  la température relative inverse qui est reliée à la température de l'environnement  $T$  (en K) par :

$$\Theta = 1 - \frac{300}{T} \quad (1.20)$$

### Permittivité relative de la glace pure

La permittivité relative de la glace pure est estimée par la relation suivante :

$$\epsilon = \epsilon_1 + i \left( \frac{\alpha(\Theta)}{f} + \beta(\Theta)f \right) \quad (1.21)$$

avec :

$$\epsilon_1 = 3,15, \quad (1.22)$$

$$\alpha(\Theta) = (50,4 - 62\Theta)10^5 e^{22,1\Theta} \quad (1.23)$$

$$\beta(\Theta) = \left( \frac{0,502 + 0,131\Theta}{1 - \Theta} \right) 10^{-13} + 0,542 \cdot 10^{-15} \left( \frac{1 - \Theta}{0,0073 - \Theta} \right)^2 \quad (1.24)$$

### Cas des hydrométéores inhomogènes

Les particules de glace ont des formes complexes et peuvent être modélisées par des formes plus simples. Ainsi, les particules de glace sont souvent modélisées par un mélange de glace et d'air, caractérisé par une constante diélectrique effective. Les deux méthodes les plus connues pour calculer la constante diélectrique effective sont celles de Bruggeman (1935) et de Maxwell-Garnett (1904).

- **La formule de Maxwell-Garnett (MG)** est valable pour des inclusions sphériques de constantes diélectriques  $\epsilon_{inc}$  dans une matrice de constante diélectrique  $\epsilon_{mat}$ . La constante diélectrique effective s'obtient ainsi :

$$\epsilon = \frac{1 + 2fF}{1 - fF} \epsilon_{mat} \quad (1.25)$$

$$\text{avec } F = \frac{\epsilon_{inc} - \epsilon_{mat}}{\epsilon_{inc} + 2\epsilon_{mat}} \quad (1.26)$$

$$\text{et } f = 1 - \frac{\rho}{\rho_{mat}} \quad (1.27)$$

où  $f$  correspond à la concentration volumique des inclusions. La formulation de MG est valide pour des inclusions de particules petites devant la longueur d'onde. Ainsi, il faut faire preuve de prudence pour les inclusions de particules de glace les plus grosses par rapport à la longueur d'onde (Johnson et al., 2012). Cette formulation a été utilisée par Augros et al. (2016) en considérant une inclusion des particules de glace, de permittivité  $\epsilon_i$  donnée par l'Équation 1.21, dans une matrice d'air de permittivité 1. Inverser les rôles de la glace et de l'air génère une constante diélectrique différente, ce qui peut impacter la réflectivité radar d'environ 2 dB (Johnson et al., 2012).

La formulation de Bohren et Huffman (1983) généralise la formulation de Maxwell-Garnett pour des particules ellipsoïdales de formes équiprobables incluses dans une matrice.

$$\epsilon = \frac{(1 - f)\epsilon_{mat} + f\beta\epsilon_{inc}}{1 - f + f\beta} \quad (1.28)$$

$$\text{avec } \beta = \frac{2\epsilon_{mat}}{\epsilon_{inc} - \epsilon_{mat}} \left( \frac{\epsilon_{inc}}{\epsilon_{inc} - \epsilon_{mat}} \ln \left( \frac{\epsilon_{inc}}{\epsilon_{mat}} \right) - 1 \right) \quad (1.29)$$



- Contrairement à la formulation de Maxwell-Garnett (1904), **la formulation de Bruggeman (1935)** est symétrique par rapport aux rôles de la matrice et des inclusions :

$$\epsilon = \frac{1}{2} \left( \beta^2 + 2\epsilon_1\epsilon_2 \right)^{1/2} - \frac{1}{2}\beta \quad (1.30)$$

$$\text{avec } \beta = \frac{1}{2} [(1 - 3f_2)\epsilon_2 + (1 - 3f_1)\epsilon_1] \quad (1.31)$$

où  $\epsilon_1, \epsilon_2$  sont les constantes diélectriques des milieux 1 et 2 (air et glace dans le cas de la modélisation de la glace).  $f_1$  et  $f_2 = 1 - f_1$  représentent leur fraction volumique respective.

Pour des mélanges de particules de glace et d'air, Johnson et al. (2012) a montré que le choix de la formulation de Bruggeman ou de Maxwell-Garnett pour le calcul des constantes diélectriques a peu d'impact sur la réflectivité simulée pour des fréquences allant de la bande Ku à la bande W.

### Cas de la couche de fonte

La couche de fonte (ou bande brillante en météorologie radar) occupe une petite portion de la verticale (environ 500 m). À mesure que les flocons de neige descendent sous le niveau de fusion dans la couche de fonte, leur réflectivité radar augmente fortement parce que la constante diélectrique de l'eau dépasse celle de la glace. Cet effet est particulièrement visible pour les radars centimétriques, mais est moins notable dans le cas des radars millimétriques (Sassen et al., 2005).

Les propriétés diélectriques sont difficiles à modéliser au sein de la couche de fonte. En effet, les flocons de neige en fusion subissent des changements structuraux au cours du processus de fusion (forme, vitesse de chute, densité, évolution des distributions en taille des particules, etc. Kintea et al., 2015, Mitra et al., 1990). Une méthode classique consiste à calculer une constante diélectrique effective en utilisant la formulation de MG avec une inclusion de glace dans une matrice d'eau. Cette formulation est réaliste pour des fractions volumiques en eau liquide  $F_w$  supérieures à 0,8 (Meneghini et Liao, 1996). Pour des fractions volumiques inférieures à 0.7, il semble plus pertinent d'inverser les rôles de la glace et de l'eau et d'employer la formulation de MG avec une inclusion d'eau dans une matrice de glace. Alternativement, il est possible d'utiliser la formulation de Bruggeman.

Une autre méthode consiste à calculer la permittivité relative diélectrique selon le modèle de Matrosov (2008). Ce modèle a été utilisé par Augros et al. (2016). Il tient compte de l'évolution de la fraction en eau liquide  $F_w$ , qui s'exprime en fonction des contenus en eau liquide  $M_r$  et en glace  $M_i$  :

$$F_w = \frac{M_r}{M_r + M_i} \quad (1.32)$$

La permittivité diélectrique est alors obtenue par une combinaison linéaire de la règle de MG, avec une inclusion d'eau liquide dans une matrice de glace  $\epsilon_{iw}$ , et d'une inclusion de glace dans une matrice d'eau  $\epsilon_{wi}$ .

$$\epsilon = \epsilon_{wi}(1 - f_w) + \epsilon_{iw}f_w \quad (1.33)$$

avec

$$f_w = \begin{cases} 0, & \text{if } F_w \leq 0.37 \\ 1, & \text{if } F_w x \geq 0.63 \\ \frac{F_w - 0.37}{0.63 - 0.37}, & \text{Sinon} \end{cases}$$

Ainsi, il existe plusieurs méthodes pour calculer les propriétés diélectriques des particules, qui dépendent notamment de leur phase. La connaissance de ces propriétés est nécessaire pour les calculs des propriétés radiatives afin de comparer les observations radars aux modèles de PNT.

### 1.3 État de l’art des opérateurs d’observation de radar à nuages

Comme le montre l’Équation 1.8, la relation qui lie les variables météorologiques à la réflectivité radar est loin d’être triviale et est fortement non-linéaire. Ainsi, la première étape vers l’utilisation des observations de radars à nuages pour la validation de modèle et/ou pour leur assimilation dans des modèles de PNT, consiste à concevoir une méthode appropriée pour comparer le modèle avec les observations (Reitter et al., 2011). Deux approches différentes existent pour réaliser de telles comparaisons : soit les observations sont inversées en variables du modèle (méthode inverse), soit un opérateur d’observation est utilisé pour transformer les variables de modèle en observations simulées (méthode directe).

Dans la première approche, la réflectivité est généralement inversée en contenu en hydrométéore (Fox et Illingworth, 1997, Protat et al., 2007, Delanoë et Hogan, 2008, Heymsfield et al., 2016, Protat et al., 2016). Cependant, l’inversion est entachée d’incertitudes puisque les relations qui relient la réflectivité aux contenus en hydrométéore (lois Z–M) dépendent de la température (Fontaine et al., 2014) et de la représentation des hydrométéores (Hong et al., 2008, Matrosov et Heymsfield, 2008, Hogan et al., 2012). Pour remédier à ces incertitudes, il est possible d’utiliser d’autres instruments afin de prendre en compte la synergie existante entre les différentes mesures. Ainsi, certaines études ont utilisé, conjointement à la réflectivité en bande W ou Ka, des mesures de lidars (Okamoto et al., 2003, Delanoë et Hogan, 2008), de radars fonctionnant à d’autres gammes de fréquences (Liao et Meneghini, 2011), de sondes optiques (Fontaine et al., 2014), ou la vitesse de chute restituée par des radars Doppler (Delanoë et al., 2007). Par ailleurs, dans les modèles de PNT opérationnels actuels, l’évolution des hydrométéores est gouvernée par des schémas microphysiques de type bulk qui distinguent, avec différents degrés de sophistication, plusieurs types d’hydrométéores dans des phases solides (neige, graupel, glace) et liquides (eau liquide précipitante et nuageuse). Cependant, l’approche indirecte permet seulement de restituer des informations relatives aux phases liquides et/ou solides. Elle ne permet donc pas de différencier, pour les contenus liquide ou solide ainsi restitués, la part associée à chacun des différents types d’hydrométéores ainsi définis dans le modèle. Enfin, dans les systèmes d’assimilation variationnels actuels, les contenus en hydrométéores ne font pas partie des variables de contrôle du système d’assimilation (voir chapitre 4). Par conséquent, l’approche indirecte rend plus difficile l’utilisation des radars à nuages en assimilation de données. De plus, l’approche directe permet

en partie de contourner les problèmes liés aux incertitudes de restitution puisqu'elle simule la réflectivité que le radar aurait observé dans les conditions atmosphériques prévues par le modèle atmosphérique. Ainsi, les incertitudes sur la relation reliant les variables du modèle aux observations radars sont plus faciles à évaluer et à contrôler dans la méthode directe (Reitter et al., 2011). Enfin, les signatures des événements convectifs sont plus facilement identifiables en termes de réflectivité radar qu'avec d'autres variables météorologiques, ce qui rend la méthode directe plus attractive. Par conséquent, au cours de ces dernières années, plusieurs opérateurs de radars à nuages ont été mis au point pour la validation de modèle et/ou pour l'assimilation de données.

Beaucoup d'entre eux ont été appliqués à des modèles de PNT avec des résolutions horizontales grossières afin de simuler les profils verticaux de réflectivité observés par le Cloud Profiling Radar à bord de CloudSat (Haynes et al., 2007, Bodas-Salcedo et al., 2008, Reitter et al., 2011, Di Michele et al., 2012,  $\approx 40$  km). En particulier, Bodas-Salcedo et al. (2008) ont effectué des comparaisons entre simulations et observations afin d'évaluer les performances du modèle global IFS sur une période de trois mois sur trois régions à régimes de climats différents (côte californienne, océan nord atlantique et les tropiques). Ces comparaisons ont permis d'identifier un manque de réalisme dans la paramétrisation de la fraction en glace primaire. Cependant, les hypothèses faites au sein de l'opérateur d'observation sont trop restreintes en termes de microphysique. En effet, seules trois espèces microphysiques sont considérées : eau liquide nuageuse, pluie et glace primaire. De plus, les méthodes de calcul des propriétés radiatives sélectionnées ne permettent pas de prendre en compte la variabilité des formes des hydrométéores, ce qui peut entraîner un biais dans la simulation des réflectivités radars aux hautes gammes de fréquences utilisées dans les radars à nuages (Tyynela et al., 2011).

Le simulateur QuickBeam (Haynes et al., 2007) offre une plus grande souplesse dans la modélisation des différents hydrométéores. Il simule l'atténuation par l'air et les hydrométéores et les propriétés radiatives sont calculées en utilisant les théories de Mie et de Rayleigh. Ainsi, les hydrométéores sont considérés comme des sphères, ce qui ne permet pas davantage de simuler la réflectivité dans les zones nuageuses avec un bon degré de confiance. L'opérateur QuickBeam a été utilisé par Marchand et al. (2009) afin de valider les sorties d'un modèle de climat à 4 km de résolution horizontale. Il a également été utilisé par Reitter et al. (2011) afin d'effectuer une évaluation avec les observations de CloudSat des contenus en glace et en neige dans le modèle global allemand GME (Majewski et al., 2002). Toutefois, la version utilisée de QuickBeam ne prenait pas en compte la modélisation de la couche de fonte.

L'opérateur d'observation de Di Michele et al. (2012) utilise quant à lui la méthode de la DDA. La neige est modélisée par des agrégats de colonnes (Hong, 2007) et les cristaux de glace par des rosettes. Ce choix était motivé par des observations aéroportées in situ, qui ont mis en avant que la majorité des cristaux de glace observés se trouve sous cette forme. Cependant, Di Michele et al. (2012) reconnaissent qu'assigner un seul type de forme aux cristaux de glace ne permet pas de bien simuler la réflectivité puisque cela ne permet pas de prendre en compte la multitude des formes existantes au sein des nuages. L'opérateur d'observation de Di Michele et al. (2012) est compatible avec des schémas microphysiques de type bulk, et a été implémenté

avec six classes d'hydrométéores. En revanche, l'opérateur d'observation n'a pas été développé en cohérence avec le schéma microphysique du modèle de PNT auquel il était appliqué (IFS). En effet, les tables pré-calculées des propriétés radiatives n'ont pas été générées en adéquation avec les hypothèses microphysiques du schéma utilisé dans le modèle (distribution granulométrique des hydrométéores et relation masse-diamètre). Cet opérateur d'observation a été utilisé pour valider le modèle IFS. Les comparaisons ont notamment permis de mettre en évidence une déficience dans la prévision de la fréquence d'occurrence des nuages et des précipitations. Cependant, ces évaluations ont seulement été effectuées sur mer afin d'éviter des problèmes avec l'orographie. Enfin, cet opérateur d'observation a également été utilisé en assimilation de données de radars à nuages (Janisková et al., 2012, Janisková, 2015).

Dans les hypothèses de conception de ces trois opérateurs d'observation, les effets de diffusion multiple n'ont pas été simulés. Pourtant, ces effets ne sont pas négligeables pour simuler la réflectivité observée par des radars à nuages embarqués à bord de satellites, en particulier lors d'événements convectifs qui sont à l'origine de fortes précipitations (Bouniol et al., 2008, Battaglia et al., 2010). En revanche, cette approximation reste valide pour des radars aéroportés ou au sol, puisque, du fait de leur plus faible résolution spatiale, les effets de diffusions multiples sont bien moins importants (Battaglia et al., 2007).

Très peu d'études ont été consacrées aux modèles à échelle convective avec des schémas microphysiques élaborés. Le simulateur SDSU (Masunaga et al., 2010), développé au Goddard Space Flight Center, permet de simuler les observations des radars spatiaux. Ainsi, il a été conçu pour les différentes gammes de fréquence actuellement rencontrées pour les radars spatiaux : Ku, Ka, W. De plus, il est capable de simuler la réflectivité avec différents types de schémas microphysiques de type bulk plus ou moins élaborés. Les propriétés radiatives sont calculées avec la méthode de la DDA. Le *Joint-Simulator for Satellite Sensors*, développé par Hashino et al. (2013) a des caractéristiques similaires, mais ne modélise pas la bande brillante d'une manière suffisamment réaliste (Okamoto et al., 2016). Il a notamment été utilisé à des fins d'assimilation de données par Okamoto et al. (2016) pour assimiler les observations du DPR dans le modèle non hydrostatique de l'agence météorologique japonaise JMA-NMH. Enfin, Iguchi et al. (2012) ont simulé la réflectivité des radars en bande W embarqués à bord du bateau de recherche Mirai et du satellite CloudSat en utilisant le modèle JMA-NMH avec une grille horizontale de 3 km. La méthode de la DDA a également été employée. Les réflectivités simulées ont été comparées aux observations pour des schémas microphysiques bin et bulk pour trois cas d'étude. Les résultats indiquent que les simulations sont plus réalistes lorsque le schéma microphysique de type bin est employé. La plupart de ces études ont été effectuées avec des radars mobiles embarqués à bord de satellite à visée verticale (Cloud Profiling Radar de CloudSat), ou scannant de part et d'autres de la trajectoire du satellite (DPR de GPM). Toutefois, très peu ont été conçus pour des radars à nuages aéroportés à visée verticale.

L'opérateur d'observation de Iguchi et al. (2012) est également capable de simuler la vitesse radiale observée par le radar Doppler à visée verticale embarqué à bord du bateau de recherche Mirai. Ce simulateur a permis de mettre en avant que les vitesses Doppler simulées sont en meilleur accord avec les observations lorsqu'un

schéma microphysique de type bin est employé. De plus, les comparaisons ont permis d'identifier un manque de réalisme dans les paramétrisations de la relation masse-diamètre et de la vitesse de chute de la neige dans le schéma microphysique bin employé. Par ailleurs, Battaglia et al. (2018) ont conçu un simulateur pour des radars à nuages Doppler pointant hors-nadir (angle de visée entre  $40^\circ$  et  $50^\circ$ ), afin d'évaluer le potentiel de la mission satellitaire WIVERN (Illingworth et al., 2018) pour capturer les vents horizontaux au sein des nuages observés. Pour cela, Battaglia et al. (2018) ont utilisé des mesures de réflectivité collectées par le CloudSat/CPR, en combinaison avec des ré-analyses de champs de vent, pour simuler des observations synthétiques de vitesses radiales.

Une analyse de sensibilité a été menée par Di Michele et al. (2012) afin de mettre en avant les principales sources d'incertitudes présentes dans les opérateurs d'observation pour radars à nuages. En effet, la relation qui lie la réflectivité aux variables du modèle n'est pas triviale, surtout à haute fréquence, et elle s'appuie en partie sur des hypothèses faites sur la représentation des hydrométéores. Cette analyse de sensibilité était principalement motivée par le fait que la connaissance de ces sources d'incertitude est essentielle en assimilation de données. En effet, il faut préalablement s'assurer que le modèle de PNT, à travers un opérateur d'observation, est capable de simuler des observations réalistes. Ainsi, la connaissance des incertitudes qui découlent des hypothèses formulées dans l'opérateur d'observation est primordiale pour garantir leur bonne utilisation en assimilation de données. Les résultats ont montré une sensibilité de la simulation du signal radar à la représentation des hydrométéores (PSDs et formes). Enfin, Iguchi et al. (2012) ont mis en évidence la difficulté de dissocier les erreurs de positionnement spatiales et temporelles des nuages prévus par le modèle, de celles qui sont inhérentes aux hypothèses formulées au sein de l'opérateur d'observation. De plus, la variabilité spatiale des champs prévus par les modèles de PNT augmente avec leur résolution. Ainsi, pour valider les opérateurs d'observation, il semble primordial de mettre en place des méthodes de validation qui permettent de s'affranchir des erreurs de localisation des nuages prévus par les modèles de PNT à échelle convective.

## 1.4 Conclusion

Nous avons vu dans ce chapitre les nombreux atouts des radars à nuages. En effet, grâce à leur plus grande sensibilité, ils permettent de détecter, avec une haute résolution verticale et horizontale, les plus petites particules nuageuses. Ils sont donc complémentaires des instruments actifs et passifs actuellement utilisés en météorologie. Les radars à nuages présentent également un intérêt technique puisqu'ils sont moins encombrants, moins lourds et donc plus facilement déployables à bord de plates-formes satellitaires, aéroportées ou maritimes. Ils apparaissent donc comme le dernier rouage permettant de définir, régler et initialiser les schémas microphysiques des modèles de PNT à échelle kilométrique.

Ces dernières années, différents opérateurs d'observation ont été conçus afin d'utiliser les réflectivités observées par des radars à nuages pour la validation de modèles globaux à résolution grossière et/ou pour l'assimilation de données. En

revanche, très peu ont été développés pour les modèles de PNT à échelle kilométrique avec des paramétrisations microphysiques plus élaborées. Le premier objectif de ma thèse est donc de concevoir un opérateur d’observation pour radars à nuages à visée verticale, utilisable pour la validation de modèle de PNT à échelle convective du type de celui de Météo–France (Arome), ainsi que pour l’assimilation de données. En outre, puisque la réflectivité à ces gammes de fréquence est sensible à la représentation des hydrométéores (PSDs et forme), nous souhaitons construire l’opérateur d’observation en cohérence avec les hypothèses microphysiques utilisées dans le schéma microphysique à un moment de type bulk du modèle Arome. Enfin, nous souhaitons mettre en place une méthode de validation de l’opérateur d’observation qui permette de dissocier les erreurs de positionnement des nuages prévus par les modèles de PNT, de celles dues aux hypothèses formulées au sein de l’opérateur d’observation.

Par ailleurs, puisque les schémas microphysiques de type bulk opérationnellement utilisés n’associent actuellement pas une forme spécifique à chaque type d’hydrométéore, nous souhaitons déterminer des formes effectives des hydrométéores glacés qui, statistiquement, représenteraient l’ensemble des formes observées. Contrairement à la méthode de la DDA, pour laquelle il faut faire une hypothèse détaillée concernant la forme de l’hydrométéore (par exemple dendrites, rosettes ou colonnes), la méthode de la matrice T (Mishchenko et al., 1996) permet de définir une forme sphéroïdale (oblate ou prolata) qui correspond à une forme équivalente observée. Cette forme équivalente se définit par son rapport d’axe  $r$  (rapport entre le diamètre maximal le long de l’axe vertical et le diamètre maximal le long de l’axe horizontal). De plus, la méthode de la matrice T est moins coûteuse en temps de calcul. Cette méthode est couramment utilisée pour modéliser les gouttes de pluie puisqu’elles ont tendance à avoir une forme sphéroïdale aplatie lorsqu’elles tombent dans l’atmosphère (Brandes et al., 2002, Augros et al., 2016). Modéliser les particules de glace comme des sphéroïdes aplatis est une alternative qui a largement été employée au sein de la communauté scientifique (Hogan et al., 2012, Fontaine et al., 2014, Matrosov, 2015). Ainsi, la méthode de la matrice T sera utilisée pour le calcul des propriétés radiatives (coefficient d’extinction et section efficace radar), afin d’approximer la forme des hydrométéores à des sphéroïdes aplatis définis par un rapport d’axe  $r$  moyen.

Dans cette étude, nous nous intéressons plutôt aux radars à nuages aéroportés à visée verticale, qui ont l’avantage de pouvoir collecter des jeux de données conséquents dans des conditions variées lors de campagnes de mesures dédiées. De plus, par rapport aux radars satellitaires, les versions aéroportées sont moins sensibles aux effets des diffusions multiples ainsi qu’aux inhomogénéités des caractéristiques des hydrométéores dans le volume de résolution radar. Enfin, cette étude se focalise sur les radars à nuages fonctionnant en bande W, puisqu’ils ont une plus grande sensibilité aux plus petites particules nuageuses et que, de par leur plus petite taille, ils sont plus enclins à se populariser au sein de la communauté scientifique. Par ailleurs, nous nous plaçons dans un contexte de type quasi–opérationnel, ce qui permettra de trouver à ces travaux des applications de type ré-analyse lors de campagne de mesures, ou de prévision numérique du temps si des radars à nuages démontrent leur aptitude à constituer de futurs réseaux opérationnels. Le chapitre suivant présente la période d’étude, le modèle atmosphérique au sein duquel l’opérateur d’observation a été implémenté, et le radar à nuages aéroporté qui a été utilisé pour valider l’opérateur d’observa-

tion. Enfin, l'opérateur d'observation pour la réflectivité est détaillé dans le [chapitre 3](#).





## 2 | Cadre d'étude et données

Dans ce chapitre, nous présentons les principaux outils qui ont servi au cours de ce travail de thèse pour évaluer l'apport des données de radars Doppler à nuages pour la prévision des événements fortement précipitants en Méditerranée. Dans un premier temps, un aperçu de la période d'étude est présenté. Puis, le modèle de Prévision Numérique du Temps (PNT) qui a été utilisé pour implémenter l'opérateur d'observation est décrit. Enfin, nous présentons les données du radar Doppler à nuages qui ont été utilisées afin de valider l'opérateur d'observation pour la réflectivité en bande W.

### Sommaire

---

<b>2.1 Période d'étude</b> . . . . .	<b>29</b>
2.1.1 Le programme HyMeX . . . . .	29
2.1.2 La première campagne d'observation de HyMeX . . . . .	30
<b>2.2 Le modèle de prévision Arome</b> . . . . .	<b>32</b>
2.2.1 Le modèle Arome . . . . .	32
2.2.2 Arome-WMed : une configuration dédiée à HyMeX . . . . .	33
2.2.3 La paramétrisation microphysique ICE3 . . . . .	35
<b>2.3 Le radar à nuages Doppler aéroporté Rasta</b> . . . . .	<b>38</b>
2.3.1 Le radar Rasta . . . . .	38
2.3.2 Les données collectées par Rasta pendant la SOP1 . . . . .	40

---

## 2.1 Période d'étude

### 2.1.1 Le programme HyMeX

La topographie particulière de la région Méditerranée, caractérisée par une mer quasi fermée entourée des terres montagneuses, rend la région sujette à des précipitations intenses et à des crues éclair. La plupart de ces événements se déroulent durant l'automne autour du bassin méditerranéen (Drobinski et al., 2014, Ducrocq et al., 2014). Ils sont très souvent associés à des cumuls de pluie supérieurs à 100 mm observés en moins de 24 heures. Chaque année, ils sont à l'origine de victimes et de centaines de milliers d'euros de dégâts.

Le programme HyMeX (HYdrological cycle in the Mediterranean Experiment, <http://www.hymex.org/>) est un programme expérimental international qui vise à améliorer notre compréhension du cycle de l'eau en région méditerranéenne, en mettant l'accent sur ces événements à fort impact. En particulier, il s'articule autour de cinq thématiques scientifiques :

- Les bilans en eau de la mer Méditerranée,
- Les échanges air-mer,
- Le cycle hydrologique continental,
- La vulnérabilité et l'adaptation des populations et territoires face aux événements extrêmes en Méditerranée,
- Les fortes précipitations et les crues éclair.

C'est dans le cadre de cette dernière thématique que s'inscrit ce travail de thèse. Le programme HyMeX s'étend sur une longue période d'observations (LOP) de 10 ans, entre 2010 et 2020, qui se consacre principalement à l'acquisition de séries temporelles des systèmes d'observation actuels pour l'étude de la variabilité saisonnière et interannuelle du cycle de l'eau. Au sein de cette longue période, s'est déroulée une période d'observation renforcée (EOP) sur 4 ans entre 2011 et 2015, qui s'appuie sur le renforcement des observations de recherche existants et des réseaux d'observation opérationnels. Pendant l'EOP se sont déroulées deux campagnes d'observation spéciales (SOP1 en 2012 et SOP2 en 2013) qui ont duré plusieurs mois chacune, durant lesquels des instruments de recherche supplémentaires ont été déployés au sol et sur des plates-formes aéroportées et maritimes. La SOP2 visait à documenter la formation d'eau dense, sous l'effet du mistral et de la tramontane dans le golf du lion. Dans le cadre de cette thèse, c'est la première période d'observation qui nous intéresse plus particulièrement. Par conséquent, elle est plus détaillée dans la section suivante.

### 2.1.2 La première campagne d'observation de HyMeX

La première campagne d'observation de HyMeX (SOP1 Ducrocq et al., 2014) s'est déroulée du 5 septembre au 6 novembre 2012. Cette période correspond au pic d'occurrence des fortes précipitations sur le pourtour méditerranéen. L'objectif principal de la SOP1 était de documenter les fortes précipitations et les crues éclair qui affectent régulièrement les zones côtières du nord-ouest de la Méditerranée. Au cours de la campagne, environ 20 événements pluvieux ont été documentés en France, en Italie et en Espagne (Ducrocq et al., 2014).

Plus de 200 instruments de recherche ont été déployés sur 8 sites d'observation, afin de fournir un jeu d'observation unique pour progresser dans la compréhension et la prévision des événements fortement précipitants. Ces 8 sites sont présentés sur la [Figure 2.1](#). Les 5 sites représentés par des rectangles rouges indiquent les zones dans lesquelles des instruments d'observation supplémentaires ont été déployés au sol, afin d'enrichir le réseau météorologique et hydrologique opérationnel. Par exemple, sur la région Cévennes-Vivarais (CV), les instruments d'observation supplémentaires déployés incluent :

- Des profileurs de vent et des radiosondages mobiles déployés le long de la côte afin de caractériser les flux de basses couches.
- Un Lightning Mapping Array (LMA) pour caractériser l'activité électrique au sein des systèmes orageux en trois dimensions.
- Des stations GPS pour mesurer l'humidité intégrée sur la verticale.

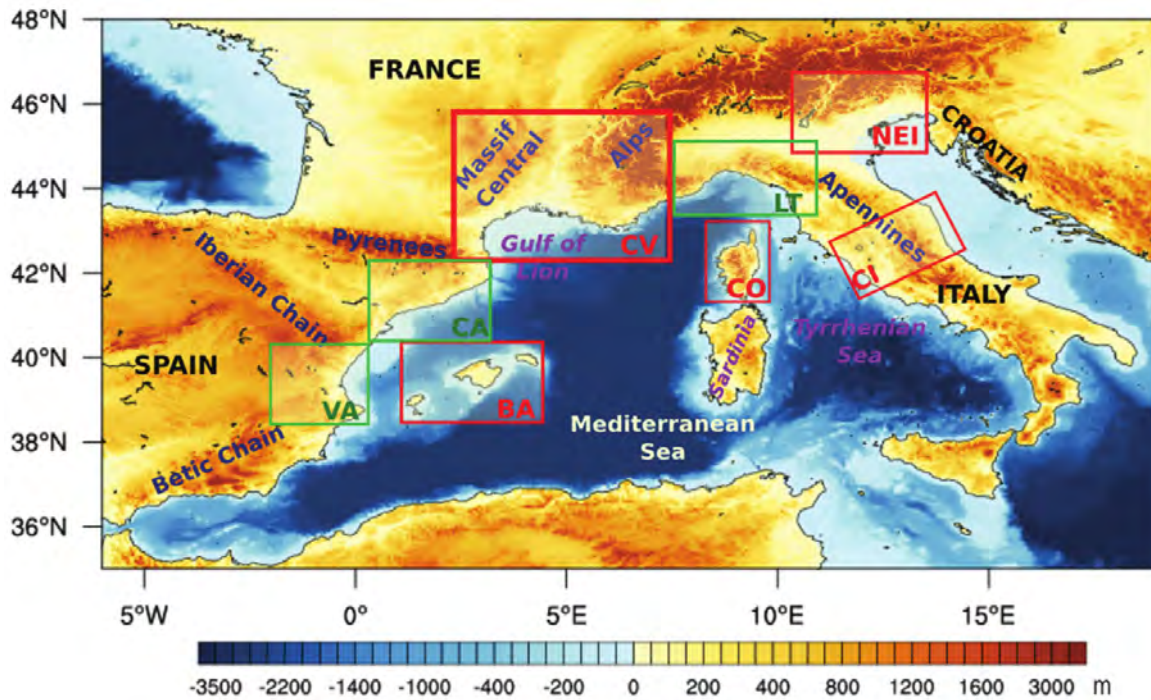


FIGURE 2.1 – Les 8 sites d’observation hydrométéorologiques sélectionnés pour la SOP1. Les sites représentés par des carrés rouges indiquent ceux pour lesquels des instruments d’observation supplémentaires ont été déployés au sol. Source : Ducrocq et al., 2014

- Des disdromètres pour caractériser la taille des gouttes de pluie.
- Des radars de précipitation supplémentaires au sol opérant en bande X (au nombre de quatre) et un radar en bande S.
- Un réseau de pluviomètres à plus grande densité.

Des opérations aéroportées et maritimes ont également eu lieu sur la région englobant les différents sites. Parmi les plates-formes instrumentales, le Falcon 20 de l’unité Safire a effectué de nombreux vols dans les systèmes orageux afin de documenter leurs propriétés microphysiques et dynamiques. En particulier, le Falcon 20 embarquait le radar à nuages Rasta qui mesure des profils de réflectivité et de vitesse Doppler au-dessus et au-dessous de l’avion. Les données collectées par Rasta sont au cœur de ce travail de thèse : elles ont été utilisées pour valider l’opérateur d’observation, puis pour les études d’assimilation de données dans la deuxième partie de ce mémoire. Le radar Rasta, ainsi que ses données pendant la SOP1, sont présentés dans la [section 2.3](#).

Travailler sur la SOP1 nous a permis de bénéficier de davantage d’observations pour évaluer l’apport des données de radar à nuages pour la prévision des événements fortement précipitants. En effet, des observations in-situ d’humidité relative, collectées sur le Falcon 20 à l’altitude de vol, ont été utilisées pour valider la méthode d’assimilation et évaluer l’impact de l’assimilation sur les états initiaux. De plus, l’accès aux données des réseaux de pluviomètres a été facilité, ce qui a permis d’avoir une plus forte densité sur tout le pourtour méditerranéen, et de bénéficier d’un jeu d’observations indépendant plus important pour étudier le bénéfice de l’assimilation des données du radar Rasta sur la prévision des cumuls de pluie (Cf partie II).

## 2.2 Le modèle de prévision Arome

Nous décrivons ici le modèle de Prévision Numérique du Temps (PNT) Arome (Seity et al., 2011), ainsi que sa version Arome-WMed (Fourrié et al., 2015). C'est cette version qui est utilisée dans ce travail de thèse. Les caractéristiques du schéma microphysique ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998) du modèle Arome, qui joue un rôle important dans la simulation des réflectivités radar, sont plus particulièrement détaillées.

### 2.2.1 Le modèle Arome

Le modèle de PNT Arome (Seity et al., 2011) est opérationnel en France métropolitaine depuis décembre 2008. C'est un modèle non-hydrostatique à domaine limité qui est doté d'une maille horizontale fine. En 2015, les progrès informatiques ont permis à celle-ci de passer de 2.5 km pour 60 niveaux verticaux à une résolution horizontale encore plus fine de 1.3 km pour 90 niveaux verticaux (Brousseau et al., 2016). Ainsi, contrairement aux modèles globaux, le modèle Arome est capable de mieux représenter les mouvements verticaux de petite échelle et de résoudre explicitement la convection profonde (Fischer et al., 2018). De plus, le modèle Arome possède un système d'assimilation variationnel tri-dimensionnelle (3DVar) qui prend en compte de nombreuses observations, et qui lui permet d'avoir des états initiaux plus détaillés. Une description plus complète du 3DVar d'Arome, ainsi que de l'ensemble des observations assimilées, est disponible dans le [chapitre 5](#). Par conséquent, le modèle Arome est un modèle réaliste qui possède des états initiaux détaillés. Il permet donc de mieux prévoir les phénomènes convectifs intenses qui affectent régulièrement le pourtour méditerranéen. Les phénomènes locaux tels que le brouillard, les brises ou les îlots de chaleur urbains sont également prévus de manière plus réaliste que dans les systèmes globaux de PNT de Météo-France ou du CEPMMT<sup>1</sup>.

Le noyau dynamique d'Arome est une adaptation pour la fine échelle du noyau dynamique non-hydrostatique du modèle Aladin (Bubnová et al., 1995). La maille verticale n'est pas régulière et s'étale sur 90 niveaux (60 avant 2015) d'environ 10 m au-dessus du sol jusqu'à 10 hPa. La convection peu profonde est paramétrée selon le schéma de Pergaud et al. (2009). En revanche, la convection profonde n'est pas paramétrée mais est explicitement résolue. Les processus microphysiques sont décrits par le schéma microphysique à un moment ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998). Puisque la simulation de la réflectivité radar dépend de la représentation des hydrométéores, ICE3 est plus largement détaillé dans la [sous-section 2.2.3](#). Les variables pronostiques du modèle Arome sont les deux composantes horizontales du vent, l'humidité spécifique, le contenu spécifique des cinq espèces d'hydrométéores (eau liquide nuageuse, eau liquide précipitante, neige, graupel et glace primaire), l'énergie cinétique turbulente, la divergence verticale et l'écart de la pression à l'hydrostatisme.

Dans Arome, les échanges entre l'atmosphère et la surface sont gérés par un modèle de SURFace EXternalisé (SURFEX Masson et al., 2013), dans lequel chaque point de grille peut être caractérisé par quatre types de surface différentes : mer ou océan, lacs, zones urbaines et nature (sol et végétation). La surface occupée

---

1. Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme

par chacun de ces types de surface est initialisée grâce à la base de données ECOCLIMAP2 (Faroux et al., 2013), qui combine des cartes d’occupation des sols avec de l’information satellite. Le domaine Arome-France couvre toute l’Europe de l’ouest. Son domaine est représenté en trait tireté sur la Figure 2.2. Il est couplé au modèle global de Météo-France ARPEGE. Ce travail de thèse a été réalisé avec une configuration spéciale d’Arome-France appelée Arome-WMed (voir sous-section 2.2.2).

Depuis 2016, le modèle Arome tourne également opérationnellement sur cinq domaines outre mer (Arome-OM). Contrairement à la version qui couvre l’Europe de l’ouest, les Arome-OM n’ont pas de système d’assimilation de données et tournent à une résolution plus lâche de 2,5 km. Les Arome-OM ne sont pas initialisés et couplés avec ARPEGE, mais avec le modèle IFS du CEPMMT.

### 2.2.2 Arome-WMed : une configuration dédiée à HyMeX

Arome-WMed (Fourrié et al., 2015) est une configuration spéciale du modèle Arome-France, qui a été conçue spécifiquement pour les besoins de la première période d’observation de HyMeX en 2012. Arome-WMed tournait en temps réel pendant les SOP1 et SOP2 afin de planifier les observations sur alerte. Il possède une résolution horizontale de 2,5 km pour 60 niveaux verticaux, ce qui correspond à la résolution qui était alors utilisée opérationnellement dans le modèle Arome-France en 2012.

Tout comme Arome-France en 2012, le modèle Arome-WMed possède un système d’assimilation 3DVar associé à un cycle tri-horaire. Ainsi, toutes les trois heures une analyse est calculée en utilisant, d’une part, l’ensemble des observations disponibles dans une fenêtre d’assimilation de  $\pm 1$  h 30 min centrée autour de l’heure d’assimilation, et d’autre part une prévision 3 heures (appelée ébauche) provenant du cycle d’assimilation précédent.

La dynamique et la physique d’Arome-WMed sont identiques à celles d’Arome-France en 2012. Cependant, le modèle Arome-WMed diffère légèrement du modèle Arome-France par :

- **Son domaine**, qui couvre tout le bassin méditerranéen ouest. Il est représenté sur la Figure 2.2 en traits pleins noirs. À titre de comparaison, le domaine Arome-France est également représenté en trait tireté.
- **Sa matrice de covariance des erreurs de l’ébauche (matrice B)**, qui est plus spécifique aux événements fortement précipitants. Elle a été calculée via la méthode de Brousseau et al. (2011) en utilisant un ensemble de prévisions sur une période d’octobre 2010 qui était caractérisée par l’occurrence de systèmes convectifs de méso-échelle (Fourrié et al., 2015).
- **Son cycle de production** qui fournit des prévisions longues jusqu’à 48 heures d’échéance sur le réseau 00 UTC afin de planifier avant 11 heures le matin les opérations aéroportées du lendemain.
- Enfin, **davantage d’observations** satellitaires (de type AMSU) et d’observations de stations météorologiques au sol espagnol sont assimilées. Ces observa-

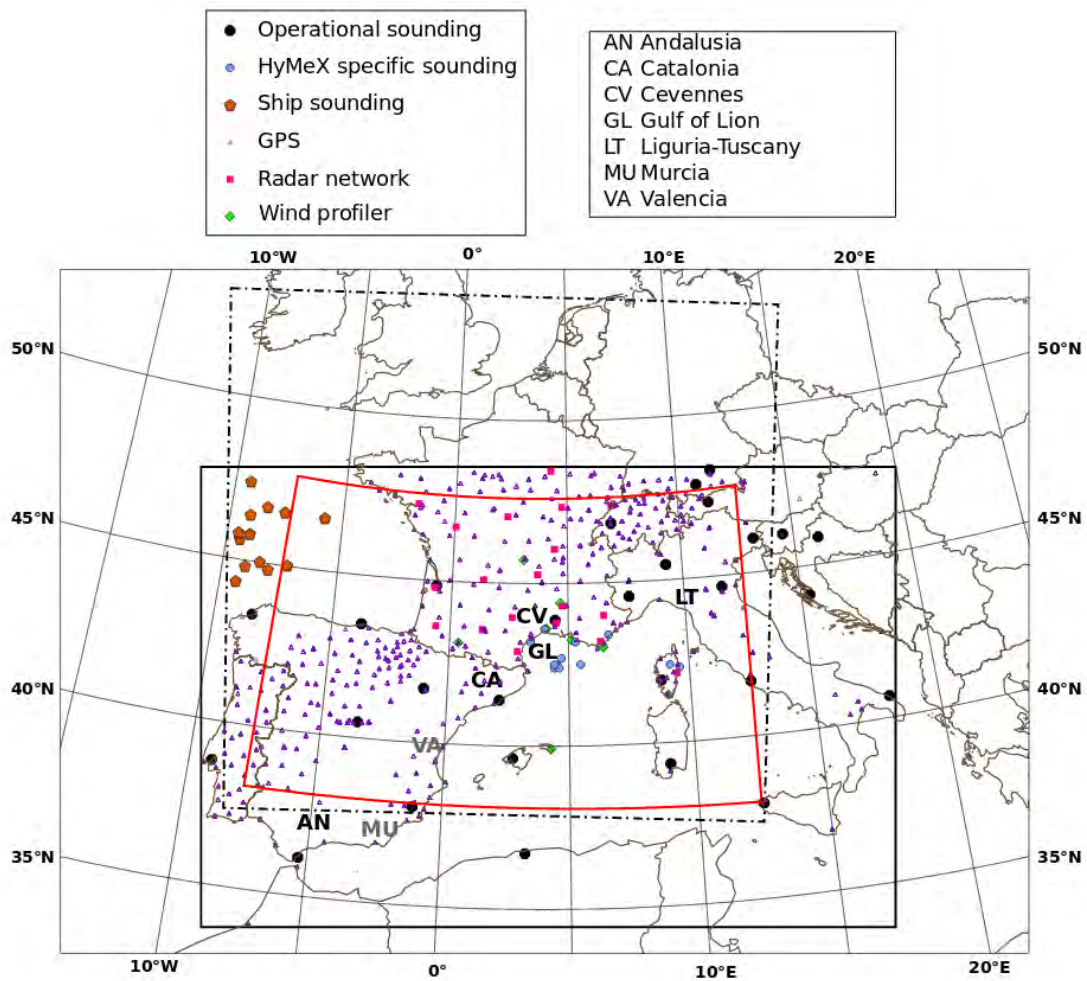


FIGURE 2.2 – Domaines Arome-France (trait tireté) et Arome-WMed (trait plein noirs). L'emplacement des différents types d'observations sol assimilées dans Arome-WMed est également représenté par les différents symboles. Source : Fourrié et al., 2015

tions supplémentaires ont permis de renforcer la couverture en observations dans la partie sud du domaine.

Pour le développement de l'opérateur d'observation, nous avons utilisé la première réanalyse de la SOP1 avec Arome-WMed, qui assimile davantage d'observations que la version qui tournait en temps réel. Les champs de la première réanalyse d'Arome-WMed (Fourrié et al., 2018) sont disponibles sur la base de données HyMeX (<http://mistral.sedoo.fr/HyMeX/>).

### 2.2.3 La paramétrisation microphysique ICE3

Dans Arome (et dans Arome-WMed), les équations pronostiques qui régissent l'évolution des espèces microphysiques liquides (eau liquide nuageuse et eau précipitante) et glacées (glace primaire, neige et graupel), ainsi que les changements de phase, sont paramétrées par le schéma microphysique à un moment ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998), de type bulk. Ici, seules les caractéristiques microphysiques nécessaires à la simulation et à l'interprétation de la réflectivité radar sont fournies. Le schéma microphysique ICE3 est décrit de manière plus détaillée dans la documentation de Méso-NH [http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/dir\\_doc/book1\\_m49\\_22nov2011/scidoc\\_p3.pdf](http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/dir_doc/book1_m49_22nov2011/scidoc_p3.pdf) ou dans le chapitre 2 de Caumont (2007).

#### 2.2.3.1 Caractérisation physique

ICE3 est un schéma à un moment, ce qui signifie que les distributions en taille des hydrométéores (Distribution Granulométrique de Particule, DGP ou PSD en anglais) ne dépendent que du contenu en hydrométéore. Pour chaque type d'hydrométéore  $j$ , la distribution en taille  $N_j$  (en  $\text{m}^{-4}$ ) suit une loi gamma généralisée, multipliée par la densité volumique de la particule  $N_{0j}$ .  $N_j(D)dD$  traduit la quantité par unité de volume de particules de type  $j$  qui ont des diamètres maximaux compris entre  $D$  et  $D+\delta D$ . L'expression générale est donnée par :

$$N_j(D) = N_{0j} \frac{\alpha_j}{\Gamma(\nu_j)} \lambda_j^{\alpha_j \nu_j} D^{\alpha_j \nu_j - 1} \exp(-(\lambda_j D)^{\alpha_j}) \quad (2.1)$$

avec :

- $D$  : diamètre maximal des particules (en mètre) ;
- $N_{0j}$  : densité numérique des particules (en  $\text{m}^{-3}$ ) ;
- $\mu_j$  et  $\alpha_j$  : paramètres de forme de la distribution ;
- $\lambda_j$  : paramètre de pente (en  $\text{m}^{-1}$ ) ;
- $\Gamma$  : fonction gamma.

La densité volumique  $N_{0j}$  de la glace primaire est diagnostique. Elle s'obtient à partir de la paramétrisation de la nucléation hétérogène de Meyers et al. (1992) et ne dépend que des conditions thermodynamiques. En revanche, pour les autres espèces,

Type	$\alpha_j$	$\nu_j$	$C_j [m^{X_j-3}]$	$X_j$	$a_j [kg m^{-b_j}]$	$b_j$
pluie	1	1	$8 \cdot 10^6$	-1	$\frac{\pi \rho_w}{6} = 524$	3
glace primaire	3	3	C (diagnostique)	0	0.82	2.5
graupel (sec et fondant)	1	1	$5 \cdot 10^5$	-0.5	19.6	2.8
neige	1	1	5	1	0.02	1.9
Eau liquide nuageuse sur terre	1	3	$3 \cdot 10^8$	0	524	3
Eau liquide nuageuse sur mer	3	1	$1 \cdot 10^8$	0	524	3

TABLE 2.1 – Coefficients définis dans ICE3 des distributions granulométriques des particules (DGP), et des lois masse-diamètres pour la neige, le graupel, l'eau liquide nuageuse, la glace primaire et la pluie.

elle s'exprime comme une puissance du paramètre de pente  $\lambda_j$ , qui est relié au contenu en hydrométéore  $M_j$  de l'espèce  $j$  :

$$N_{0j} = C_j \lambda_j^{X_j}, \quad \text{avec} \quad \lambda_j = \left( \frac{M_j \Gamma(\nu_j)}{a_j C_j \Gamma\left(\nu_j + \frac{b_j}{\alpha_j}\right)} \right)^{\frac{1}{X_j - b_j}}. \quad (2.2)$$

La relation qui relie la masse d'une particule  $j$  à son diamètre maximal est donnée par :

$$m(D) = a_j D^{b_j} \quad (2.3)$$

Le paramètre  $a_j$  est lié à la densité de la particule  $j$  alors que  $b_j$  est plutôt représentatif de sa forme.

Le moment d'ordre  $p$  de la distribution en taille  $N_j(D)$  s'exprime par :

$$\mathcal{M}_j(p) = \int_0^\infty D^p N_j(D) dD \quad (2.4)$$

Le contenu en hydrométéore de type  $j$  ( $kg \cdot m^{-3}$ ) s'obtient par intégration du produit de la masse  $m_j$  par la distribution  $N_j$  :

$$M_j = \int_0^\infty m_j(D) N_j(D) dD = a_j \mathcal{M}_j(b) \quad (2.5)$$

Les valeurs des paramètres des DGP et des lois masse-diamètres pour chaque espèce d'hydrométéore sont répertoriées dans le [Tableau 2.1](#).

Comme le montre le [Tableau 2.1](#), la concentration en eau liquide nuageuse est trois fois plus grande sur terre que sur mer ( $3 \cdot 10^8 m^{-3}$  versus  $1 \cdot 10^8 m^{-3}$ ). En effet, celle-ci augmente avec la quantité d'aérosols, qui est plus importante sur terre que sur mer (Gultepe et Isaac, 2004, Squires, 1958). Enfin, pour la pluie, la neige et le graupel, les distributions en taille  $N_j$  sont réduites à des lois exponentielles. En effet, comme l'indique le [tableau 2.1](#), le terme  $\alpha_j \mu_j - 1$  est nul dans l'[Équation 2.1](#).

### 2.2.3.2 Processus microphysiques

Les hydrométéores se forment par nucléation homogène (collisions d'un grand nombre de particules sous l'effet de l'agitation thermique) ou hétérogène (formation autour d'un aérosol). Les différents processus microphysiques (puits et source) considérés pour décrire l'évolution des hydrométéores dans ICE3 sont présentés [Figure 2.3](#).



Ces processus permettent de répartir l'eau sous différentes formes (solide, liquide, vapeur) dans des classes variées pour lesquelles les propriétés physiques, comme par exemple les propriétés diélectriques, diffèrent. Ils ont donc un rôle majeur à jouer dans la simulation de la réflectivité radar. Ces processus peuvent se décomposer en deux catégories : les processus chauds (en rouge), et les processus froids (en bleu).

### 1. Les processus chauds :

La formation de l'eau liquide nuageuse et de la pluie est paramétrée par le schéma de Kessler (1969). Les gouttelettes d'eau nuageuse se forment dès que la vapeur d'eau devient saturante, par un processus de condensation. Pour que les précipitations se forment, les gouttelettes d'eau nuageuse doivent grossir suffisamment sur une durée compatible avec la durée de vie du nuage. La croissance de ces gouttelettes s'effectue par accréation ou autoconversion, jusqu'à ce qu'elles atteignent une taille suffisante pour former de l'eau liquide précipitante. Enfin, cette dernière pourra s'évaporer si l'environnement n'est pas à saturation et si elle n'a pas atteint le sol.

### 2. Les processus froids :

ICE3 utilise une paramétrisation de la glace en trois classes (Caniaux, 1993) : glace primaire, neige et graupel (sec et fondant). Les cristaux de glace primaire se forment soit par un mécanisme de déposition dans un environnement en très forte sur-saturation par rapport à la glace, soit par congélation de gouttelettes d'eau surfondue par activation d'un noyau de condensation (aérosol). Ils peuvent également se former par nucléation homogène de gouttelettes d'eau surfondues lorsque la température est inférieure à  $-35^{\circ}\text{C}$ .

Puis, les cristaux de glace peuvent croître par déposition de la vapeur d'eau. Ils peuvent également croître par l'effet Bergeron, qui est maximal autour de  $-12^{\circ}\text{C}$ . Ce phénomène a lieu lorsque des gouttelettes d'eau nuageuse co-existent avec des cristaux de glace au sein d'un nuage. Les cristaux de glace vont alors grossir au dépens des gouttelettes d'eau nuageuse qui s'évaporent. Lorsque l'environnement est sous-saturé par rapport à la glace, les cristaux de glace peuvent décroître par sublimation.

Les agrégats de neige se forment par autoconversion à partir des cristaux de glace primaire. Ils peuvent ensuite croître par collection d'autres agrégats ou de cristaux de glace primaire et d'eau liquide nuageuse. Le graupel se forme lors de la congélation des gouttes de pluie au contact de la glace. Le givrage de la neige peut également être à l'origine de la formation de graupel. Ce dernier a deux modes de croissance par collection. La croissance sèche (resp. humide) a lieu lorsque la température de surface du graupel est inférieure (resp. supérieure) à  $0^{\circ}\text{C}$ . Dans le cas de la croissance humide, une pellicule d'eau se forme autour de la particule de graupel. En météorologie radar, cette zone s'appelle la bande brillante et est caractérisée par de fortes réflectivités.

Enfin, lorsque la température dépasse  $0^{\circ}\text{C}$ , le passage de la phase glace à la phase liquide se fait par fonte instantanée des cristaux de glace en eau liquide nuageuse, et par conversion des agrégats de neige en graupel fondant.

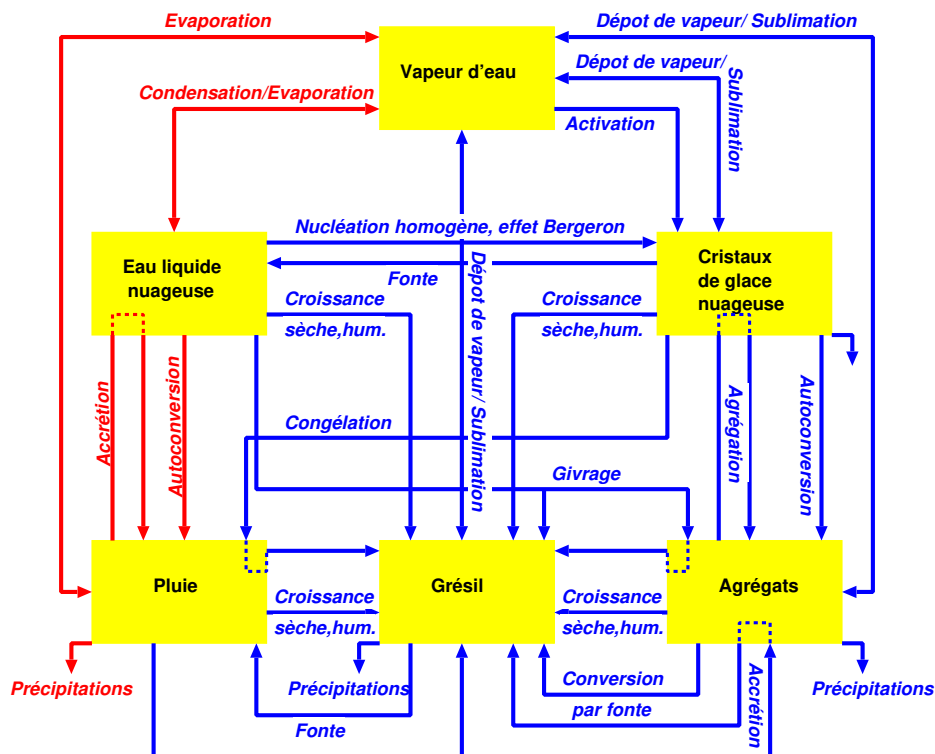


FIGURE 2.3 – Processus microphysiques représentés dans le schéma microphysique ICE3.

## 2.3 Le radar à nuages Doppler aéroporté Rasta

L'instrument au coeur de cette étude est le radar aéroporté Rasta (Radar Airborne System Tool for Atmosphere Bouniol et al., 2008, Protat et al., 2009, Delanoë et al., 2013), qui est dédié à l'étude des propriétés dynamiques et microphysiques des nuages. Après avoir présenté cet instrument unique, nous décrivons les données collectées par Rasta durant la SOP1.

### 2.3.1 Le radar Rasta

Le radar Rasta est un radar Doppler impulsif monostatique qui fonctionne à une fréquence de 95.05 GHz et qui est embarqué à bord de l'avion Falcon 20 de l'unité Safire (<http://www.safire.fr/>). Cet instrument permet de documenter les propriétés microphysiques et dynamiques des nuages traversés à une haute résolution temporelle de 1,5 s et à une haute résolution verticale de 60 m.

La configuration du radar Rasta pendant la SOP1 est illustrée Figure 2.4. Il est composé de six antennes Cassegrain qui mesurent des profils de réflectivité et vitesse Doppler au-dessus (antennes 1-2-3) et au-dessous de l'avion (antennes 4-5-6). Les antennes 2 et 5 pointent respectivement au zénith (Z) et au nadir (N) de l'avion. Les antennes 1 et 6 pointent dans des directions perpendiculaires à la trajectoire de l'avion en formant un angle d'environ 25° avec les antennes nadir/zénith. Les antennes 3 et 4 forment quant à elles un angle d'environ 25° avec les antennes nadir/zénith dans une direction parallèle à l'avion.

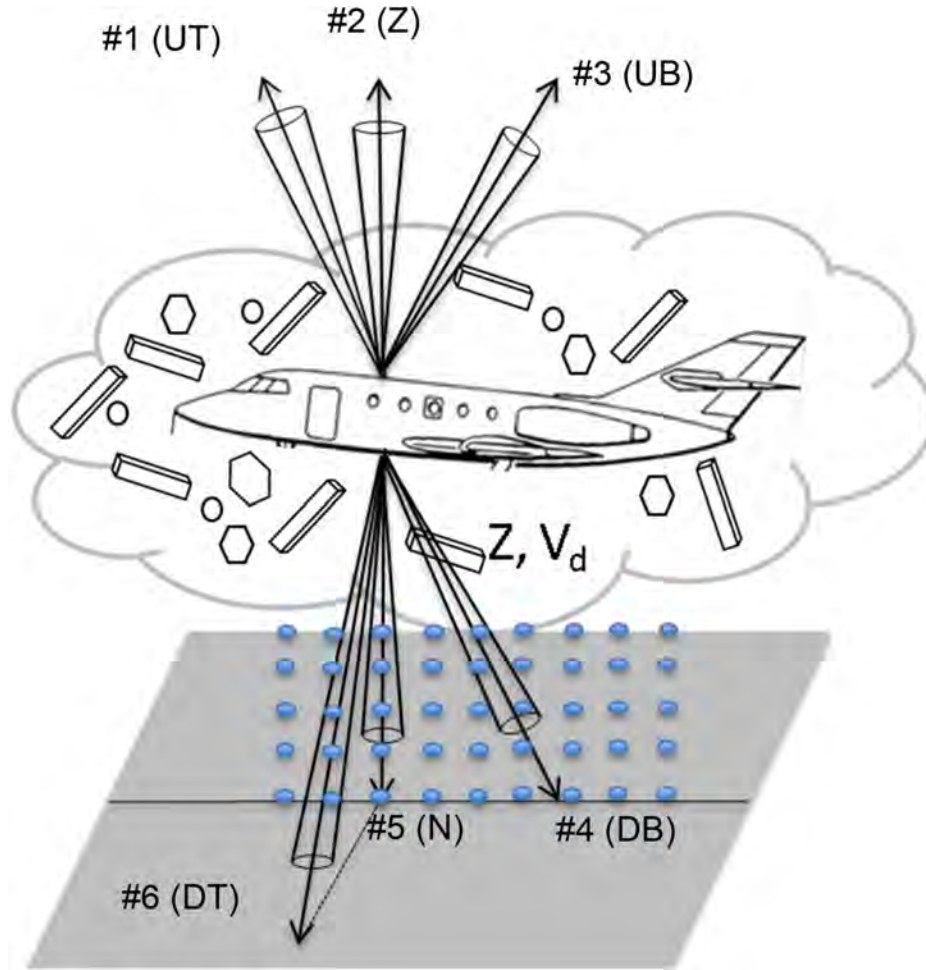


FIGURE 2.4 – Configuration du radar Rasta durant la première campagne d’observation spéciale de HyMeX. Le radar Rasta est équipé de six antennes, dont trois qui pointent au-dessus de l’avion (antennes 1-2-3), et trois au-dessous (antennes 4-5-6) dans trois directions non-colinéaires. Source : Bousquet et al. (2016).

Le temps d’intégration est de 250 ms pour chacune des six antennes. Ainsi, puisque Rasta a un émetteur commun qui émet successivement sur chaque antenne, la résolution temporelle est de 1.5 s, ce qui est équivalent à une résolution horizontale de 300 m puisque la vitesse horizontale du Falcon 20 est d’environ  $200 \text{ m s}^{-1}$ . Enfin, la portée maximale non ambiguë (resp. vitesse maximale non ambiguë) est de 15 km (resp  $7.8 \text{ m s}^{-1}$ ).

Dans cette étude, on s’intéressera à la réflectivité mesurée par les antennes pointant au zénith (numéro 2 sur Figure 2.4) et au nadir (numéro 5 sur Figure 2.4) du Falcon 20. L’antenne nadir est légèrement plus sensible que l’antenne pointant au zénith ( $\approx -27 \text{ dB}$  versus  $\approx -26 \text{ dB}$  à 1 km). Ces deux antennes permettent d’obtenir des informations à une fine résolution horizontale puisque les angles d’ouverture des antennes valent respectivement  $0,6^\circ$  au nadir et  $0,8^\circ$  au zénith. Un profil de réflectivité mesuré par Rasta est représenté Figure 2.5. Enfin, les principales caractéristiques du radar aéroporté Rasta sont détaillées dans le Tableau 2.2.

TABLE 2.2 – Caractéristiques du radar Rasta

longueur d'onde/fréquence	3.2 mm / 95.04 GHz
Résolution / durée de l'impulsion	60 m / 400 ns
Fréquence de répétition des signaux (PRF)	10 kHz
Portée maximale non ambiguë	15 km
vitesse non ambiguë	$\approx 7.8 \text{ m s}^{-1}$
Temps d'intégration	250 ms
Sensibilité à 1 km	$\approx -27 \text{ dBZ}$
angle d'ouverture à 3 dB	0,6°(nadir) / 0,8°(zénith)
Taille d'antenne	45 cm (nadir) / 30 cm (zénith)

Comme expliqué par Bousquet et al. (2016), les mesures des vitesses Doppler sont d'abord traitées en supprimant la projection de la vitesse de l'avion selon les trois angles de visée. Elles sont ensuite dépliées en utilisant les mesures des capteurs de vent in situ pour la première porte valide, puis en appliquant une correction porte à porte pour les suivantes. Une fois ce traitement effectué, les mesures des vitesses radiales Doppler sur les trois angles de visée non colinéaires sont combinées afin de restituer les trois composantes du champ de vent (zonal  $u$ , méridien  $v$  et vertical  $w$ ) au-dessus et au-dessous de l'avion. Une illustration de ces restitutions de champs de vent 3D est fournie sur la Figure 2.5 (b, c et d).

Ainsi, le radar Rasta permet de documenter avec une haute résolution spatiale et temporelle les propriétés dynamiques et microphysiques des nuages ainsi que des faibles précipitations traversés. La vitesse verticale  $w$  restituée peut par exemple être combinée à la réflectivité mesurée pour estimer par une approche variationnelle les propriétés microphysiques des nuages traversés (RadOnVar, Delanoë et al., 2007).

### 2.3.2 Les données collectées par Rasta pendant la SOP1

Durant la SOP1, le radar aéroporté Rasta a collecté des données lors de 18 vols à bord du Falcon 20 à l'intérieur et autour de systèmes convectifs à méso-échelle. Les données ont été recueillies au-dessus de zones géographiques variées sur terre, mer et montagne. L'ensemble des zones couvertes par le Falcon 20 lors de la SOP1 est représenté par les lignes noires sur la Figure 2.6. Les données ont été collectées autour du pourtour méditerranéen, et notamment sur mer dans des zones peu couvertes par les autres instruments d'observation (Cf Figure 2.2).

Pour la SOP1, l'antenne pointant au nadir (antenne 5 sur Figure 2.4) a été étalonnée à l'aide d'une technique utilisant les échos de surface (Li et al., 2005). Les données utilisées pour l'étalonnage avaient été collectées lors d'une des campagnes de mesures de Megha-Tropiques qui a eu lieu au-dessus de l'océan Indien en 2011 (Fontaine et al., 2014). Les configurations étant similaires, la même constante d'étalonnage a été utilisée pour les besoins de la SOP1. La précision en réflectivité est d'environ 1 dB.

Les données collectées par Rasta ont été recueillies dans des conditions météorologiques variées (stratiforme, convectif et ciel clair). On définit une colonne verticale convective s'il y a au moins huit valeurs (au-dessus de l'isotherme 0° C) avec une vitesse

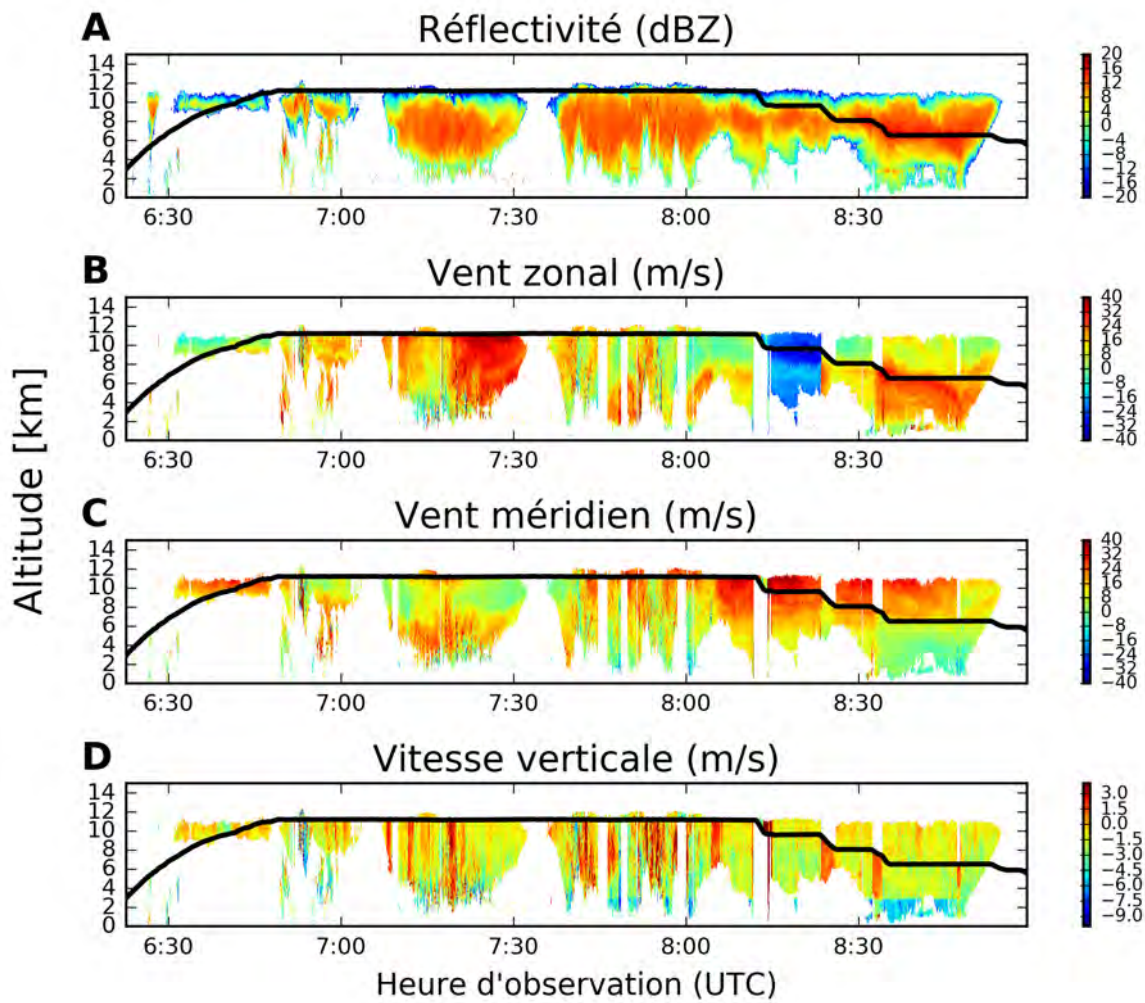


FIGURE 2.5 – Profils verticaux, en fonction de l’heure d’observation, de la réflectivité mesurée par le radar aéroporté Rasta (a), et des restitutions du vent zonal (b), méridien (c) et vertical (d). L’altitude de l’avion par rapport au niveau de la mer est représentée par la ligne noire.

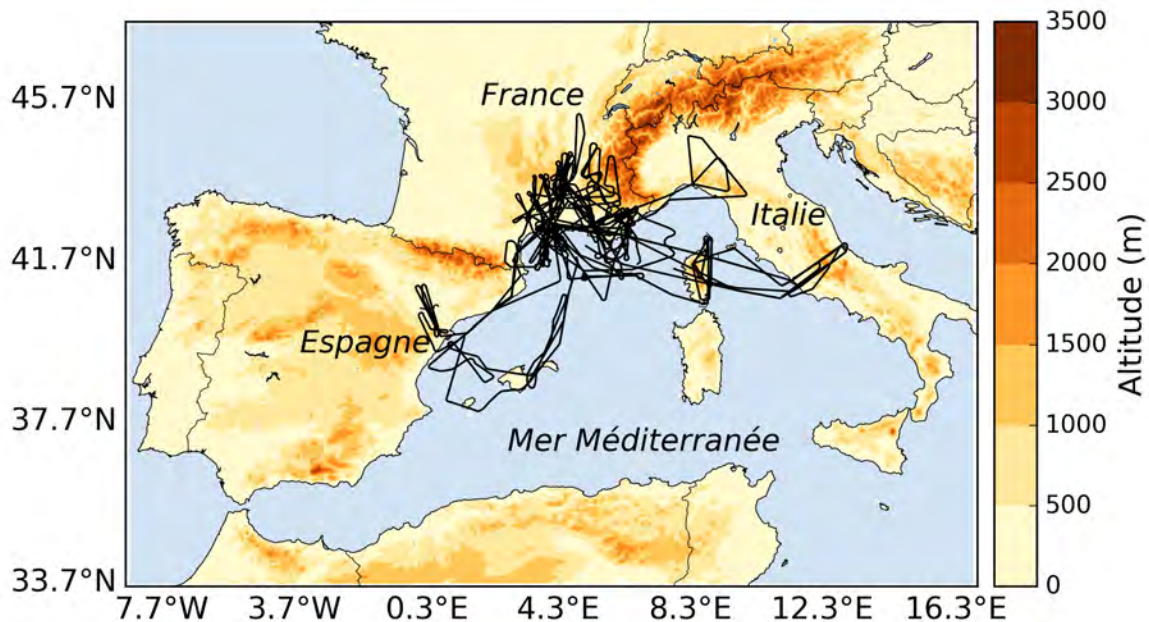


FIGURE 2.6 – Trajectoires (lignes noires) du Falcon 20 durant la première période d’observation spéciale de HyMeX. L’orographie du modèle Arome-WMed est représentée par les plages de couleur. La résolution horizontale est de 2.5 km.

verticale supérieure à  $2 \text{ m.s}^{-1}$  (courant ascendant) ou inférieure à  $-3 \text{ m.s}^{-1}$  (courant subsident). En utilisant cette définition, 14,3% des colonnes verticales observées sont définies comme convectives (17 531 sur 122 403). Cette proportion est faible parce que les régions les plus convectives ont été évitées afin d’assurer la sécurité de l’équipage de l’avion. Les autres données ont été recueillies dans des zones stratiformes (72,6 %) ou en zones de ciel clair (13,1 %).

## Conclusion

Le modèle Arome a une physique bien adaptée pour définir un opérateur d’observation pour radar à nuages. En effet, il possède un schéma microphysique à phase mixte qui permet de représenter les variables nuageuses de manière relativement réaliste. Par ailleurs, le radar aéroporté Rasta est particulièrement bien adapté pour valider et calibrer un tel opérateur d’observation pour Arome. En effet, il a recueilli des données avec une fine résolution dans des conditions variées (stratiforme, convectif et ciel clair) au-dessus de la terre, de la mer et au-dessus de régions montagneuses. Par conséquent, les données collectées par Rasta offrent un jeu d’observation unique pour valider l’opérateur d’observation pour la réflectivité en bande W et pour évaluer le bénéfice de l’assimilation de ce type de données dans le modèle à échelle kilométrique Arome (Cf partie 2).

# 3 | L'opérateur d'observation pour les réflectivités radar

Ce chapitre a pour but de détailler le développement, l'évaluation et le calibrage d'un opérateur d'observation pour radar à nuages. Ce dernier permet de confronter les réflectivités observées par le radar à nuages Rasta au modèle de prévision numérique du temps à échelle convective Arome-WMed (Fourrié et al., 2015). Cette étape constitue un préalable à l'assimilation des réflectivités Rasta dans le modèle Arome-WMed, qui nécessite l'utilisation d'un « opérateur d'observation » ou simulateur capable de convertir les champs physiques prévus par le modèle en quantités directement comparables aux observations. Il faut en effet à la fois disposer d'un opérateur d'observation et s'assurer que le modèle, à travers cet opérateur d'observation, est capable de simuler des observations réalistes.

L'opérateur d'observation pour radar à nuages est détaillé dans un article paru dans le *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. La première section de ce chapitre contient un résumé en français de l'article, ce dernier étant inclus dans une deuxième section. Enfin, une dernière section rappelle les principaux résultats de l'article et fournit des perspectives.

## Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Résumé de l'article</b>	<b>43</b>
<b>3.2</b>	<b>Article</b>	<b>44</b>
<b>3.3</b>	<b>Discussion</b>	<b>58</b>

---

## 3.1 Résumé de l'article paru dans le *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*

Cet article présente un opérateur d'observation pour radar à nuages, utilisable à des fins de validation de modèle ou d'assimilation de données. L'opérateur d'observation convertit les champs physiques prévus par le modèle Arome-WMed en réflectivité radar en bande W, ce qui permet d'effectuer des comparaisons entre le modèle et les observations.

L'opérateur d'observation est adaptable pour des radars à visée verticale au sol ou aéroportés. Il prend en paramètres d'entrée la température, la pression, l'humidité relative ainsi que les quantités d'hydrométéores (neige, graupel, glace primaire, eau liquide nuageuse et eau liquide précipitante) prévues par Arome-WMed. De plus, l'opérateur a été conçu en cohérence avec le schéma microphysique à un moment implémenté

dans Arome-WMed (Pinty et Jabouille, 1998, ICE3) : les distributions en taille des hydrométéores ainsi que les lois reliant leurs masses à leurs diamètres sont celles de ICE3. La méthode de la matrice T est utilisée pour le calcul des propriétés radiatives. L'opérateur d'observation simule la réflectivité à une distance donnée du radar, tout en prenant en compte l'atténuation engendrée par l'ensemble des hydrométéores et l'air rencontrés sur le chemin suivi.

Afin de dissocier les erreurs de positionnement des nuages prévus par Arome-WMed de celles présentes dans l'opérateur d'observation, une nouvelle méthode de validation, appelée « la méthode de la colonne la plus ressemblante » (CPR), a été conçue. Elle permet de comparer chaque profil vertical de réflectivité observé avec le profil simulé qui lui est le plus semblable dans un voisinage centré autour du profil observé. L'opérateur d'observation a ainsi été validé en utilisant les profils collectés par le radar aéroporté Rasta dans des conditions variées durant la première période d'observation de HyMeX (automne 2012), période durant laquelle le Falcon 20 a effectué 18 vols.

Enfin, la méthode de la CPR a été utilisée afin de restituer les formes équivalentes optimales (ie. rapport d'axe) des hydrométéores glacés par minimisation de l'écart-type entre les observations et les simulations. Les rapports d'axe optimaux ainsi restitués sont d'environ 0.7 pour la neige et 0.8 pour le graupel. Les comparaisons entre les simulations et les observations ont mis en évidence que l'utilisation de formes sphéroïdales avec des rapports d'axe proches des valeurs optimales, plutôt que sphériques, pour la neige et le graupel, permet d'ajuster le biais observé entre les simulations et les observations. En revanche, il existe un biais important si les particules de graupel et de neige sont considérées comme sphériques ou trop aplaties. Enfin, cette étude montre que les particules de glace primaire peuvent être considérées comme sphériques. Ce résultat doit cependant être pris avec prudence puisque les contenus en glace primaire sont probablement sur-estimés dans le schéma microphysique ICE3.

## 3.2 Article paru dans le *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*

M. Borderies, O Caumont, C Augros, É Bresson, J. Delanoë, V Ducrocq, N Fourrié, T. Le Bastard et M Nuret, 2018 : Simulation of W-band radar reflectivity for model validation and data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(711), 391-403. DOI : [10.1002/qj.3210](https://doi.org/10.1002/qj.3210)





## Simulation of W-band radar reflectivity for model validation and data assimilation

M. Borderies,<sup>a\*</sup> O. Caumont,<sup>a</sup> C. Augros,<sup>b</sup> É. Bresson,<sup>c</sup> J. Delanoë,<sup>d</sup> V. Ducrocq,<sup>a</sup>  
N. Fourrié,<sup>a</sup> T. Le Bastard<sup>a</sup> and M. Nuret<sup>a</sup>

<sup>a</sup>CNRM UMR 3589, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

<sup>b</sup>DSO/CMR, Météo-France, Toulouse, France

<sup>c</sup>CNRM UMR 3589, Météo-France/CNRS, Toulouse, France, now at RIME, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Rouyn-Noranda, Québec, Canada

<sup>d</sup>LATMOS, Guyancourt, France

\*Correspondence to: M. Borderies, CNRM UMR 3589, Météo-France/CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis, Toulouse, France. Email: mary.borderies@umr-cnrm.fr

This article describes a reflectivity forward operator developed for the validation and assimilation of W-band radar data into the regional AROME class of numerical weather prediction models. The forward operator is consistent with the AROME ICE3 one-moment microphysical scheme and is devised for vertically pointing radars. A new neighbourhood validation method, the Most Resembling Column (MRC) method, is designed to disentangle spatial location model errors from errors in the forward operator. This novel method is used to validate the forward operator using data collected in diverse conditions by the airborne cloud radar RASTA (Radar Airborne System Tool for Atmosphere) during a 2 month period over a region of the Mediterranean. The MRC method is then applied to retrieve the optimal effective shapes (i.e. the mean axis ratios) of the predicted graupel, snow and pristine ice, by minimizing the standard deviation between observations and simulations. The optimal mean axis ratio is approximately 0.7 for snow and 0.8 for graupel. It is shown that treating snow and graupel particles as oblate spheroids with axis ratios close to their optimal values leads to good agreement between the observations and simulations of the ice levels. Conversely, there is a large bias if snow and graupel particles are considered to be either spherical or overly flattened. The results also indicate that pristine ice can be approximated by a sphere, but this conclusion should be taken cautiously since the amount of pristine ice particles is probably overestimated in the ICE3 microphysical scheme.

*Key Words:* cloud radar; forward operator; HyMeX; mesoscale convective simulations

Received 24 March 2017; Revised 13 November 2017; Accepted 17 November 2017; Published online in Wiley Online Library 25 January 2018

### 1. Introduction

Clouds are one of the main driving elements in the global water cycle. They play a key role in the Earth's energy balance, climate and weather via their influence on the global radiation budget (Stephens, 2005). The need to observe and characterize the vertical distribution and variability of clouds at a global scale was the starting point of a new generation of Earth observation systems including cloud radars. By acquiring the vertical profiles of cloud properties, millimetre-wavelength radars can fill the gap between traditional meteorological centimetre radars (Lhermitte, 1987; Kollias *et al.*, 2007), which are insensitive to the smallest particles, and lidars, which are strongly attenuated by optically thick clouds (especially liquid clouds). In addition, compared to low-frequency radars, millimetre-wavelength radars can be deployed much more easily on board spacecraft and aircraft

because they require smaller antennae to provide high spatial resolution measurements.

Cloud radars either operate in the Ka-band, at  $\approx 35$  GHz, or in the W-band, at  $\approx 95$  GHz (Moran *et al.*, 1998; Horie *et al.*, 2000; Li *et al.*, 2001; Wolde and Pazmany, 2005; Kollias *et al.*, 2007; Delanoë *et al.*, 2013; Hagen *et al.*, 2014). Even though they are more attenuated by heavy precipitation, W-band radars are more sensitive to thin clouds than Ka-band radars at a given emitted power (Leinonen *et al.*, 2015). In addition, W-band radars are much smaller because the antenna size decreases with the wavelength. W-band radars are recognised as economic (especially frequency-modulated ones; Delanoë *et al.*, 2016), lightweight and compact instruments that accurately characterize clouds and light precipitation (Kollias *et al.*, 2007).

Since its launch in 2006, the W-band Cloud Profiling Radar (CPR) on board the CloudSat spacecraft (Stephens *et al.*, 2002)

has led to significant improvements in our understanding of the mechanisms linking clouds to climate at global scales. Following this success, the EarthCARE satellite mission (Illingworth *et al.*, 2015) is scheduled to be launched in 2019 with a Doppler Cloud Profiling Radar, which will have a 7 dB higher sensitivity due to its lower altitude. In addition, the high sensitivity of W-band radars to cloud microphysical properties makes their data extremely appealing for microphysical parametrization validation and data assimilation in regional numerical weather prediction (NWP) models. However, due to the low revisit time of polar-orbiting satellites, their data are of limited value for kilometre-scale short-range forecasting systems. Nonetheless, recent technological breakthroughs might lead to a deployment of ground-based W-band radar networks. For example, the Bistatic rAdar SysTem for Atmospheric studies (BASTA; Delanoë *et al.*, 2016) is a lower-cost radar which can provide high-quality measurements of phenomena such as fog and light precipitation. To prepare for the future operational use of these next-generation radars, data from W-band radar on board research aircraft are available from several field campaigns (Delanoë *et al.*, 2013; Fontaine *et al.*, 2014; Protat *et al.*, 2016). These airborne radars have the advantage of collecting a large dataset of measurements over land and sea at very fine scales.

The first step towards the use of cloud radar observations for model validation and data assimilation is to design a proper method to compare models with observations. There are two different approaches to achieve such comparisons: either the observations are inverted into model variables (Delanoë and Hogan, 2008; Protat *et al.*, 2014) or a forward operator is used to transform the model variables into synthetic observations (Haynes *et al.*, 2007; Bodas-Salcedo *et al.*, 2008; Di Michele *et al.*, 2012). Uncertainties are easier to assess and control in the forward approach (Reitter *et al.*, 2011). Consequently, in the past few years, several cloud radar forward operators have been developed for model validation and/or data assimilation. Many of them have been applied to NWP models with coarse horizontal resolutions ( $\approx 40$  km; Bodas-Salcedo *et al.*, 2008; Di Michele *et al.*, 2012).

Very few studies have been devoted to kilometre-scale models with more elaborate microphysical schemes. Iguchi *et al.* (2012) simulated shipborne and spaceborne W-band radar reflectivity using the Japan Meteorological Agency Non-hydrostatic Model (JMA-NHM) with a horizontal grid of 3 km. The simulated reflectivities were compared against observations for bin and bulk microphysical schemes in a relatively small number of cases (three precipitation events). This study highlighted the difficulty of disentangling the differences due to spatial and temporal mismatches between model forecasts and observations from the differences due to the different microphysical schemes. These errors increase with the spatial resolution. Uncertainties also arise from the forward operator formulation. The relationship between the reflectivity and the model variables is not straightforward, especially at high frequency, because the reflectivity is sensitive to the representation of the hydrometeors (Di Michele *et al.*, 2012) and therefore to the approximations made in the microphysical scheme.

The primary objective of this article is to present a cloud radar reflectivity forward operator designed for model validation and data assimilation at kilometre scales ( $< 3$  km). The current study covers a two-month period with the airborne cloud radar RASTA (Radar Airborne System Tool for Atmosphere; Bouniol *et al.*, 2008; Protat *et al.*, 2009; Delanoë *et al.*, 2013). This airborne radar can cover large distances over land and sea while having a higher resolution than spaceborne instruments. It is also less sensitive than spaceborne instruments to multiple scattering and non-uniform beam filling due to its much smaller footprint. Even though it was primarily designed for an aircraft configuration, this forward operator is directly adaptable to ground-based radars. The forward operator is consistent with the microphysical scheme used in the high-resolution NWP model AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle) but can in principle be applied to any kilometre-scale

model. To distinguish errors in the operator (e.g. the shape and dielectric properties) from the spatial location errors in the model, a novel neighbourhood validation method, the Most Resembling Column (MRC) method, was developed to evaluate and calibrate forward operators designed for vertically pointing radars.

This article is organized as follows. In section 2, the airborne cloud radar RASTA and the NWP model Arome-WMed are described. The cloud radar forward operator is detailed in section 3. The MRC method devised to validate forward operators is then presented in section 4. Finally, this new method is applied to calibrate the radiative properties in the forward operator and to assess the vertical consistency of the model simulations.

## 2. Cloud radar data and model simulations

This study takes advantage of the data collected by the airborne cloud radar RASTA during the HyMeX (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment) first Special Observing Period (SOP1), which took place from 5 September to 5 November 2012 over a region of the Mediterranean (Ducrocq *et al.*, 2014). The RASTA radar is first described in section 2.1, and details about the data collected by RASTA during the SOP1 are then given in section 2.2. The mesoscale NWP model AROME-WMed is presented in section 2.3.

### 2.1. RASTA radar

The airborne cloud radar RASTA is a monostatic Doppler multi-beam antenna system operating at 95 GHz (Bouniol *et al.*, 2008; Protat *et al.*, 2009; Delanoë *et al.*, 2013). The aircraft platform used is the French Falcon 20 research aircraft from the SAFIRE unit (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement). This unique instrument allows the documentation of the microphysical properties and the three components of hydrometeor velocities quasi-continuously in time and at a vertical resolution of 60 m (the pulse width is 400 ns).

RASTA has six Cassegrain antennae: three antennae pointing in three non-collinear directions above and below the aircraft. For each of these six antennae, the integration time is 250 ms. Therefore, as the radar switches from one antenna to another, the time resolution for each antenna is 1.5 s, which is approximately equivalent to 300 m because the horizontal speed of the Falcon 20 is approximately  $200 \text{ m s}^{-1}$ .

The horizontal resolution is also very high because the antenna beamwidth equals  $0.6^\circ$  and  $0.8^\circ$  for the nadir-pointing and zenith-pointing antennae, respectively. The pulse repetition frequency equals 10 kHz, and therefore the maximum unambiguous distance is 15 km. More details on the RASTA configuration during HyMeX can be found in Bousquet *et al.* (2016).

This study focuses on the reflectivity measured by the zenith- and nadir-pointing antennae. The nadir-pointing antenna is slightly more sensitive than the zenith-pointing antenna. The minimum detectable reflectivity at 1 km is approximately  $-27$  dBZ for the nadir-pointing antenna and  $-26$  dBZ for the zenith-pointing antenna. This sensitivity is similar to that of CloudSat ( $-30$  dBZ; Mitrescu *et al.*, 2008).

W-band radars can provide valuable information concerning cloud microphysical properties and light-to-moderate precipitation (Kollias *et al.*, 2007). Nonetheless, the signal can be strongly attenuated by heavy precipitation.

### 2.2. Period of study and radar data

The main goal of the HyMeX SOP1 was to document the heavy precipitation events and flash floods which regularly affect northwestern Mediterranean coastal areas. During the 2 month campaign, approximately 20 rainfall events were documented in France, Italy and Spain (Ducrocq *et al.*, 2014). Specifically, the RASTA radar on board the Falcon 20 collected data during 18 flights in and around mesoscale convective systems.

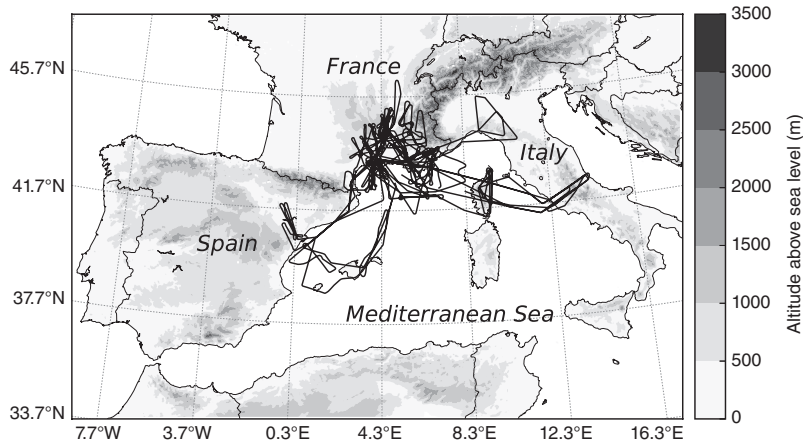


Figure 1. The Falcon 20 flight paths (black lines) during the HyMeX first Special Observing Period over the Arome-WMed domain. The altitude above sea level (m) is represented by the shading.

Data were collected over land (nine flights) and over sea (six flights). In three additional flights, the Falcon 20 flew over mixed areas. In some of these flights, data were also collected over mountains. The entire area covered by the Falcon 20 during the SOP1 is represented by the black lines in Figure 1.

For the SOP1, the nadir antenna was calibrated using the ocean surface return technique (Li *et al.*, 2005). The data used for the calibration were collected during one of the Megha-Tropiques field campaigns which took place over the Indian Ocean in 2011 (Fontaine *et al.*, 2014). The same calibration constant is used for the SOP1 because the system configurations are similar. The calibration accuracy is approximately 1 dB.

To characterize the set of observed vertical profiles during the 2 month campaign, a convective index was defined using the vertical velocity measured by RASTA. A vertical column is assumed to be convective if there are at least eight pixels (above the melting layer) either with a vertical velocity greater than  $2 \text{ m s}^{-1}$  (updraught) or lower than  $-3 \text{ m s}^{-1}$  (downdraught). Using this index, 14.3% of the observed vertical columns can be defined as convective (17 531 out of 122 403). This proportion is small because the more convective regions were avoided to ensure the safety of the aircraft crew. The rest of the data were collected either in stratiform areas (72.6%) or in clear sky (13.1%).

Therefore, the data collected by RASTA during the SOP1 offer a wide variety of conditions (stratiform, convective and clear sky) over land, sea and mountainous regions.

### 2.3. The Arome-WMed NWP model

Arome-WMed (Fourrié *et al.*, 2015) is a configuration of the NWP system AROME (Seity *et al.*, 2011) which was specially designed for the SOP1. Arome-WMed, which covers the entire northwestern Mediterranean Basin, ran in real time during the SOP1 to plan the airborne operations in advance, especially in the mesoscale convective systems. Here we used the first reanalysis of the SOP1 with Arome-WMed, which assimilates more observations than the real-time version. The first reanalysis fields of Arome-WMed are available from the HyMeX database (<http://mistrals.sedoo.fr/HyMeX/>; accessed 2 December 2017). The Arome-WMed domain is displayed in Figure 1.

Arome-WMed ran at a horizontal resolution of  $2.5 \text{ km} \times 2.5 \text{ km}$  with 60 vertical levels ranging from approximately 10 m above ground level to 1 hPa. In the model, the deep convection is explicitly resolved and the microphysical processes are governed by the ICE3 one-moment bulk microphysical scheme (Pinty and Jabouille, 1998). Six water species are predicted by Arome-WMed (water vapour, rain, cloud liquid droplets, snow, pristine ice and graupel). For each hydrometeor

Table 1. Coefficients of particle size distributions and mass–diameter relationships as defined in ICE3 for snow, graupel, cloud liquid droplet, pristine ice and rain.

Type	$\alpha_j$	$\nu_j$	$C_j \text{ (m}^{X_j-3}\text{)}$	$X_j$	$a_j \text{ (kg m}^{-b_j}\text{)}$	$b_j$
Rain	1	1	$8 \times 10^6$	-1	$\pi \rho_w / 6 = 524$	3
Pristine ice	3	3	C (diagnosed)	0	0.82	2.5
Graupel (wet and dry)	1	1	$5 \times 10^5$	-0.5	19.6	2.8
Snow	1	1	5	1	0.02	1.9
Cloud liquid droplet over land	1	3	$3 \times 10^8$	0	524	3
Cloud liquid droplet over sea	3	1	$1 \times 10^8$	0	524	3

species  $j$ , the particle size distributions (PSDs) are expressed as generalized gamma distributions multiplied by their total number concentrations  $N_{0j}$ . The PSDs depend on the maximum particle diameters (m) and on the hydrometeor contents  $M_j \text{ (kg m}^{-3}\text{)}$ . The general expression is given by

$$N_j(D) = N_{0j} \frac{\alpha_j}{\Gamma(\nu_j)} \lambda_j^{\alpha_j \nu_j} D^{\alpha_j \nu_j - 1} \exp\{-\lambda_j D\}^{\alpha_j}, \quad (1)$$

where

$$\lambda_j = \left( \frac{M_j \Gamma(\nu_j)}{a_j C_j \Gamma\left(\nu_j + \frac{b_j}{\alpha_j}\right)} \right)^{\frac{1}{\alpha_j \nu_j}}, \quad N_{0j} = C_j \lambda_j^{X_j}.$$

The parameters  $\alpha_j$  and  $\nu_j$  define the shape parameters of the PSDs. The densities are calculated according to the mass–diameter relationship  $m_j(D) = a_j D^{b_j}$ . The coefficients of the PSDs and the mass–diameter relationships are given in Table 1.

As shown in Table 1, the cloud liquid droplet concentration is three times higher over land than over sea ( $3 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$  versus  $1 \times 10^8 \text{ m}^{-3}$ ). Indeed, cloud droplet concentration increases with aerosol number concentration and therefore is higher over land than over sea (Squires, 1958; Gultepe and Isaac, 2004). For snow, graupel and rain, the PSDs are reduced to exponential distributions.

The Arome-WMed initial conditions are provided by the 0000 UTC analysis. The three-dimensional variational (3D-Var) data assimilation system of Arome-WMed (Brousseau *et al.*, 2014) ingests observations from a wide variety of instruments every 3 h (e.g. satellite, GPS, reflectivity and radial velocity from Doppler ground-based radars of the French network ARAMIS and radiosonde).

The work performed here is the first step towards the assimilation of RASTA data into the AROME model. Therefore, only the 3 h forecasts starting at 0000, 0300 UTC, etc., are compared with the RASTA observations because they will be used as the background for the analysis. Accordingly, the time lag between the model forecasts and observations will be less than  $\pm 1.5$  h. This is a good compromise between the analysis, which contains uncertainties in the hydrometeors, and a longer forecast, for which errors could become too large. Indeed, because the hydrometeors are not included in the control variable, they are gradually modified and are considered updated once the spin-up time is completed ( $\approx 1$  h).

### 3. Description of the forward operator

The cloud radar forward operator described here can be used for airborne and ground-based radars operating in the W-band. It is suitable for a vertically pointing antenna but is adaptable to any other pointing angle. The forward operator was designed for a kilometre-scale NWP model with a bulk microphysical scheme. Its input parameters are temperature, pressure, relative humidity and the hydrometeor contents of the five hydrometeor species (rain, snow, graupel, cloud liquid water and pristine ice) predicted by the model. It returns the simulated reflectivity for the nadir- and zenith-pointing antennae at each range gate. The attenuation is also simulated.

#### 3.1. Radar equation

For each of the five types of hydrometeor  $j$  of particle size distribution  $N_j$ , the reflectivity ( $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ) is computed by integrating the backscattering cross section  $\sigma_j(D)$  ( $\text{m}^2$ ) over all the particle diameters  $D$  (m). At each gate at a distance  $R$  (m) from the plane, the total reflectivity is then obtained after summing over all types of hydrometeors (rain, pristine ice, snow, graupel and cloud liquid water). The reflectivity, expressed in logarithmic scale (dBZ) because the dynamic of the signal is very large, is given by

$$Z(R) = 10 \log_{10} \left( 10^{18} \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_w|^2} I(R) \times \sum_{j=1}^5 \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma_j(D) N_j \{D, M_j(R)\} dD \right), \quad (2)$$

where  $\lambda$  (m) is the radar wavelength (3.15 mm for the cloud radar RASTA),  $M_j$  is the hydrometeor content ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $|K_w|^2$  is the dielectric factor of the liquid water, which equals 0.75 at 95 GHz at 10 °C, and  $I(R)$  is the total two-way attenuation computed along the path from the plane altitude  $h_{\text{RASTA}}$  to the range gate.

The attenuation is obtained according to

$$I(R) = \exp \left( -2 \int_{h_{\text{RASTA}}}^R \sum_{j=1}^5 \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} C_{ej}(D) N_j \{D, M_j(R)\} dD dR \right), \quad (3)$$

where  $C_{ej}(D)$  is the extinction coefficient. Here, the multiplying factor 2 accounts for the two-way paths. Attenuation by moist air and hydrometeors is accounted for.

Attenuation by moist air can be important at the frequency considered here, especially in the lowest layers of the atmosphere ( $\approx 1 \text{ dB km}^{-1}$  below an altitude of 1.5 km). Therefore, the effect on the total attenuation is stronger for a ground-based radar because the attenuation caused by moist air in the lowest layers propagates to the other gates along the two-way path. The Liebe (1985) model is used to compute the attenuation by moist air.

At this frequency, even if the reflectivity (in Eq. (2)) due to cloud liquid water is quite low, the effect on the total attenuation

(in Eq. (3)) can be strong (Di Michele *et al.*, 2012). In Eq. (3), attenuation due to rainfall is very strong and can be of the order of tens of dB in heavy precipitation, completely extinguishing the signal. Conversely, ice particles have a smaller impact on the total attenuation ( $< 1 \text{ dB km}^{-1}$ ).

It is assumed that multiple scattering effects are negligible. For spaceborne radar, multiple scattering effects may impact the reflectivity, especially during heavy convective precipitation events (Bouniol *et al.*, 2008; Battaglia *et al.*, 2010). These effects are less pronounced for airborne radars because their footprints are much smaller than those of spaceborne radars (Battaglia *et al.*, 2007). Therefore, multiple scattering effects are not simulated in the cloud radar forward operator. Non-uniform beam-filling effects are also not simulated because the model resolution is coarser than the observational resolution.

Radar sensitivity decreases with increasing range from the radar. To ensure consistency with the observations, the minimum detectable reflectivity is also simulated at each range gate.

$N_j$  and  $M_j$  are given by the ICE3 microphysical scheme. The single scattering and hydrometeor dielectric properties need to be specified by making some assumptions in addition to the microphysical scheme. The T-matrix method (Mishchenko *et al.*, 1996) is used to compute the radar back-scattering cross-section,  $\sigma_j$ , and the extinction coefficient,  $C_{ej}$ .

#### 3.2. Single scattering properties

Raindrops tend to have an oblate spheroidal shape when they fall through the atmosphere. This shape is defined by the ratio of the maximum diameter along the vertical axis to the maximum diameter along the horizontal axis. Augros *et al.* (2016) conducted a sensitivity study for a ground-based precipitation radar forward operator using the same ICE3 microphysical scheme over the SOP1. They found that the formulation from Brandes *et al.* (2002) was best suited to model the raindrop shape. Therefore, this formulation is used in our cloud radar forward operator. The axis ratio  $r$  depends on the equivalent-volume drop diameter  $D_{\text{eq}}$  (mm) and is forced to 1 for diameters smaller than 0.5 mm. This formulation is given by

$$r = 0.9951 + 0.02510 D_{\text{eq}} - 0.03644 D_{\text{eq}}^2 + 0.005303 D_{\text{eq}}^3 - 0.0002492 D_{\text{eq}}^4. \quad (4)$$

The cloud liquid water particles can be considered to be spherical, and Mie theory can be used to compute the single scattering properties. Indeed, for a water content of  $1 \text{ g m}^{-3}$ , the diameter is less than 0.1 mm, which is more than 10 times smaller than the wavelength (3.15 mm). Therefore, for cloud liquid water, we use the T-matrix method with axis ratio equal to 1, which is equivalent to using the Mie theory.

The T-matrix method can also be used for snow, graupel and pristine ice. Ice crystals exhibit many different complex shapes in nature (Korolev *et al.*, 2000), and these differences depend on their past evolution and the environment (Bailey and Hallett, 2004). Therefore, a large number of scattering methods have been developed to compute their single scattering properties. For example, the Discrete Dipole Approximation (DDA; Draine and Flatau, 1994) has been widely used to model specific ice crystal shapes (Hong, 2007; Di Michele *et al.*, 2012). This method requires high computation memory, especially for large particles. Moreover, the model is unable to predict the particle shapes (e.g. either dendrites, rosettes or columns for crystals), so an assumption has to be made concerning the particle shapes. As in the case of raindrops, an alternative is to use a spheroidal model to define an effective shape and to employ the T-matrix method. As particles fall through the atmosphere, they tend to oscillate around the viewing angle. When the T-matrix method is used, these oscillations are taken into account by using a mean axis ratio, whose value is higher than the

real one. Choosing a mean axis ratio instead of modelling the oscillations (i.e. specifying a canting angle and its distribution) allows the use of a smaller number of free parameters and saves computation time. The effective shape of the particle plays a critical role in computing the backscattering cross-section and the extinction coefficient, in particular for nadir/zenith-pointing millimetre-wavelength radars (Hogan *et al.*, 2012). Therefore, in section 4.2, a variational method is applied to retrieve the optimal axis ratio for the three ice species: snow, graupel and pristine ice.

### 3.3. Hydrometeor dielectric characteristics

We decided to select the same hydrometeor dielectric characteristics used in the polarimetric forward operator of Augros *et al.* (2016), which was also designed for ICE3 but for ground-based centimetre-wavelength radars. Indeed, to be consistent with AROME, the mass–diameter relationships ( $m_j = a_j D^{b_j}$ ) are taken from the ICE3 bulk one-moment microphysical scheme. The coefficients  $a_j$  and  $b_j$  are given in Table 1.

For small diameters, the densities of the three ice species (graupel, snow and pristine ice) can exceed that of pure ice ( $912 \text{ g m}^{-3}$ ). To avoid this unphysical effect, when their densities exceed that of pure ice, the corresponding axis ratio is set to one and the density is set equal to the value of pure ice. For a spherical shape, this occurs for diameters smaller than 0.1 mm for snow,  $3 \mu\text{m}$  for cloud primary pristine ice and  $0.16 \mu\text{m}$  for graupel. The dielectric constant is calculated using the Debye model for rainwater and cloud liquid water. For pristine ice, snow and dry graupel, the Maxwell–Garnett (MG) formulation is employed with ice inclusions in an air matrix.

In ICE3, graupel is the only ice species that can have a wet growth mode. Therefore, a bright band was modelled when there was wet graupel, following the work of Augros *et al.* (2016). The dielectric function is calculated according to Matrosov (2008) and depends on the liquid water fraction  $F_w (= M_r/(M_r + M_g))$ , where  $M_r$  and  $M_g$  are the hydrometeor contents of rain and graupel, respectively). The dielectric function is then obtained via a linear combination of the MG rule for inclusions of water in a dry graupel matrix  $\epsilon_{gw}$  and the MG rule for inclusions of graupel in a water matrix  $\epsilon_{wg}$ . It must be borne in mind that the melting snow flakes undergo structural changes (i.e. shape) during the melting process (Mitra *et al.*, 1990; Kintea *et al.*, 2015). Therefore, we have less confidence in forward modelling the melting layer than the cold and warm phases.

### 3.4. T-matrix look-up tables

To save computation time when the T-matrix method is employed, T-matrix look-up tables are used for each species. Because this simulator was developed for vertically pointing radars, the look-up tables are calculated for an elevation angle of  $90^\circ$  (the incident wave is perpendicular to the long axis of the spheroid).

The scattering coefficients depend on the temperature, hydrometeor content and liquid water fraction. Therefore, each table contains the scattering coefficients for a given range of these parameters (Table 2). Hydrometeor contents vary over an interval from  $10^{-7}$  to  $10^{-2} \text{ kg m}^{-3}$ . To model the bright band, the liquid water fraction varies for the wet graupel only when the temperature is between  $-10^\circ\text{C}$  and  $+10^\circ\text{C}$ .

An axis ratio equal to 1 is equivalent to using the Mie theory. Therefore, when particles are considered to be spherical, we use the T-matrix method with an axis ratio equal to 1, which is the case for cloud liquid water. In addition, T-matrix look-up tables were calculated for axis ratios ranging from 0.4 to 1 for pristine ice and snow and from 0.5 to 1 for graupel. The T-matrix code does not converge for wet graupel when the axis ratio is smaller than 0.5.

Table 2. Minimum, step and maximum values for the diameter  $D$ , temperature  $T$  and liquid water fraction  $F_w$  used to compute the T-matrix look-up tables for each hydrometeor species.

Species	$D$ (mm)	$T$ ( $^\circ\text{C}$ )	$F_w$ (%)
Rain	0.1 ; 0.5 ; 8.0	$-20$ ; 1; 40	100
Cloud liquid water	0.005; 0.01; 1.5	$-30$ ; 1; 40	100
Pristine ice	0.01 ; 0.01; 7.0	$-70$ ; 1; 10	0
Dry graupel	0.05 ; 0.15; 10.0	$-70$ ; 1; 10	0
Wet graupel	0.1 ; 0.2 ; 9.5	$-10$ ; 1; 10	0; 10; 100
Snow	0.1 ; 0.05; 20.0	$-70$ ; 10; 1	0

## 4. Validation of the radar forward operator

The forward operator is now validated using RASTA observations and the 3 h Arome-WMed forecasts. To take the spatial shifts between the observations and simulations into account when validating the forward operator, a novel neighbourhood validation method, called the MRC method, was conceived. This method is described in section 4.1. In section 4.2, a variational method is applied to estimate the effective shapes that best fit the observations for the three ice species (graupel, snow and cloud pristine ice). Further comparisons are then shown in section 4.3 to assess the vertical consistency of the results.

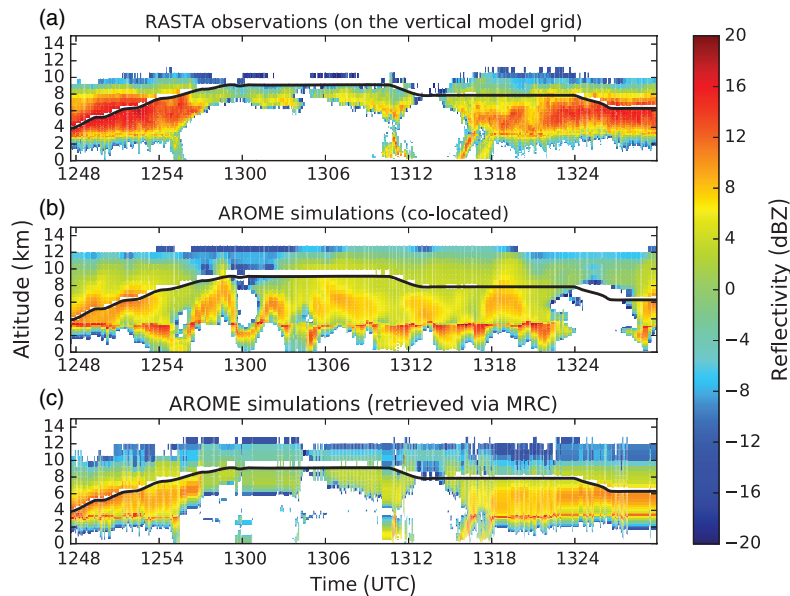
### 4.1. The Most Resembling Column (MRC) method

#### 4.1.1. Description of the method

The aim of the MRC method is to help assess the degree of realism of the forward operator and calibrate the properties inside the operator. Traditional verification metrics that compare simulated fields directly at observation points present several challenges (Ebert *et al.*, 2013), especially for high-resolution NWP models. Grid-to-grid comparisons require a perfect match between forecasts and observations, which is rarely the case. Such a comparison would result in a bias, whose origin cannot be fully attributed either to a spatial mismatch or to a lack of realism within the forward operator. This section explores how spatial and temporal mismatch issues can be overcome to calibrate and validate the forward operator.

Over the last few years, a large number of spatial verification methods have been designed to take into account spatial and temporal mismatches in the verification of model forecasts (Casati *et al.*, 2008; Gilleland *et al.*, 2009). For example, neighbourhood methods (Roberts and Lean, 2008; Amodei *et al.*, 2015) can be used to assess the skill of high-resolution models in predicting clouds or precipitation occurring in a given spatial neighbourhood. Other approaches, such as object-based methods (Davis *et al.*, 2006), are well suited to study how capable a model is of capturing overall structures. However, these verification methods are two-dimensional and a three-dimensional (3D) method is required here because the synthetic observations are simulated in vertical columns.

Other methods can be used to verify 3D forecast fields. Typically, simulations and observations can be compared via their Contoured Frequency by Altitude Diagram (CFAD; Yuter and Houze, 1995) within a given area (e.g. Iguchi *et al.*, 2012). CFADs represent the distribution of the reflectivity as a function of the altitude. This is an effective way to obtain a statistical view of how the ‘model + forward operator’ can capture cloud vertical structures. If a full 3D structure is observed in a sufficiently large area, the mismatched structures are more likely to be captured by the model and expressed in the CFAD. However, vertical cloud information is only available along the flight track for the cloud radar RASTA. Therefore, some structures can be missed in the RASTA observation dataset even though they are simulated by the model. The Method for Object-based Diagnostic Evaluation (MODE; Davis *et al.*, 2006), recently adapted for a 3D geometry by



**Figure 2.** Vertical reflectivity profiles along the aircraft track (a) observed during Flight 17 on 29 September 2012, (b) co-located AROME simulations, and (c) retrieved simulations via the MRC method. Time is on the x-axis and altitude is on the y-axis. The aircraft's altitude above sea level is indicated by the black line.

Miller *et al.* (2014), also requires a full 3D description of distinct cloud objects in both the observations and the simulations, which is not the case with the airborne cloud radar RASTA.

In our case, each observed vertical profile along the aircraft track should ideally be compared with the most resembling vertical column simulated in the forecast field. None of the 3D validation methods listed above are suitable for that purpose.

The neighbourhood validation technique developed here is derived from the one-dimensional (1D) Bayesian retrieval method employed in the first step of the 1D+3DVar assimilation process used to assimilate radar reflectivity in the AROME model (Caumont *et al.*, 2010; Wattrelot *et al.*, 2014). The methodology behind the MRC method is also similar to the Barker *et al.* (2011) construction algorithm, in which a 3D cloud scene is constructed from passive satellite imagery and collocated 2D vertical profiles of cloud properties. For each observed vertical profile, model-equivalent vertical profiles are simulated within a given neighbourhood around the observed location. The attenuation is computed by positioning the aircraft at its altitude in all considered vertical profiles. The simulated column for which the standard deviation between the observations and simulations is minimal is selected to validate and calibrate the forward operator. Minimizing the standard deviation instead of minimizing the Root Mean Square Error (RMSE), which was used in the 1D Bayesian retrieval of Caumont *et al.* (2010) and the 3D cloud-construction algorithm of Barker *et al.* (2011), allows circumventing part of the model and observation biases.

An illustration of the MRC method is given in Figure 2 for a portion of the flight of 29 September 2012. For each observed vertical profile along the Falcon 20 track, the most resembling simulated vertical profile is chosen in a 160 km-wide square centred on each observation location. Vertical profiles are shown for every four observation time steps. Figure 2(a) shows the observations, (b) the co-located simulations and (c) the retrieved vertical profiles. The aircraft's altitude above sea level is indicated by the black line. The single scattering properties are computed using the T-matrix method and assuming all ice species and cloud liquid water spherical (i.e. axis ratio  $r = 1$ ). For raindrops, the axis ratio defined in section 3.2 is used.

Figure 2 highlights the benefit of using the MRC neighbourhood method described above. Structures are much closer to the observations in the retrieved profiles than in the co-located ones.

For example, at 1300 UTC, while there are neither clouds nor precipitation below an altitude of 6 km, the co-located simulated profiles exhibit cloud structures at those levels. These structures are no longer present in the retrieved profiles at approximately 1300 UTC. Meanwhile, at 1325 UTC, the MRC method allows for the retrieval of the cloud structures that are missing in the co-located profiles.

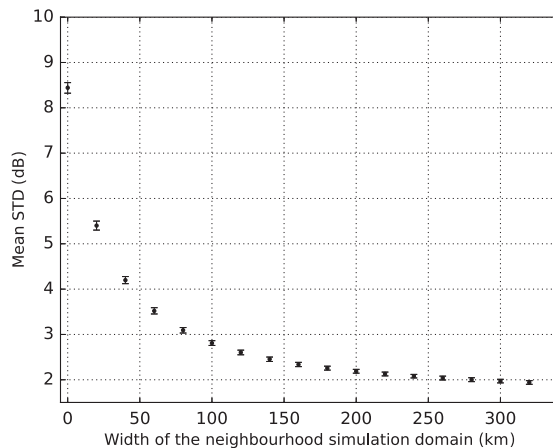
Therefore, using the MRC method, spatial mismatches can be overcome. Each observed vertical profile is compared with the most resembling simulated vertical profile in a given neighbourhood. There is only one parameter that needs to be set in this method: the size of the neighbourhood area used when searching for the most resembling simulated vertical profile. This is addressed in the next section.

#### 4.1.2. Neighbourhood simulation domain size

For the sake of simplicity, the neighbourhood simulation domain is defined by a square centred on the observation point. Because the computation time increases with the size of the simulation domain, it is time-expensive to have domain sizes that are too large. Another reason for not having too large a domain is that the profiles will become less representative further away, as the meteorological environment can change over  $\approx 100$  km scale. A sensitivity study was performed to determine the optimal domain size for the entire period of the study.

The validation process was performed for all flights for neighbourhoods ranging from 0 km (i.e. co-located with the aircraft) to 160 km (i.e. a 320 km-wide square). This process is repeated for all the observed vertical profiles available during the 3 h time window centred on the forecast time. The comparison was done as follows. RASTA reflectivities are discarded between 250 m below and 250 m above the aircraft, which corresponds to the minimal measuring range of the nadir- and zenith-pointing antennae. The vertical resolution of the model is coarser than the vertical resolution of RASTA (60 versus 500 vertical levels). Therefore, at each altitude level, the closest observation point (in altitude) is taken for the comparison, so that the RASTA observations match the vertical model grid.

Figure 3 shows the standard deviation between the observed and retrieved vertical profiles as a function of the simulation



**Figure 3.** Mean standard deviation (dB) between the observed and retrieved vertical profiles as a function of the width of the neighbourhood simulation domain (km) for all flights during the SOP1. The error bars represent the 90% bias-corrected and accelerated (BCa) bootstrap confidence intervals (Efron *et al.*, 1993). There are a total of 3145 vertical columns.

domain size. The bootstrap confidence intervals were calculated using the Bias-Corrected Accelerated non-parametric method (BCa; Efron *et al.* (1994), section 14.3). This method requires a set of independent data. Therefore, vertical profiles were only sampled every 30 observation time steps for all flights (every  $\approx 9$  km). The results show that the standard deviation decreases exponentially with the neighbourhood size. In addition, the error bars get smaller when the domain size increases. The standard deviation decreases rapidly between 0 and 150 km and then tends towards a limit value ( $\approx 2$  dB). With a 160 km-wide square, the standard deviation is reduced to less than 5% of its maximum value ( $\approx 8.45$  dB). In addition, the error bars remain approximately constant when the width of the square is larger than 160 km. This size is also reasonable compared to typical scales of mesoscale variability. Therefore, we decided to use a 160 km-wide square centred on each observation location for the rest of the study.

#### 4.2. Fitting modelled ice hydrometeor axis ratios to measurements

In Figure 2, the reflectivity appears to be underestimated by an order of 10 dB in the ice levels (above  $\approx 3.5$  km). Such a bias has also been seen in other studies (Hogan *et al.*, 2012; Tynnela *et al.*, 2011) at the same frequency when Mie theory was used. Therefore, it has been suggested that sphericity may not be a valid approximation to compute single scattering properties for vertically pointing radars.

As explained in section 3.2, the three ice species can be modelled as oblate spheroids, each of them having their own axis ratio. The aim of this section is to estimate the axis ratios that best fit the observations for graupel, snow and pristine ice. Recall that the raindrop's axis ratio is defined using the Brandes *et al.* (2002) formulation and that cloud liquid droplets are considered to be spherical.

For ice species, many different values of the axis ratio can be found in the literature. Hogan *et al.* (2012) chose an average axis ratio of 0.6 but pointed out that this value may be influenced by the type of cloud and by their past evolution. Korolev and Isaac (2003) studied the distribution of ice particle axis ratios with a set of  $10^6$  aircraft images collected in midlatitude and polar stratiform clouds. Depending on the temperature, the average aspect ratio of ice particles was found to range from 0.6 to 0.8. This range of values is also consistent with the study of Garrett *et al.* (2015) in which the median measured aspect ratio ranged from 0.6 to 0.85 depending on the extent of riming (e.g. aggregates,

moderately rimed and graupel categories). In addition, Matrosov (2015) estimated ice particle axis ratios from depolarization ratio measurements over mountains of approximately  $0.5 \pm 0.2$  depending on the mass–diameter relationship. All these studies suggest that choosing a single axis ratio for all ice species would not be appropriate because they are all defined differently in the ICE3 microphysical scheme.

Therefore, we decided to estimate three different axis ratios for pristine ice ( $r_i$ ), snow ( $r_s$ ) and graupel ( $r_g$ ). It is assumed that wet graupel particles have the same axis ratio as dry graupel particles. For each triplet of axis ratios, simulations were performed for all flights during the observing period. To isolate spatial location errors, they were compared to the observations using the MRC method described in section 4.1 with a 160 km-wide box centred on each observation position along the aircraft track. The optimal triplet of axis ratios was then retrieved by minimizing the standard deviation between observations and simulations. For each combination of axis ratios, the standard deviation between all observed and simulated vertical columns was calculated. The standard deviation reaches its minimum for an optimum triplet of axis ratios of:

- Graupel axis ratio  $r_g = 0.8$ ;
- Snow axis ratio  $r_s = 0.7$ ;
- Pristine ice axis ratio  $r_i = 1$ .

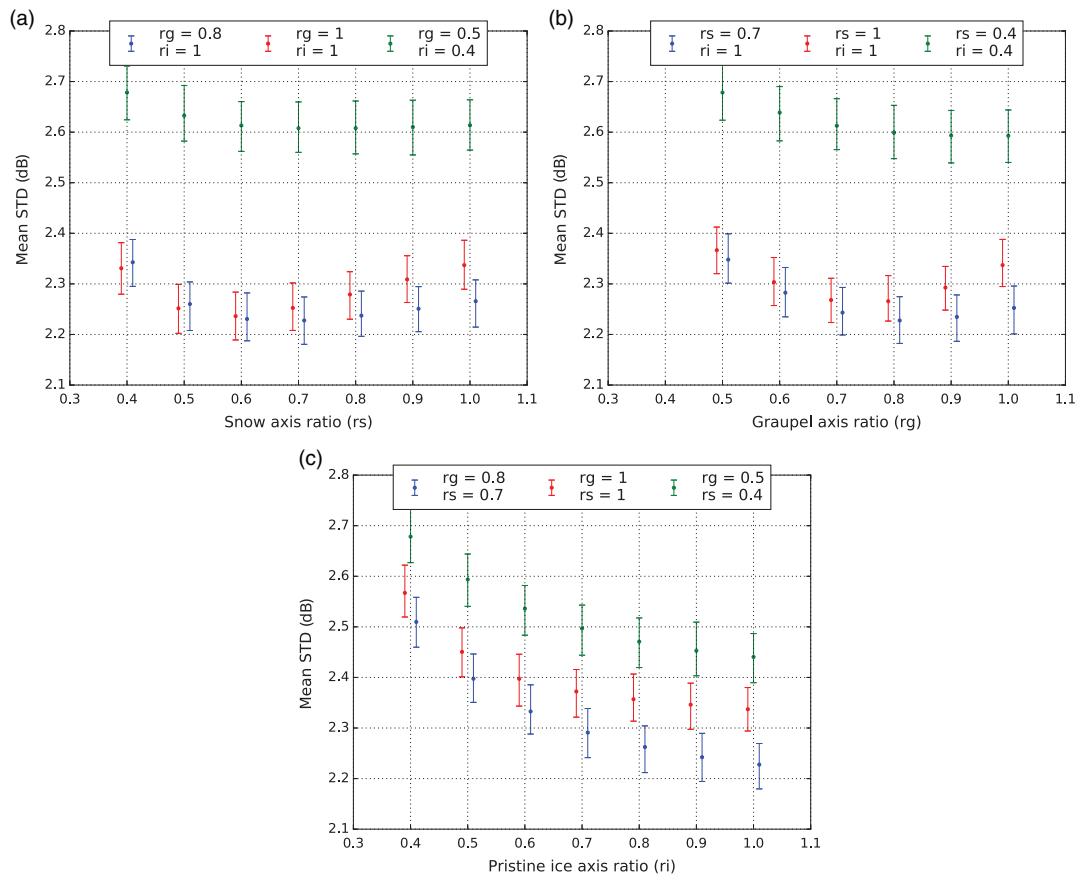
In addition, Figure 4 shows the standard deviation (on the  $y$ -axis) between observations and simulations as a function of one of the three ice species axis ratios (snow axis ratio  $r_s$  in (a), graupel axis ratio  $r_g$  in (b) and pristine ice axis ratio  $r_i$  in (c)) when the corresponding two other ice species axis ratios are fixed to a given value.  $r_s$  is the free variable (on the  $x$ -axis) in (a),  $r_g$  in (b) and  $r_i$  in (c).

These figures demonstrate the sensitivity of the simulations to the combination of the  $r_g$ ,  $r_s$  and  $r_i$  properties. Indeed, regardless of the value of the snow axis ratio ( $r_s$ ) in Figure 4(a), if the pristine ice and graupel are considered flattened ( $r_g = 0.5$  and  $r_i = 0.4$ , green data points), the standard deviation is much larger than when they are considered to be either spherical (red data points) or with their optimal axis ratio values ( $r_g = 0.8$  and  $r_i = 1$ , blue data points). The same conclusion can be drawn from Figure 4(b) and (c) where the variation is shown as a function of the graupel ( $r_g$ ) and pristine ice ( $r_i$ ) axis ratios, respectively. Therefore, even if the reflectivity is underestimated with the spherical assumption, this approximation is still more appropriate than using axis ratios that are too low.

When pristine ice and graupel are considered spherical (red data points in Figure 4(a)), above (below) a snow axis ratio  $r_s$  of 0.6, the reflectivity is underestimated (overestimated), which explains why the standard deviation increases when the snow axis ratio deviates from this value of  $r_s$ . Even though it is slightly less pronounced when the graupel and pristine ice optimal axis ratio values are used ( $r_g = 0.8$  and  $r_i = 1$ , blue data points), a minimum standard deviation is also obtained for a snow axis ratio  $r_s$  equal to 0.7.

The same behaviour is seen in Figure 4(b) where the variation is shown as a function of the graupel axis ratio ( $r_g$ ). An optimal value of  $r_g$  is reached and the effect is more pronounced when the snow and pristine ice are considered to be spherical (red data points). In addition, when both axis ratios are optimal ( $r_s = 0.7$  and  $r_i = 1$ , blue data points), the standard deviation is minimal for a  $r_g$  equal to 0.8.

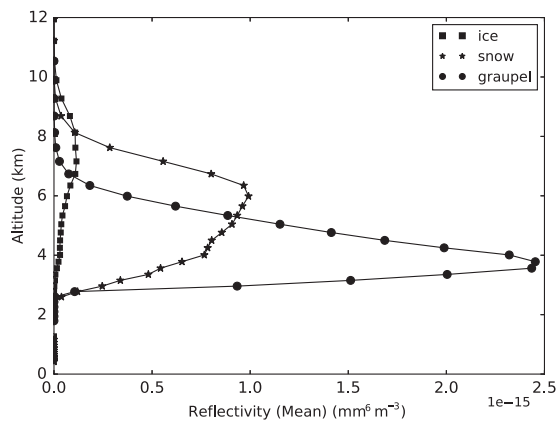
By contrast, Figure 4(c) indicates that the optimal value for the pristine ice axis ratio  $r_i$  is near 1. Indeed, regardless of the values of the graupel and snow axis ratios, the standard deviation decreases with increasing pristine ice axis ratio. This result was unexpected because pristine ice exhibits many different shapes in nature (Korolev and Isaac, 2003), such as rosettes or plate-like shapes (Liu, 2008), for which the mean axis ratio is expected to be smaller. To quantify the relative contributions of the three ice species to the minimization, Figure 5 presents the mean



**Figure 4.** Mean standard deviation (on the  $y$ -axis) between observations and simulations as a function (on the  $x$ -axis) of the ice species axis ratio (a)  $r_s$ , (b)  $r_g$ , and (c)  $r_i$  when the corresponding two other ice species axis ratios are fixed to given values. Data points are in blue when the axis ratios of the other two ice species are optimum, in red when they are equal to 1 and in green when they are low. The error bars represent the 90% bias-corrected and accelerated (BCa) bootstrap confidence intervals (Efron *et al.*, 1994).

vertical profiles of snow (snowflake markers), graupel (circle markers) and pristine ice (square markers) reflectivity over the columns which have been retrieved via the MRC method when ice particles are considered spheroidal with their optimal axis ratio values. Figure 5 shows that graupel is the ice species that mostly contributes to the minimization between altitudes of 3 km to 5–6 km. Above an altitude of 6 km, the minimization is mainly dominated by snow. Pristine ice starts to dominate over snow only above an altitude of about 9 km. Therefore, pristine ice is likely to dominate the radar signal only in the upper parts of the clouds, where the reflectivity is overestimated (e.g. Figure 2), probably because the microphysical scheme ICE3 produces too much pristine ice. So the optimal pristine ice axis ratio is probably overestimated ( $r_i = 1$  for a spherical particle) so as to give a lower reflectivity in the upper parts of the clouds.

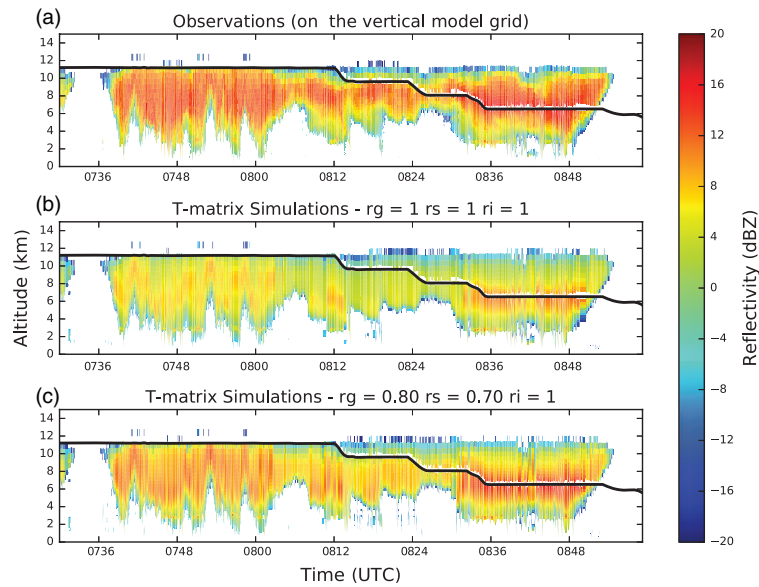
The bootstrap confidence intervals in Figure 4 are sometimes as large as the difference between the standard deviations for two different successive evaluated axis ratios. These large values can be attributed to the wide variety of data collected by RASTA over all the flights. Applying the method to only one flight can lead to a different triplet of axis ratios. For example, for the IOP6 flight (24 October 2012), the optimum triplet of axis ratios was 0.8 for graupel, 0.6 for snow and 1 for pristine ice. In this specific case, the observed reflectivity exceeded 10 dBZ in a vertical layer more than 5 km wide with a model snow content of up to  $0.6 \text{ g m}^{-3}$ . The lower optimum snow axis ratio obtained in this case can be explained by the largest particles which therefore have lower axis ratios (Hogan *et al.*, 2012). To represent this property, a



**Figure 5.** Mean vertical profiles of snow, graupel and pristine ice reflectivity (in  $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ ) over all the vertical columns which have been retrieved via the MRC method when ice particles are considered spheroidal with their optimal values of axis ratios ( $r_g = 0.8$ ,  $r_s = 0.7$ ,  $r_i = 1$ ). Snow is represented by the stars, graupel by the circles and pristine ice by the squares.

dependence on the reflectivity value or the hydrometeor content could be taken into account to determine the optimum axis ratios. However, the retrieval would become much more complex because a total of at least six free parameters would have to





**Figure 6.** Time–height cross-section of reflectivity during IOP6 (24 September 2012): (a) RASTA observations, (b) spherical simulations, and (c) spheroidal ( $r_g = 0.8$ ,  $r_s = 0.7$  and  $r_i = 1$ ) simulations. Altitude (km) is on the  $y$ -axis and time (UTC) on the  $x$ -axis. The aircraft's altitude above sea level is represented by the black line.

be estimated (one axis ratio plus one dependency for each ice species).

In this study, the retrieved axis ratios for snow and graupel are slightly higher than those usually reported. Indeed, Fontaine *et al.* (2014) found a mean value of approximately 0.6 and the interval of values reported by Matrosov (2015) was approximately  $0.5 \pm 0.2$  depending on the mass–diameter relationship. The axis ratios used by Putnam *et al.* (2017) are closer to our values (0.75 for snow and graupel); however, they model the oscillations of the particles around the viewing angle. In our study, the oscillations are not modelled; however, they are implicitly taken into account via mean axis ratio values which are higher than the real ones.

On average, using the retrieved optimum triplet of axis ratios enhances the simulated reflectivity. This is demonstrated in Figures 6 and 7 in which time–height cross-sections of the reflectivity are shown for (a) RASTA observations, (b) spherical simulations and (c) spheroidal simulations using the optimal values of the axis ratios. The IOP6 flight (9 September 2012) is presented in Figure 6, and the IOP16 flight (26 October 2012) is presented in Figure 7. In these two cases, the vertical profiles of the reflectivity are closer to the observations when snow and graupel are simulated as oblate spheroids when their effective axis ratios are optimum. Similar results are obtained for all flights during the observing period; for all cases, it is found that there is much better agreement between the observations and simulations when the optimum effective axis ratios are chosen in the forward operator to compute the single scattering properties.

#### 4.3. Model–observation comparison

In this section, vertical profiles of the reflectivity simulated with the optimum triplet of axis ratios are compared with those of the observations. To take into account spatial location errors, the MRC method is used and observations are compared to the most resembling simulated column found within a 160 km-wide box centred on each observation location.

##### 4.3.1. Contoured Frequency by Altitude Diagram

Contoured Frequency by Altitude Diagrams (CFADs; Yuter and Houze, 1995) are shown for the observations (Figure 8(a)) and for the reflectivity either simulated using the spherical

assumption (Figure 8(c)) or using the optimum triplet of axis ratios (Figure 8(b)). The CFADs were computed in bins of 1 dBZ for the reflectivity and 500 m for the altitude. The number of points in each reflectivity bin at each altitude level is represented by colour shades.

For each observed vertical profile, the most resembling column is not necessarily the same when the MRC method is applied to the spheroidal simulations or to the spherical simulations. In all cases, the best profiles (i.e. the most resembling profiles) are selected.

In general, the CFADs indicate that the model and observation distributions have similar structures. Indeed, below an altitude of approximately 3 km, most of the reflectivity lies between  $-10$  dBZ and  $10$  dBZ in both the observations (Figure 8(a)) and the simulations (Figures 8(b) and (c)). Above the bright band ( $\sim 3.5$  km), the reflectivity is primarily distributed near  $10$  dBZ in the observations, near  $8$  dBZ in the simulations when all ice species are considered spherical and near  $10$  dBZ when their effective axis ratios are optimum. Therefore, even though there is a bias in the upper ice levels, the structures are close in the observations and the simulations. This good agreement is due to the MRC method, in which each observed vertical profile is compared to the most resembling simulated one within the simulation domain.

The CFADs are closer to the observations when the ice species are modelled with their optimal axis ratio values (Figure 8(b)) than when they are assumed to be spherical (Figure 8(c)). First, the distribution of the reflectivity as a function of altitude has a more continuous shape from the liquid water levels (below  $\sim 3.5$  km) to the ice levels (above  $\sim 3.5$  km). Second, with the optimal axis ratio values, most of the data are distributed around a value of  $9$ – $10$  dBZ in the ice levels (above  $\sim 3.5$  km), which is nearly the same as in the observations. By contrast, with the spherical approximation, the data are mostly distributed around  $7$ – $8$  dBZ at these levels.

This comparison demonstrates more realistic structures when the optimum triplet of axis ratios is used in the cloud radar forward operator to compute the model-equivalent profiles of the reflectivity. Compared to the observations, the bright band is still overestimated. This can be attributed to the overly simplified assumptions in the modelling of the bright band in the forward operator and in the microphysical scheme.

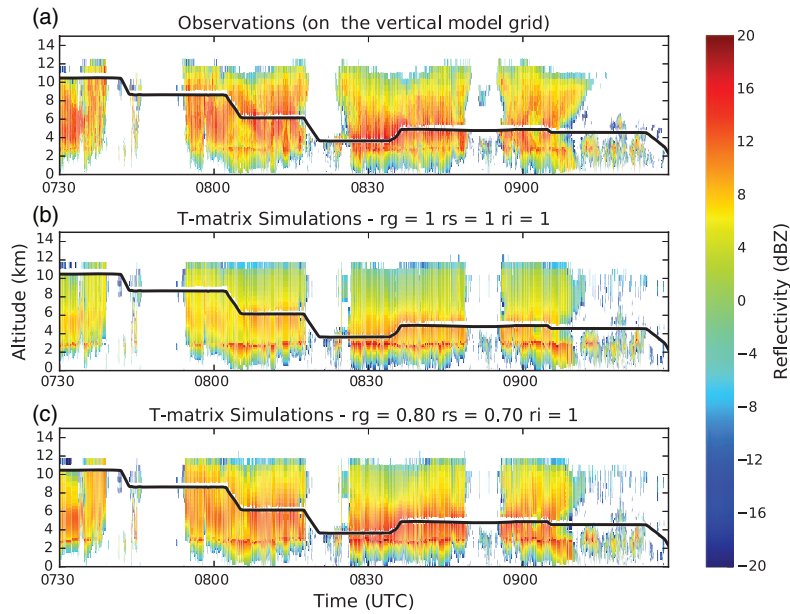


Figure 7. As Figure 6, but for IOP16 (26 October 2012).

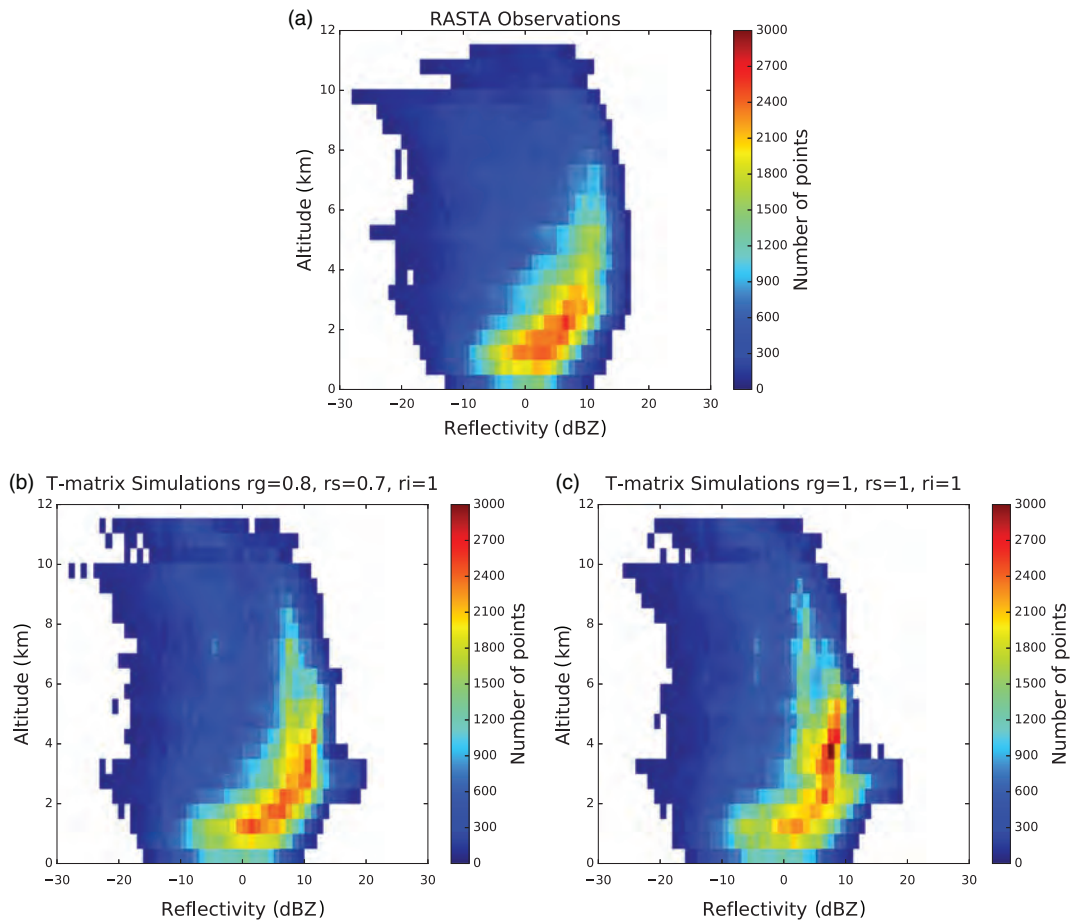
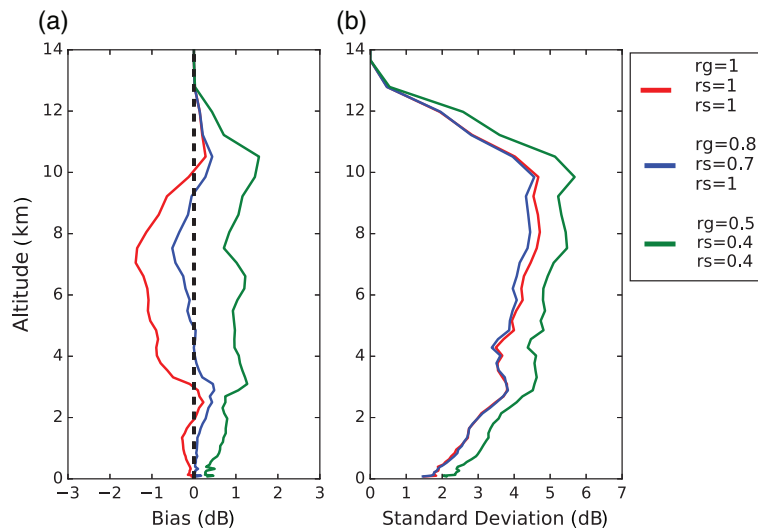


Figure 8. CFAD of the reflectivity (a) as observed by RASTA and (b, c) as T-matrix simulated, as a function of altitude. Simulations were carried out on all flights every 6 s with (b) the optimal triplet of axis ratios ( $r_g = 0.8$ ,  $r_s = 0.7$  and  $r_i = 1$ ) and (c) the ice particles considered spherical ( $r_g = r_s = r_i = 1$ ).



**Figure 9.** Vertical profiles of (a) the bias and (b) the standard deviation between the simulations and observations for all flights during the observing period ( $N = 23\,539$ ). Simulations were carried out with the optimal triplet of axis ratios ( $r_g = 0.8$ ,  $r_s = 0.7$  and  $r_i = 1$ , blue curve), with small axis ratios ( $r_g = 0.5$ ,  $r_s = 0.4$  and  $r_i = 0.4$ , green curve) and with all ice species considered spherical (red curve).

#### 4.3.2. Mean vertical profiles

Figure 9 shows vertical profiles of (a) the bias and (b) the standard deviation between the simulations and observations for all flights. Simulations were carried out on all flights every four time steps ( $\sim 1.2$  km), resulting in a total of 23 539 vertical columns.

The vertical profile of the bias exhibits a negative bias when the ice particles are spherical (red curve); this is reduced when the ice particles have smaller axis ratios (green and blue curves). This is consistent with the tendency of smaller axis ratios to increase the reflectivity for vertically pointing radars. This underestimation of the mean reflectivity when particles are considered spherical corroborates the previous results for the time–vertical cross-sections of the reflectivity (Figures 6 and 7) and the CFADS (Figure 8).

In addition, Figure 9(b) shows that the simulations performed with the optimum triplet of axis ratios are the best at each altitude from 3.5 to 12 km. Indeed, the standard deviation is quite large for the spherical triplet of axis ratios. The standard deviation decreases when the snow and graupel axis ratios decrease towards their optimum values of 0.7 and 0.8, respectively. Finally, when all axis ratios decrease towards smaller values (green curve), the standard deviation increases again. Below an altitude of  $\approx 3.5$  km, the curves are slightly different, even though there are primarily raindrops and cloud liquid droplets at these altitude levels. In all the simulations, raindrops are defined as oblate spheroids, with axis ratios defined in Eq. (4) (formulation of Brandes *et al.*, 2002), and cloud liquid droplets are considered to be spherical. Therefore, the differences between the curves are attributed to the fact that changes in the ice particle shapes also affect the extinction coefficient in the ice levels and therefore the entire vertical profiles of the reflectivity.

In Figure 9, RASTA values at the noise level are also included in the calculation, which explains why we have a bias of only about 1 dB with the spherical simulations.

When the radar reflectivity is only dominated by pristine ice in the upper part of the clouds (above an altitude of  $\approx 10$  km), even though when the smallest pristine ice axis ratio is used (i.e.  $r_i = 1$ ) the reflectivity is overestimated. This indicates other biases in the ICE3 microphysical scheme which tends to produce too much pristine ice.

Note that there is a clear benefit of using the triplet of axis ratios that have been retrieved globally by minimizing the standard deviation. Indeed, the simulations carried out with the retrieved

triplet of axis ratios (Figure 9, blue curve) have a smaller standard deviation at each altitude level than the simulations carried out with either smaller axis ratios (green curve) or a spherical shape (red curve). In addition, there is a reduction in the bias in the ice levels (from 3.5 to 12 km).

## 5. Discussion and conclusions

This article describes a reflectivity forward operator which was developed for the validation and the assimilation of cloud radar data into AROME class high-resolution NWP models. It was designed in particular for vertically pointing W-band radars. The forward operator takes as input the hydrometeor contents (rain, cloud liquid droplet, pristine ice, graupel and snow), relative humidity, pressure and temperature. It returns the simulated reflectivity at each range gate from the radar and accounts for hydrometeors and water vapour attenuation.

The forward operator is consistent with the ICE3 one-moment microphysical scheme used in AROME. The T-matrix method is employed to compute the single scattering properties. The effective shape of the particle is either approximated by a sphere or by an oblate spheroid defined by its axis ratio.

The forward operator was validated using data collected in diverse conditions by the airborne cloud radar RASTA during a 2 month period over a region of the Mediterranean. To disentangle spatial location errors in the model from errors in the forward operator, a novel neighbourhood validation method, the Most Resembling Column (MRC) method, was designed to validate and calibrate the operator. This method allows us to compare each observed vertical profile with the most resembling simulated profile in a given neighbourhood. A 160 km-wide square simulation domain centred on the observation location was shown to be sufficient to reduce the effects of spatial mismatches. This new method can be used for any forward operator designed for instruments measuring the vertical distribution of clouds and precipitation (on board spacecraft or ground-based).

The MRC method was then applied to retrieve the optimal effective shapes (i.e. the mean axis ratios) of the predicted graupel, snow and pristine ice, by minimizing the standard deviation between observations and simulations. Even though clouds do not contain a significant quantity of spherical ice particles (Korolev and Isaac, 2003), the results indicate that pristine ice can be approximated by a sphere. This discrepancy

can be explained by a bias in the ICE3 microphysical scheme which tends to produce too much pristine ice. Therefore, to compensate this bias, the best fit axis ratio is the one which gives the lowest reflectivity (i.e.  $r_1 = 1$  in our case). This spherical retrieval would not necessarily be the same if the amount of pristine ice produced by the microphysical scheme were more realistic. The optimum mean axis ratio is approximately 0.8 for graupel and 0.7 for snow. Simulations carried out with these optimal values were improved for all ice levels (from 3.5 to 12 km). The spherical approximation leads to an underestimation of the simulated reflectivity by an order of approximately 10 dB. Conversely, if the ice particles are too flattened (i.e. having plate-like shapes), the reflectivity is overestimated. Therefore, the axis ratios should be chosen to be close to their optimal values to obtain good agreement between observations and simulations.

In this study, the retrieved axis ratios were towards the higher end of those reported in earlier studies ( $\sim 0.5$ – $0.8$ ). Contrary to most other studies, in our work the oscillation of the ice particles around the viewing angle is not simulated explicitly. Instead, it is taken into account by using an effective axis ratio, whose value is supposed to be higher than the actual value. Also, one should bear in mind that our confidence intervals are quite large.

Only one axis ratio can be retrieved per ice species. One possibility would be to add a dependence either on the reflectivity or on the hydrometeor content. It could also be interesting to take advantage of the information provided by RASTA Doppler measurements on the hydrometeor fall speed and therefore on their sizes. In addition, the RASTA radar will soon be upgraded to provide polarimetric data, which will be of particular interest for characterizing the shapes of hydrometeors.

Earlier studies pointed out that spheroids are not an ideal model for snowflakes (Tyynela *et al.*, 2011; Stein *et al.*, 2015). As an alternative, more complex methods, such as the DDA, can be used to account for non-sphericity (e.g. Di Michele *et al.*, 2012; Iguchi *et al.*, 2012). However, this study shows that treating ice particles as oblate spheroids leads to good agreement between observations and model simulations when the axis ratios are properly specified. The same conclusion as stated by Hogan *et al.* (2012) can be drawn: choosing a mean axis ratio to model an effective shape is an efficient and convenient approximation at this frequency for nadir/zenith-pointing radars.

The reflectivity forward operator developed here can be used as a validation tool, for example to assess the benefits of a two-moment microphysical scheme over a one-moment microphysical scheme. This will be possible in the near future because a new two-moment microphysical scheme Liquid–Ice–Multiple Aerosols (LIMA; Vié *et al.*, 2016) is being implemented in AROME. This forward operator is also the first step towards the assimilation of W-band radar data into kilometre-scale NWP models. Currently, this type of data is not assimilated in these models.

#### Acknowledgements

This work is a contribution to the HyMeX program supported by MISTRALS, ANR IODA-MED grant ANR-11-BS56-0005 and ANR MUSIC grant ANR-14-CE01-0014. This work was supported by the French national programme LEFE/INSU. The authors acknowledge the DGA (Direction Générale de l'Armement), a part of the French Ministry of Defence, for its contribution to Mary Borderies' PhD. The authors are grateful to Christian Chwala for providing the Python implementation of the MPM millimetre wave propagation model. Two anonymous reviewers are also gratefully acknowledged for their comments which helped to significantly improve the quality of the article.

#### References

Amodei M, Sanchez I, Stein J. 2015. Verification of the French operational high-resolution model AROME with the regional Brier probability score. *Meteorol. Appl.* **22**: 731–745. <https://doi.org/10.1002/met.1510>.

- Augros C, Caumont O, Ducrocq V, Gaussiat N, Tabary P. 2016. Comparisons between S-, C- and X-band polarimetric radar observations and convective-scale simulations of the HyMeX first special observing period. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **142**: 347–362. <https://doi.org/10.1002/qj.2572>.
- Bailey M, Hallett J. 2004. Growth rates and habits of ice crystals between  $-20^\circ$  and  $-70^\circ$  C. *J. Atmos. Sci.* **61**: 514–544. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<0514:grahoi>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0514:grahoi>2.0.CO;2).
- Barker H, Jerg M, Wehr T, Kato S, Donovan D, Hogan RJ. 2011. A 3D cloud-construction algorithm for the EarthCARE satellite mission. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**: 1042–1058. <https://doi.org/10.1002/qj.824>.
- Battaglia A, Ajewole M, Simmer C. 2007. Evaluation of radar multiple scattering effects in Cloudsat configuration. *Atmos. Chem. Phys.* **7**: 1719–1730.
- Battaglia A, Tanelli S, Kobayashi S, Zrnich D, Hogan RJ, Simmer C. 2010. Multiple-scattering in radar systems: A review. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* **111**: 917–947. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2009.11.024>.
- Bodas-Salcedo A, Webb MJ, Brooks ME, Ringer MA, Williams KD, Milton SF, Wilson DR. 2008. Evaluating cloud systems in the Met Office global forecast model using simulated Cloudsat radar reflectivities. *J. Geophys. Res.* **113**: D00A13. <https://doi.org/10.1029/2007jd009620>.
- Bouniol D, Protat A, Plana-Fattori A, Giraud M, Vinson JP, Grand N. 2008. Comparison of airborne and spaceborne 95 GHz radar reflectivities and evaluation of multiple scattering effects in spaceborne measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **25**: 1983–1995. <https://doi.org/10.1175/2008jtecha1011.1>.
- Bousquet O, Delanoë J, Bielli S. 2016. Evaluation of 3D wind observations inferred from the analysis of airborne and ground-based radars during HyMeX SOP-1. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **142**: 86–94.
- Brandes EA, Zhang G, Vivekanandan J. 2002. Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment. *J. Appl. Meteorol.* **41**: 674–685. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2002\)041<0674:eirewa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2002)041<0674:eirewa>2.0.co;2).
- Brousseau P, Desroziers G, Bouttier F, Chapnik B. 2014. A posteriori diagnostics of the impact of observations on the AROME-France convective-scale data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **140**: 982–994. <https://doi.org/10.1002/qj.2179>.
- Casati B, Wilson LJ, Stephenson DB, Nurmi P, Ghelli A, Pocerlich M, Damrath U, Ebert EE, Brown BG, Mason S. 2008. Forecast verification: Current status and future directions. *Meteorol. Appl.* **15**: 3–18. <https://doi.org/10.1002/met.52>.
- Caumont O, Ducrocq V, Wattrelot É, Jaubert G, Pradier-Vabre S. 2010. 1D+3D-Var assimilation of radar reflectivity data: A proof of concept. *Tellus A* **62**: 173–187. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00430.x>.
- Davis C, Brown B, Bullock R. 2006. Object-based verification of precipitation forecasts. Part I: Methodology and application to mesoscale rain areas. *Mon. Weather Rev.* **134**: 1772–1784. <https://doi.org/10.1175/mwr3145.1>.
- Delanoë J, Hogan RJ. 2008. A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar, and infrared radiometer. *J. Geophys. Res.* **113**: D07204. <https://doi.org/10.1029/2007jd009000>.
- Delanoë J, Protat A, Jourdan O, Pelon J, Papazzoni M, Dupuy R, Gayet JF, Jouan C. 2013. Comparison of airborne in situ, airborne radar-lidar, and spaceborne radar-lidar retrievals of polar ice cloud properties sampled during the POLARCAT campaign. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **30**: 57–73. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00200.1>.
- Delanoë J, Protat A, Vinson JP, Brett W, Caudoux C, Bertrand F, Parent du Chatelet J, Hallali R, Barthes L, Haefelin M, Dupont J-C. 2016. BASTA: A 95 GHz FMCW Doppler radar for cloud and fog studies. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **33**: 1023–1038.
- Di Michele S, Ahlgrimm M, Forbes R, Kulie M, Bennartz R, Janisková M, Bauer P. 2012. Interpreting an evaluation of the ECMWF global model with Cloudsat observations: Ambiguities due to radar reflectivity forward operator uncertainties. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **138**: 2047–2065. <https://doi.org/10.1002/qj.1936>.
- Draine BT, Flatau PJ. 1994. Discrete-dipole approximation for scattering calculations. *J. Opt. Soc. Am. A* **11**: 1491–1499. <https://doi.org/10.1364/josaa.11.001491>.
- Ducrocq V, Braud I, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Jansa A, Kalthoff N, Richard E, Taupier-Letage I, Ayrat PA, Belamari S, Berne A, Borga M, Boudevillain B, Bock O, Boichard J-L, Bouin M-N, Bousquet O, Bouvier C, Chiggiano J, Cimmini D, Corsmeier U, Coppola L, Cocquerez P, Defer E, Delanoë J, Di Girolamo P, Doerenbecher A, Drobinski P, Dufournet Y, Fourié N, Gourley JJ, Labatut L, Lambert D, Le Coz J, Marzano FS, Molinié G, Montani A, Nord G, Nuret M, Ramage K, Rison W, Roussot O, Said F, Schwarzenboeck A, Testor P, Van Baelen J, Vincendon B, Aran M, Tamayo J. 2014. HyMeX-SOP1: The field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **95**: 1083–1100.
- Ebert E, Wilson L, Weigel A, Mittermaier M, Nurmi P, Gill P, Göber M, Joslyn S, Brown B, Fowler T, Watkins A. 2013. Progress and challenges in forecast verification. *Meteorol. Appl.* **20**: 130–139. <https://doi.org/10.1002/met.1392>.
- Efron B, Tibshirani RJ. 1994. *An Introduction to the Bootstrap*. Chapman & Hall/CRC Press: Boca Raton, FL.
- Fontaine E, Schwarzenboeck A, Delanoë J, Wobrock W, Leroy D, Dupuy R, Gourbeyre C, Protat A. 2014. Constraining mass–diameter relations from hydrometeor images and cloud radar reflectivities in tropical continental and oceanic convective anvils. *Atmos. Chem. Phys.* **14**: 11367–11392. <https://doi.org/10.5194/acp-14-11367-2014>.

- Fourrié N, Bresson É, Nuret M, Jany C, Brousseau P, Doerenbecher A, Kreitz M, Nuissier O, Sevault E, Bénichou H, Amodei M, Pouponneau F. 2015. AROME-WMED, a real-time mesoscale model designed for the HyMeX special observation periods. *Geosci. Model Dev.* **8**: 1919–1941. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1919-2015>.
- Garrett TJ, Yuter SE, Fallgatter C, Shkurko K, Rhodes SR, Endries JL. 2015. Orientations and aspect ratios of falling snow. *Geophys. Res. Lett.* **42**: 4617–4622. <https://doi.org/10.1002/2015gl064040>.
- Gilleland E, Ahijevych D, Brown BG, Casati B, Ebert EE. 2009. Intercomparison of spatial forecast verification methods. *Weather and Forecasting* **24**: 1416–1430. <https://doi.org/10.1175/2009waf2222269.1>.
- Gultepe I, Isaac G. 2004. Aircraft observations of cloud droplet number concentration: Implications for climate studies. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **130**: 2377–2390. <https://doi.org/10.1256/qj.03.120>.
- Hagen M, Hirsch L, Konow H, Mech FAM, Orlandi E, Crewell S, Gross S, Fix A, Wirth M. 2014. 'Airborne remote sensing of cloud properties with the German research aircraft HALO'. In *8th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, 1–5 September 2014. Garmisch-Partenkirchen, Germany*.
- Haynes JM, Luo Z, Stephens GL, Marchand RT, Bodas-Salcedo A. 2007. A multipurpose radar simulation package: QuickBeam. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **88**: 1723–1727.
- Hogan RJ, Tian L, Brown PRA, Westbrook CD, Heymsfield AJ, Eastment JD. 2012. Radar scattering from ice aggregates using the horizontally aligned oblate spheroid approximation. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **51**: 655–671. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-11-074.1>.
- Hong G. 2007. Radar backscattering properties of non-spherical ice crystals at 94 GHz. *J. Geophys. Res.* **112**: D22203. <https://doi.org/10.1029/2007jd008839>.
- Horie H, Okamoto H, Iwasaki S, Kumagai H, Kuroiwa H. 2000. 'Cloud observation with CRL airborne cloud profiling radar (SPIDER)'. In *Proceedings of Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. (IGARSS 2000), Vol. 1. Honolulu, HI, pp. 190–191*. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2000.860464>.
- Iguchi T, Nakajima T, Khain AP, Saito K, Takemura T, Okamoto H, Nishizawa T, Tao WK. 2012. Evaluation of cloud microphysics in JMA-NHM simulations using bin or bulk microphysical schemes through comparison with cloud radar observations. *J. Atmos. Sci.* **69**: 2566–2586. <https://doi.org/10.1175/jas-d-11-0213.1>.
- Illingworth AJ, Barker HW, Beljaars A, Ceccaldi M, Chepfer H, Clerbaux N, Cole J, Delanoë J, Domenech C, Donovan DP, Fukuda S, Hirakata M, Hogan RJ, Huenerbein A, Kollias P, Kubota T, Nakajima TY, Nishizawa T, Ohno Y, Okamoto H, Oki R, Sato K, Satoh M, Shephard MW, Velázquez-Blázquez A, Wandinger U, Wehr T, van Zadelhoff G-J. 2015. The EarthCARE satellite: The next step forward in global measurements of clouds, aerosols, precipitation, and radiation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **96**: 1311–1332. <https://doi.org/10.1175/bams-d-12-00227.1>.
- Kintea DM, Hauk T, Roisman IV, Tropea C. 2015. Shape evolution of a melting nonspherical particle. *Phys. Rev. E* **92**: 033012. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.92.033012>.
- Kollias P, Clothiaux EE, Miller MA, Albrecht BA, Stephens GL, Ackerman TP. 2007. Millimeter-wavelength radars: New frontier in atmospheric cloud and precipitation research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **88**: 1608–1624. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-10-1608>.
- Korolev A, Isaac GA. 2003. Roundness and aspect ratio of particles in ice clouds. *J. Atmos. Sci.* **60**: 1795–1808. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<1795:raarop>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<1795:raarop>2.0.co;2).
- Korolev A, Isaac GA, Hallett J. 2000. Ice particle habits in stratiform clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**: 2873–2902. <https://doi.org/10.1256/smsqj.56912>.
- Leinonen J, Lebsock MD, Tanelli S, Suzuki K, Yashiro H, Miyamoto Y. 2015. Performance assessment of a triple-frequency spaceborne cloud-precipitation radar concept using a global cloud-resolving model. *Atmos. Meas. Tech.* **8**: 3493–3517. <https://doi.org/10.5194/amt-8-3493-2015>.
- Lhermitte R. 1987. A 94 GHz Doppler radar for cloud observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **4**: 36–48.
- Li L, Sekelsky SM, Reising SC, Swift CT, Durden SL, Sadowy GA, Dinardo SJ, Li FK, Huffman A, Stephens GL, Babb DM, Rosenberger HW. 2001. Retrieval of atmospheric attenuation using combined ground-based and airborne 95 GHz cloud radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **18**: 1345–1353. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2001\)018<1345:roaau>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<1345:roaau>2.0.CO;2).
- Li L, Heymsfield GM, Tian L, Racette PE. 2005. Measurements of ocean surface backscattering using an airborne 94 GHz cloud radar—implication for calibration of airborne and spaceborne W-band radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **22**: 1033–1045. <https://doi.org/10.1175/JTECH1722.1>.
- Liebe HJ. 1985. An updated model for millimeter wave propagation in moist air. *Radio Sci.* **20**: 1069–1089.
- Liu G. 2008. A database of microwave single-scattering properties for non-spherical ice particles. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **89**: 1563–1570. <https://doi.org/10.1175/2008bams2486.1>.
- Matrosov S. 2008. Assessment of radar signal attenuation caused by the melting hydrometeor layer. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **46**: 1039–1047. <https://doi.org/10.1109/tgrs.2008.915757>.
- Matrosov SY. 2015. Evaluations of the spheroidal particle model for describing cloud radar depolarization ratios of ice hydrometeors. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **32**: 865–879. <https://doi.org/10.1175/jtech-d-14-00115.1>.
- Miller SD, Weeks CE, Bullock RG, Forsythe JM, Kucera PA, Brown BG, Wolff CA, Partain PT, Jones AS, Johnson DB. 2014. Model-evaluation tools for three-dimensional cloud verification via spaceborne active sensors. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **53**: 2181–2195. <https://doi.org/10.1175/jamc-d-13-0322.1>.
- Mishchenko MI, Travis LD, Mackowski DW. 1996. T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* **55**: 535–575. [https://doi.org/10.1016/0022-4073\(96\)00002-7](https://doi.org/10.1016/0022-4073(96)00002-7).
- Mitra S, Vohl O, Ahr M, Pruppacher H. 1990. A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. IV: Experiment and theory for snow flakes. *J. Atmos. Sci.* **47**: 584–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047<0584:awtats>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<0584:awtats>2.0.co;2).
- Mitrescu C, Miller S, Hawkins J, L'Ecuyer T, Turk J, Partain P, Stephens G. 2008. Near-real-time applications of Cloudsat data. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **47**: 1982–1994. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1794.1>.
- Moran KP, Martner BE, Post MJ, Kropfli RA, Welsh DC, Widener KB. 1998. An unattended cloud-profiling radar for use in climate research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **79**: 443–455. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0443:aucprf>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0443:aucprf>2.0.CO;2).
- Pinty J, Jabouille P. 1998. 'A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: Simulations of a squall line and of orographic precipitations'. *Conference on Cloud Physics, 17–21 August 1998. Everett, WA, pp. 217–220. American Meteorological Society: Boston, MA*.
- Protat A, Bouniol D, Delanoë J, O'Connor E, May P, Plana-Fattori A, Hasson A, Görden U, Heymsfield A. 2009. Assessment of CloudSat reflectivity measurements and ice cloud properties using ground-based and airborne cloud radar observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **26**: 1717–1741. <https://doi.org/10.1175/2009JTECH1246.1>.
- Protat A, Young SA, Rikus L, Whimpey M. 2014. Evaluation of hydrometeor frequency of occurrence in a limited-area numerical weather prediction system using near-real-time CloudSat-CALIPSO observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **140**: 2430–2443. <https://doi.org/10.1002/qj.2308>.
- Protat A, Delanoë J, Strapp J, Fontaine E, Leroy D, Schwarzenboeck A, Lilie L, Davison C, Dezitter F, Grandin A, Weber M. 2016. The measured relationship between ice water content and cloud radar reflectivity in tropical convective clouds. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **55**: 1707–1729.
- Putnam BJ, Xue M, Jung Y, Zhang G, Kong F. 2017. Simulation of polarimetric radar variables from 2013 CAPS spring experiment storm-scale ensemble forecasts and evaluation of microphysics schemes. *Mon. Weather Rev.* **145**: 49–73. <https://doi.org/10.1175/mwr-d-15-0415.1>.
- Reitter S, Fröhlich K, Seifert A, Crewell S, Mech M. 2011. Evaluation of ice and snow content in the global numerical weather prediction model GMe with CloudSat. *Geosci. Model Dev.* **4**: 579–589. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-579-2011>.
- Roberts NM, Lean HW. 2008. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Weather Rev.* **136**: 78–97. <https://doi.org/10.1175/2007mwr2123.1>.
- Seity Y, Brousseau P, Malardel S, Hello G, Bénard P, Bouttier F, Lac C, Masson V. 2011. The AROME-France convective-scale operational model. *Mon. Weather Rev.* **139**: 976–991. <https://doi.org/10.1175/2010mwr3425.1>.
- Squires P. 1958. The microstructure and colloidal stability of warm clouds. *Tellus* **10**: 256–261. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v10i2.9229>.
- Stein TH, Westbrook CD, Nicol J. 2015. Fractal geometry of aggregate snowflakes revealed by triple-wavelength radar measurements. *Geophys. Res. Lett.* **42**: 176–183. <https://doi.org/10.1002/2014gl062170>.
- Stephens GL. 2005. Cloud feedbacks in the climate system: A critical review. *J. Clim.* **18**: 237–273. <https://doi.org/10.1175/jcli-3243.1>.
- Stephens GL, Vane DG, Boain RJ, Mace GG, Sassen K, Wang Z, Illingworth AJ, O'Connor EJ, Rossow WB, Durden SL, Miller SD, Austin RT, Benedetti A, Mitrescu C. 2002. The Cloudsat mission and the A-Train. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **83**: 1771–1790. <https://doi.org/10.1175/bams-83-12-1771>.
- Tyynela J, Leinonen J, Moiseev D, Nousiainen T. 2011. Radar backscattering from snowflakes: Comparison of fractal, aggregate, and soft spheroid models. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **28**: 1365–1372. <https://doi.org/10.1175/jtech-d-11-00004.1>.
- Vié B, Pinty JP, Berthet S, Leriche M. LIMA (v1.0): A quasi-two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei. *Geosci. Model Dev.* **9**: 567–586. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-567-2016>.
- Wattrelot E, Caumont O, Mahfouf JF. 2014. Operational implementation of the 1D+3D-Var assimilation method of radar reflectivity data in the AROME model. *Mon. Weather Rev.* **142**: 1852–1873. <https://doi.org/10.1175/mwr-d-13-00230.1>.
- Wolde M, Pazmany AL. 2005. 'NRC dual-frequency airborne radar for atmospheric research'. In *32nd Conference on Radar Meteorology, 22–29 October 2005. Albuquerque, NM. American Meteorological Society: Boston, MA*.
- Yuter SE, Houze RA. 1995. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon. Weather Rev.* **123**: 1941–1963. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<1941:tdkame>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<1941:tdkame>2.0.co;2).

### 3.3 Discussion

Un opérateur d'observation a été conçu pour la validation et l'assimilation de données de radar à nuages dans des modèles de PNT à échelle kilométrique de type Arome. Il a donc été conçu en cohérence avec Arome, et est adaptable pour des radars à visée verticale au sol ou aéroportés. Il a été développé de manière suffisamment générale pour être adapté facilement à n'importe quel modèle de PNT de méso-échelle.

Afin de dissocier les erreurs de positionnement des nuages prévus par Arome de celles présentes dans l'opérateur d'observation, une nouvelle méthode de validation, appelée « la méthode de la colonne la plus ressemblante » (CPR), a été mise en place afin de valider et de calibrer l'opérateur d'observation. La méthode de la CPR peut être utilisée pour n'importe quel opérateur d'observation développé pour des instruments mesurant la distribution verticale des nuages et des précipitations. Dans cette méthode, chaque profil de réflectivité observé est comparé avec le profil simulé qui lui est le plus semblable dans un voisinage donné centré autour du point d'observation. Une analyse de sensibilité a montré qu'un domaine de simulation carré de largeur 160 km s'avère être suffisant pour réduire les erreurs de positionnement. Cette largeur est également raisonnable par rapport aux échelles typiques de variabilité à méso-échelle.

La méthode de la CPR a ensuite été utilisée afin de restituer les formes équivalentes optimales (ie. rapport d'axe) des hydrométéores glacés (neige, graupel et glace primaire), ce qui a mis en évidence que l'utilisation de forme sphéroïdale, plutôt que sphérique, pour la neige et le graupel, permet d'ajuster le biais observé entre les simulations et les observations. En revanche, bien que les nuages ne contiennent pas un nombre significatif de particules de glace primaire sphériques, les résultats ont montré que celle-ci peut être, en moyenne, approximée par une sphère. Cette contradiction peut s'expliquer par un effet compensatoire lié à un manque de réalisme dans le schéma microphysique ICE3 (Taufour et al., 2018), qui a tendance à sur-estimer la quantité de glace primaire. Ainsi, la forme optimale restituée sera toujours celle qui donnera la plus petite valeur de réflectivité (forme sphérique dans notre cas). Néanmoins, ce résultat ne serait pas nécessairement le même si la quantité de glace primaire produite par ICE3 était plus réaliste.

Dans cette étude, les formes sphéroïdales restituées ont des rapports d'axe un peu plus élevés que ceux rapportés dans les études antérieures ( $\sim 0.5$ – $0.8$ ). En effet, contrairement à la plupart des autres études, l'oscillation des particules autour de l'angle de visée a été prise en compte par l'utilisation d'un rapport d'axe moyen, dont la valeur est supposée être supérieure à la valeur réelle.

De plus, dans cette étude, un seul rapport d'axe a été restitué par espèce glacée. Pourtant, il a été noté une sensibilité de la restitution au cas d'étude et donc au contenu en hydrométéore. Ainsi, une perspective serait d'ajouter à la minimisation une contrainte liée soit à la réflectivité ou soit au contenu en hydrométéore. Il pourrait également être intéressant de tirer bénéfice des informations fournies par les mesures Doppler du radar Rasta, qui renseignent sur la vitesse de chute des hydrométéores et, par conséquent, sur leur taille. Enfin, le radar Rasta sera prochainement modernisé

pour fournir des observations polarimétriques, ce qui sera particulièrement intéressant pour caractériser la forme des hydrométéores au sein des nuages traversés.

Enfin, l'opérateur d'observation peut servir à la validation de champs de PNT à mésoéchelle, par exemple pour étudier le bénéfice apporté par un nouveau schéma microphysique à deux moments. Ceci sera prochainement possible puisqu'un nouveau schéma microphysique à deux moments est en cours d'implémentation dans Arome (Vié et al., 2016, LIMA). Dans ce nouveau schéma, en plus des rapports de mélange, la concentration en nombre (/kg) est également une variable pronostique pour la glace primaire, l'eau liquide nuageuse et la pluie. Ainsi, pour adapter l'opérateur d'observation à LIMA, il sera nécessaire de légèrement modifier les tables de la matrice T pré-calculées afin d'ajouter une dépendance à la concentration en nombre pour ces trois espèces.

Dans la suite, cet opérateur d'observation est utilisé pour assimiler les réflectivités Rasta dans Arome-WMed. En effet, le système d'assimilation variationnel tridimensionnel (3DVar) d'Arome-WMed ingère toutes les trois heures de nombreuses observations (radiosondages, stations automatiques au sol, radar de précipitations, satellite, GPS, etc.). Ces observations sont peu sensibles aux zones nuageuses et peu denses en altitude, en particulier au-dessus de la mer. L'assimilation des données du radar Rasta est donc susceptible d'améliorer les analyses, notamment dans les zones mal couvertes par les autres systèmes d'observation.





# Deuxième partie

## Assimilation de données de radar Doppler à nuages

---

<b>4</b>	<b>Assimilation de données</b>	<b>63</b>
4.1	Principes généraux des différentes méthodes d'assimilation . . . . .	64
4.2	Assimilation de la réflectivité . . . . .	68
4.3	Assimilation de vitesse Doppler mesurée par des radars aéroportés . . .	73
4.4	Synthèse . . . . .	75
<b>5</b>	<b>L'assimilation dans Arome</b>	<b>77</b>
5.1	L'assimilation 3DVar dans Arome . . . . .	77
5.2	Les observations assimilées dans Arome . . . . .	78
5.3	Assimilation des réflectivités radar : méthode 1D+3DVar . . . . .	80
5.4	Assimilation des données de vent mesurées par des radiosondes . . . . .	84
<b>6</b>	<b>Assimilation de profils de vents horizontaux</b>	<b>87</b>
6.1	Résumé de l'article . . . . .	88
6.2	Article . . . . .	88
6.3	Discussion . . . . .	114
<b>7</b>	<b>Assimilation de la réflectivité en bande W</b>	<b>117</b>
7.1	Résumé de l'article . . . . .	117
7.2	Article . . . . .	118
7.3	Discussion . . . . .	153
	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>157</b>
	<b>Glossaire</b>	<b>163</b>

---



## 4 | Assimilation de données

Les modèles de Prévision Numérique du Temps (PNT) permettent de prévoir l'évolution des paramètres atmosphériques caractérisant les phénomènes météorologiques. Le but est de simuler le plus précisément possible l'état futur de l'atmosphère, à partir de la connaissance de son état actuel. Cette prévision est une représentation simplifiée de l'atmosphère, résultant de l'évolution d'un nombre limité de paramètres météorologiques (température, humidité, pression, vent, etc.) sur une grille tridimensionnelle. Les modèles de PNT permettent de décrire l'évolution temporelle de ces variables en résolvant un système d'équations mathématiques qui découle des lois d'évolution physique de l'atmosphère.

Les prévisions des modèles de PNT aux résolutions kilométriques sont fortement conditionnées par la qualité de leurs états initiaux (Ducrocq et al., 2000, Ducrocq et al., 2002). Ces états initiaux sont déterminés par des processus d'assimilation de données qui permettent de déterminer l'état le plus probable de l'atmosphère, appelé analyse, en combinant de manière optimale les observations disponibles avec une estimation de l'état des champs du modèle de PNT, appelée ébauche. Cette dernière correspond usuellement à une prévision numérique à courte échéance, initialisée par l'analyse du cycle précédent. Le but de l'assimilation de données est donc de fournir l'état initial de l'atmosphère le plus précis possible, en combinant une ébauche avec des observations, tout en tenant compte de la confiance apportée à chacune de ces deux sources d'information.

Les modèles de PNT à échelle kilométrique doivent être initialisés par des observations qui ont des échelles spatio-temporelles comparables. Les observations des radars Doppler sont bien adaptées puisqu'ils fournissent des mesures de vent et de réflectivité avec une haute résolution spatiale et temporelle. Ainsi, les observations issues de radars de précipitation au sol sont assimilées opérationnellement dans de nombreux modèles de PNT à échelle kilométrique (Gustafsson et al., 2018) pour initialiser les zones précipitantes. Les zones nuageuses devraient quant à elles bénéficier d'observations (réflectivité et/ou vitesse Doppler) fournies par les radars à nuages pour pouvoir être correctement initialisées. Pourtant, très peu d'études se sont attaquées à leur assimilation dans des modèles de PNT à échelle convective. L'objectif de cette deuxième partie de thèse est donc d'évaluer l'apport de l'assimilation dans le modèle Arome de profils verticaux de réflectivité et de vitesse mesurés par des radars Doppler à nuages, dans le but d'améliorer la prévision des événements fortement précipitants qui affectent régulièrement le bassin méditerranéen.

Dans ce chapitre, les principes généraux des différentes méthodes d'assimilation utilisées dans les modèles de PNT sont d'abord brièvement présentés. Puis, nous

décrivons les différentes méthodes d'assimilation qui ont déjà été employées au sein de la communauté scientifique afin d'assimiler la réflectivité observée par des radars à visée verticale, et qui sont adaptables pour les radars à nuages. Enfin, nous détaillons les méthodes d'assimilation qui ont déjà été utilisées pour assimiler les vitesses Doppler observées par des radars aéroportés.

## Sommaire

---

<b>4.1 Principes généraux des différentes méthodes d'assimilation</b>	<b>64</b>
4.1.1 Assimilation variationnelle . . . . .	65
4.1.2 Filtre de Kalman d'ensemble, EnKF . . . . .	67
4.1.3 EnVar . . . . .	68
<b>4.2 Assimilation de la réflectivité</b> . . . . .	<b>68</b>
4.2.1 Assimilation de la réflectivité par méthodes variationnelles .	69
4.2.2 Assimilation de la réflectivité par méthodes ensemblistes . .	71
<b>4.3 Assimilation de vitesse Doppler mesurée par des radars aéroportés</b> . . . . .	<b>73</b>
<b>4.4 Synthèse</b> . . . . .	<b>75</b>

---

## 4.1 Principes généraux des différentes méthodes d'assimilation

Nous décrivons ici brièvement les principes généraux des différentes méthodes d'assimilation de données utilisées pour estimer l'état le plus probable de l'atmosphère, appelé *analyse*  $x^a$ , en combinant de manière optimale les observations disponibles avec une prévision de l'état des champs du modèle de PNT, appelée *ébauche*  $x^b$ . Une description plus complète des différentes méthodes est donnée par Bannister (2017).

Afin de présenter les différentes méthodes d'assimilation, nous adoptons les notations de Ide et al. (1997) pour les vecteurs :

- $x$  : vecteur d'état de l'atmosphère, constitué d'un nombre limité de paramètres atmosphériques (par exemple : température, humidité, pression de surface et vent), pris aux différents points de grille.
- $x^t$  : vecteur d'état représentant l'atmosphère réelle (inaccessible sauf dans les cas idéalisés).
- $x^a$  : vecteur d'état représentant les champs de l'analyse.
- $x^b$  : vecteur d'état représentant les champs de l'ébauche.
- $y^o$  : vecteur des observations.
- $\epsilon^o = y^o - H(x^t)$  : les erreurs d'observation.
- $\epsilon^b = x^b - x^t$  : les erreurs de l'ébauche.

### 4.1.1 Assimilation variationnelle

#### Principe de l'assimilation variationnelle

L'assimilation variationnelle consiste à trouver un vecteur d'état du modèle, appelé analyse  $x^a$ , qui minimise à la fois la distance aux observations, notées  $y^o$ , et la distance à l'ébauche, notée  $x^b$ , par la minimisation d'une fonction de coût  $J(x)$ . L'analyse est la solution du problème de minimisation de la fonction de coût quadratique  $J(x)$  ci-dessous :

$$J(x) = \overbrace{\frac{1}{2} (x - x^b)^T \mathbf{B}^{-1} (x - x^b)}^{J_b(x)} + \overbrace{\frac{1}{2} (y^o - H[x])^T \mathbf{R}^{-1} (y^o - H[x])}^{J_o(x)} \quad (4.1)$$

$J_b$  est la distance du vecteur d'état  $x$  à l'ébauche  $x^b$ , et  $J_o$  est la distance des observations  $y^o$  à l'équivalent modèle dans l'espace des observations  $H(x)$ .  $H$  est l'opérateur d'observation qui permet de passer de l'espace du modèle à celui des observations. Dans notre cas, il pourrait s'agir de celui qui a été développé et exposé dans le [chapitre 3](#) afin de simuler la réflectivité radar observée à partir des champs du modèle de PNT. Dans l'[Équation 4.1](#), les deux distances  $J_b$  et  $J_o$  sont pondérées par leurs erreurs respectives ( $\mathbf{B}$  et  $\mathbf{R}$ ), ce qui permet de combiner l'ébauche et les observations en tenant compte de la confiance portée à chacune des deux sources d'information. Ainsi, ces erreurs déterminent comment les corrections apportées à l'analyse découlent des différences entre les champs de l'ébauche et les observations assimilées.

La matrice  $\mathbf{B}$  correspond à la matrice de covariance des erreurs d'ébauche ( $\mathbf{B} = E(\epsilon^b \epsilon^{bT})$ ). Les covariances d'erreur de l'ébauche représentent les erreurs sur l'ébauche, c'est-à-dire l'écart entre les champs prévus par le modèle de PNT et l'atmosphère réelle.  $\mathbf{B}$  est une matrice carrée de même dimension que l'espace modèle, dont les termes diagonaux sont les variances des erreurs d'ébauche, notées  $\sigma_b$ . La détermination de la matrice  $\mathbf{B}$  est essentielle en assimilation de données. En effet, elle permet de propager spatialement la portée d'une observation autour de sa localisation. De plus, elle permet d'assurer qu'une observation portant sur une variable du modèle (par exemple la pression), produise également des incréments d'analyse cohérents et équilibrés avec d'autres variables (par exemple sur les champs de vent et d'humidité).

$\mathbf{R}$  est la matrice de covariance des erreurs d'observation ( $\mathbf{R} = E(\epsilon^o \epsilon^{oT})$ ). Les covariances d'erreur d'observation contiennent des informations sur les erreurs relatives au traitement des observations, aux incertitudes sur l'opérateur d'observation utilisé pour comparer les observations aux champs du modèle et aux erreurs de représentativité. Ces dernières sont dues d'une part à la représentation discrétisée de l'atmosphère réelle, qui empêche  $x_t$  d'être une représentation parfaite de la réalité, et d'autre part du fait, qu'en télé-détection par exemple, les observations ne sont pas ponctuelles mais représentatives d'un volume donné. Les termes diagonaux de la matrice  $\mathbf{R}$  correspondent aux variances des erreurs d'observation et sont notées  $\sigma_o$ . Usuellement, la matrice  $\mathbf{R}$  est diagonale, ce qui suppose que les corrélations d'erreurs d'observation soient nulles. Cette hypothèse est particulièrement vraie pour des mesures effectuées par des instruments différents, et qui ont donc des erreurs physiques indépendantes.

En revanche, cette hypothèse peut être problématique pour des observations très proches les unes des autres et observées par un même instrument. Ainsi, supposer la matrice  $\mathbf{R}$  comme étant diagonale a des répercussions à la fois sur le traitement des observations, mais aussi sur  $\sigma_o$ . En effet, Bormann et al. (2003) ont mis en avant que, pour avoir des hypothèses satisfaisantes sur les erreurs d'observation, il est nécessaire d'effectuer un écrémage des observations (*thinning* en anglais) et d'augmenter la variance d'erreur associée.

La minimisation n'est optimale que sous certaines hypothèses :

1. **Les erreurs d'observation et d'ébauche sont supposées être non-biaisées** :  $E(\epsilon^o) = 0$  et  $E(\epsilon^b) = 0$
2. **Les erreurs d'observation et d'ébauche doivent être non-corrélées** :  $E(\epsilon^b \epsilon^{oT}) = E(\epsilon^o \epsilon^{bT}) = 0$
3. **Les erreurs d'observation et d'ébauche ne sont pas nulles**. En effet, le cas contraire supposerait que l'ébauche et les observations puissent représenter certains aspects de la réalité de manière parfaite. C'est pourquoi, les matrices  $\mathbf{B}$  et  $\mathbf{R}$  sont des matrices définies positives.
4. **L'opérateur d'observation  $H$  doit pouvoir être linéarisé au voisinage de l'ébauche**. Cette version linéarisée est appelée tangent linéaire  $\mathbf{H}$  et s'exprime, pour tout  $x$  suffisamment proche de  $x^b$ , comme la différentielle de  $H$  en  $x^b$  :

$$H(x) = H(x^b) + \mathbf{H} \cdot (x - x^b) \quad (4.2)$$

Cependant, cette hypothèse n'est pas toujours vérifiée, notamment pour les processus non-linéaires, ce qui peut entraîner la non-optimalité de la solution (le minimum trouvé ne correspond pas au minimum global de la fonction de coût).

La minimisation de la fonction de coût est plus généralement abordée sous la formulation incrémentale de Courtier et al. (1994). En effet, en remplaçant la linéarisation de  $H$  de l'Équation 4.2 dans Équation 4.1, et en définissant l'incrément  $\delta_x$  par  $\delta_x = x - x^b$ , et l'innovation  $d$  (ou écart au guess) par,  $d = y^o - H(x^b)$ , on obtient la formulation incrémentale de la fonction de coût :

$$J(\delta_x) = \frac{1}{2} (\delta_x)^T \mathbf{B}^{-1} (\delta_x) + \frac{1}{2} (\mathbf{H} \cdot \delta_x - d)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \cdot \delta_x - d) \quad (4.3)$$

Dans cette approche incrémentale, on ne cherche plus le vecteur d'état  $x^a$  qui minimise  $J(x)$ , mais l'incrément  $x^a - x^b$  par rapport à l'ébauche qui minimise la fonction de coût ainsi modifiée. Par conséquent, on travaille sur la variation à ajouter aux champs de l'ébauche pour obtenir l'analyse. Ainsi, la minimisation est effectuée dans un sous-espace de dimension plus petite que celle du modèle. L'incrément minimisant la fonction de coût est recherché sur un nombre réduit de variables du modèle, ce qui permet de réduire le coût de calcul. Le vecteur incrément par rapport à l'ébauche  $\delta_x$  est appelé « vecteur de contrôle ».

Les méthodes d'assimilation variationnelles sont employées dans de nombreux centres opérationnels tels que le JMA, le Met-Office et Météo-France (Gustafsson et

al., 2018). Ces méthodes permettent d'assimiler n'importe quel type d'observation sous réserve d'avoir préalablement défini un opérateur d'observation  $H$  faiblement non-linéaire, qui permet de relier les observations aux variables de contrôle du modèle. La minimisation de la fonction de coût peut être réalisée sous diverses formes, qui dépendent du nombre souhaité de dimensions (spatiales et temporelles).

### Assimilation tri-dimensionnelle (3DVar)

Dans le 3DVar, la dimension temporelle est négligée. On définit plutôt une fenêtre temporelle d'assimilation qui est centrée autour de l'heure d'analyse. Toutes les observations appartenant à cette fenêtre sont regroupées à l'instant où est effectuée l'analyse, en les considérant comme valides à l'heure d'analyse. C'est une méthode relativement peu coûteuse en temps de calcul.

Le 3DVar (Courtier et al., 1998, 3DVar pour « 3Dimensional VARiational assimilation ») consiste ainsi à rechercher, dans un cadre tri-dimensionnel, une solution au problème variationnel par des méthodes itératives, dites « de descente ». Ces méthodes itératives reposent sur l'évaluation à chaque itération de la fonction de coût  $J(\delta_x)$  ainsi que de son gradient  $\nabla J(\delta_x) = \mathbf{B}^{-1}\delta_x + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H} \cdot \delta_x - d)$ . Le gradient de la fonction de coût est évalué par la technique de l'adjoint selon Talagrand et Courtier (1987).

### Assimilation quadri-dimensionnelle (4DVar)

La méthode d'assimilation variationnelle quadri-dimensionnelle (4DVar) est l'extension temporelle du 3DVar. Dans le 4DVar, on ne vise plus à obtenir l'état optimal à un instant  $t$ , mais la trajectoire optimale qui s'ajuste au mieux aux observations sur une fenêtre de temps donnée. Ainsi, les observations sont assimilées sur une fenêtre temporelle plutôt que seulement à l'instant  $t$  de l'analyse, comme c'est le cas pour le 3DVar. La solution est recherchée par une méthode similaire à celle du 3DVar, à l'exception que la dimension temporelle est également prise en compte dans l'opérateur d'observation  $H$ . De plus, elle requiert le calcul des modèles adjoints et tangent-linéaires, ce qui peut devenir complexe pour les processus non-linéaires tels que ceux représentés dans les paramétrisations microphysiques. Enfin, contrairement au 3DVar, le 4DVar est une méthode très coûteuse en temps de calcul, car elle nécessite, entre autres, l'intégration du modèle sur la fenêtre d'assimilation.

#### 4.1.2 Filtre de Kalman d'ensemble, EnKF

Le filtre de Kalman d'ensemble (EnKF) a été proposé pour la première fois par Evensen (1994), puis revu par Evensen (2003). C'est une approximation de type Monte Carlo. En reprenant les notations introduites précédemment, il est possible d'exprimer l'analyse optimale  $x^a$  en fonction de l'ébauche  $x^b$  et des observations  $y^o$  :

$$x^a = x^b + K (y^o - H(x^b)) \quad (4.4)$$

où  $K$  est la matrice de gain de Kalman qui se définit ainsi :

$$K = \mathbf{B}\mathbf{H}^T (\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (4.5)$$

Dans l'EnKF, la matrice  $\mathbf{B}$  est estimée à partir d'un ensemble de prévisions à courte échéance. Cette méthode présente donc l'avantage de pouvoir mettre à jour les covariances d'erreur de l'ébauche et de l'analyse, en tenant compte de l'écoulement. Ainsi, au contraire des méthodes variationnelles où les matrices de covariances d'erreur de l'ébauche sont climatologiques, dans l'EnKF elles sont propagées explicitement à chaque cycle d'assimilation. De plus, contrairement au 4DVar, l'EnKF ne requiert pas la linéarité du modèle. Ainsi, cette méthode ne nécessite pas la linéarisation du modèle. Enfin, l'EnKF est applicable pour des observations dont l'opérateur d'observation est non-linéaire puisqu'il ne requiert pas de linéariser l'opérateur d'observation. En effet, dans l'Équation 4.5, des approximations de  $\mathbf{B}H^T$  et de  $HBH^T$  sont obtenues à partir de l'ensemble de prévisions (Houtekamer et Zhang, 2016). Ainsi, l'EnKF permet d'assimiler des observations indirectes qui sont liées aux variables d'état au travers d'opérateurs d'observation très complexes et non-linéaires, comme par exemple ceux utilisés pour simuler la réflectivité des radars à nuages. L'EnKF est conçu pour produire un ensemble d'analyses, qui contiendra également des informations sur les statistiques d'erreur d'analyse, et qui peut être utilisé pour produire les analyses du cycle suivant. En revanche, un inconvénient majeur de cette méthode est qu'elle nécessite un ensemble de prévisions de taille importante pour réduire le problème d'erreur d'échantillonnage lors de l'estimation de la matrice  $\mathbf{B}$ . Toutefois, il existe des techniques de localisation pour réduire ce problème (Houtekamer et Zhang, 2016).

### 4.1.3 EnVar

La principale différence entre les systèmes d'assimilation variationnels et ensemblistes est liée à la manière dont sont estimées les covariances d'erreur de prévision. Dans le 3DVar, elles sont climatologiques, et donc indépendantes de la situation météorologique. Au contraire, les versions ensemblistes utilisent des approximations des covariances d'erreur échantillonnées à partir d'un ensemble de prévisions lancées en parallèle, ce qui permet notamment d'optimiser l'utilisation des observations. En effet, des poids plus importants leur seront attribués si l'ensemble est fortement dispersif, ce qui est significatif d'une incertitude sur la prévision du modèle.

Dans les méthodes En3/4DVar, la matrice  $\mathbf{B}$  estimée par un ensemble de prévisions est ensuite utilisée dans le système d'assimilation variationnel (Bannister, 2017). Les méthodes variationnelles sont sous-optimales en raison d'une matrice de covariance des erreurs de prévision statique, et l'EnKF est sous optimal à cause des problèmes d'échantillonnage lors de l'estimation de la matrice  $\mathbf{B}$ . C'est pourquoi, des méthodes d'assimilation hybrides ont été développées pour accentuer les meilleures caractéristiques de chacune de ces sources d'information sur l'estimation des erreurs de prévision. La matrice  $\mathbf{B}$  correspond alors à une combinaison linéaire d'une matrice climatologique et d'une matrice estimée par un ensemble (Desroziers et al., 2014).

## 4.2 Assimilation de la réflectivité mesurée par des radars à visée verticale

Il existe des approches physiques qui permettent d'assimiler à moindre coût les réflectivités dans les modèles de PNT. *L'initialisation physique (PI)* (par exemple Krishnamurti et al., 2007) consiste à ajuster les profils verticaux de température et/ou



d'humidité afin que ceux-ci reproduisent les taux de précipitations estimés à partir d'observations radar. De même, le *Latent Heat Nudging* (Macpherson, 2001, Stephan et al., 2008) consiste à ajuster le profil de flux de chaleur latente du modèle à partir des écarts entre les taux de précipitations prévus dans l'ébauche et ceux qui sont estimés par radars. Cependant, l'initialisation physique et le Latent Heat Nudging nécessitent l'utilisation d'une loi reliant la réflectivité aux taux de précipitations (loi Z–R), qui est entachée d'importantes incertitudes. De plus, ces deux méthodes ne permettent pas de bénéficier de l'information apportée sur la verticale par les radars à visée verticale. Enfin, elles ne sont pas adaptées aux radars à nuages puisque ceux-ci sont fortement atténués par les précipitations. *La méthode de l'analyse nuageuse* (Zhang et al., 1998, Hu et al., 2006) initialise les contenus en hydrométéore  $M$  à partir de la réflectivité radar  $Z$ , par le biais d'une relation Z–M. Cependant, il n'est pas possible de discriminer les différents types d'hydrométéores à partir de seulement la valeur de réflectivité. Ainsi, bien qu'elles soient très peu coûteuses numériquement, ces approches physiques ne sont pas adaptées à l'assimilation de la réflectivité observée par des radars à nuages à visée verticale.

Nous présentons ici les différentes études effectuées au sein de la communauté scientifique afin d'évaluer l'apport de l'assimilation de radars à visée verticale dans des modèles de PNT, et qui sont adaptables aux radars à nuages.

### 4.2.1 Assimilation de la réflectivité par méthodes variationnelles

Des expériences d'assimilation directe de profils de réflectivité observés par un radar à nuages opérant en bande Ka du programme ARM ont été effectuées par Lopez et al. (2006) par le biais d'une méthode variationnelle 2DVar (la deuxième dimension étant la dimension temporelle) avec une fenêtre d'assimilation de 12 h. Lopez et al. (2006) ont montré qu'assimiler des séquences temporelles de profils verticaux de réflectivité à des pas de temps de 30 minutes peut s'avérer problématique en raison de la trop forte variabilité des écarts entre les observations et les équivalents-modèles sur ces échelles de temps. En revanche, une convergence adéquate de la minimisation peut être atteinte si un profil de réflectivité moyenné sur la fenêtre d'assimilation est assimilé. En outre, dans l'étude de Lopez et al. (2006), la convection est paramétrisée alors que nous nous intéressons ici aux modèles à échelle kilométrique, pour lesquels la convection profonde est explicitement résolue.

Afin d'évaluer l'impact de l'assimilation de profils verticaux de réflectivité, Benedetti et al. (2005) ont assimilé des observations mesurées par le radar opérant en bande Ku à bord du satellite TRMM dans le modèle global IFS (environ 40 km de résolution). Pour cela, une méthode d'assimilation en deux temps a été employée dans laquelle les réflectivités sont d'abord inversées en profils de température et d'humidité spécifique à l'aide d'une méthode variationnelle uni-dimensionnelle (1DVar). L'eau précipitable (en anglais *Total Column Water Vapor*, *TCWV*) est ensuite restituée avant d'être assimilée en tant que pseudo-observation dans le système variationnel quadri-dimensionnel (4DVar) de IFS. Par rapport à une assimilation directe de profils de réflectivité dans le 4DVar, cette technique d'assimilation en deux temps présente l'avantage d'assurer une meilleure convergence. Plusieurs études de cas ont été menées afin d'évaluer la faisabilité et l'efficacité de l'assimilation des profils de réflectivité lors

de la première étape 1DVar. Les résultats montrent un bon comportement du système 1DVar en termes de convergence et de stabilité. Les résultats indiquent également que cette méthode d'assimilation permet d'améliorer les champs d'humidité, de vent et de pression de surface analysés et prévus. Ainsi, Benedetti et al. (2005) ont mis en avant que les radars à visée verticale peuvent fournir des informations indirectes précieuses sur les champs d'humidité, qui peuvent ensuite être assimilées efficacement pour améliorer la prévision des perturbations tropicales. En revanche, Benedetti et al. (2005) reconnaissent que le désavantage de cette méthode est de sous-exploiter les informations verticales contenues dans les profils de réflectivité, puisque c'est un contenu intégré sur la colonne qui est assimilé comme pseudo-observation dans le système d'assimilation 4DVar.

Afin d'évaluer l'impact de l'assimilation du CloudSat/CPR en bande W dans le modèle global IFS, Janisková et al. (2012) ont aussi utilisé une technique combinant une méthode d'assimilation variationnelle uni-dimensionnelle (1DVar), suivie par une méthode d'assimilation variationnelle quadri-dimensionnelle (4DVar). Cette méthode d'assimilation indirecte avait déjà été employée avec succès pour assimiler des observations de taux de précipitations (Marécal et Mahfouf, 2002) ou pour assimiler des température de brillance dans des zones de ciel clair (Gérard et Saunders, 1999). Dans la technique d'assimilation utilisée par Janisková et al. (2012), les profils de réflectivité sont d'abord inversés, via le 1DVar, en profils de température et d'humidité spécifique, qui sont ensuite assimilés en tant que profils de pseudo-observation dans le système d'assimilation 4DVar du modèle IFS avec une fenêtre d'assimilation de 12 heures. Pour tirer pleinement bénéfice de la réflectivité observée en bande W dans les zones nuageuses, Janisková (2015) a amélioré la méthode d'assimilation par l'ajout, entre autres, d'une procédure de correction de biais qui dépend de l'altitude et de la température. L'opérateur d'observation de Di Michele et al. (2012) est utilisé afin de simuler les observations du CloudSat/CPR à partir des champs du modèle IFS. Les résultats suggèrent un léger impact positif sur les prévisions, à condition d'avoir préalablement appliqué un contrôle de qualité et une correction de biais aux observations, et d'avoir spécifié des erreurs d'observation appropriées. Toutefois, ces conclusions doivent être prises avec réserve puisque les expériences d'assimilation ont seulement été menées sur un cas d'étude (26–27 janvier 2007). De plus, les expériences d'assimilation ont uniquement été menées sur mer, et en excluant les cas de convection intense. En effet, la réflectivité mesurée par les radars satellitaires en bande W est particulièrement affectée par les effets de diffusion multiple, en particulier lors des événements fortement convectifs qui sont à l'origine de fortes précipitations (Bouniol et al., 2008, Battaglia et al., 2010). L'opérateur d'observation utilisé n'étant pas capable de simuler ces effets, les zones de convection intense ont par conséquent été exclues du processus d'assimilation.

Des profils verticaux de réflectivités observés par le CloudSat/CPR ont également été assimilés par Storto et Tveter (2009) par le biais d'une méthode en deux étapes consistant en une analyse bayésienne uni-dimensionnelle, suivie par une assimilation variationnelle dans le système d'assimilation 3DVar d'Aladin (Fischer et al., 2005). Dans la première étape, les réflectivités en bande W sont d'abord converties en fractions nuageuses, qui sont ensuite inversées en profils d'humidité relative par le biais d'un algorithme bayésien. Puis, dans la seconde étape, les profils d'humidité

relative ainsi restitués sont directement assimilés en tant que pseudo-observations d’humidité relative dans le 3DVar d’Aladin. Cette méthode d’assimilation permet également d’assimiler des observations en zones de ciel clair. Par ailleurs, elle présente l’avantage de pouvoir être adaptée à tout type d’observations sensibles aux variables nuageuses. En revanche, elle présente l’inconvénient de devoir préalablement convertir la réflectivité en une variable intermédiaire (la fraction nuageuse). Les résultats des expériences d’assimilation montrent une amélioration en moyenne troposphère de la température et de l’humidité relative, et des paramètres dynamiques (vent et géopotential). En revanche, les résultats indiquent un impact négatif en basse troposphère. Enfin, Storto et Tveter (2009) montrent que, malgré la faible quantité d’observations assimilées, l’impact des pseudo-observations d’humidité relative est plus important dans les zones mal couvertes par les réseaux d’observations classiquement assimilées, comme par exemple au dessus des océans. Toutefois, Storto et Tveter (2009) n’ont pas réussi à identifier un cas d’étude pour lequel les pseudo-observations d’humidité ont eu un impact significatif sur l’analyse et la prévision. Ils expliquent ce manque d’impact par le fait que les modifications sur les champs d’humidité se dissipent rapidement.

Enfin, les profils verticaux de réflectivité observés par les radars spatiaux du DPR sont assimilés opérationnellement dans le modèle à échelle convective JMA-NHM par le service météorologique japonais en utilisant la méthode « 1D+3/4DVar » de Caumont et al. (2010). C’est une méthode en deux étapes dans laquelle des profils de réflectivité sont d’abord inversés en profils d’humidité relative, via une inversion bayésienne uni-dimensionnelle (1D), puis ces profils sont ensuite à leur tour assimilés dans le système d’assimilation 4DVar du modèle JMA-NHM. C’est une méthode similaire à celle de Storto et Tveter (2009), à l’exception du fait que les profils de réflectivité sont directement convertis en pseudo-observations d’humidité relative. À l’origine, la méthode d’inversion bayésienne 1D avait été développée pour assimiler les réflectivités mesurées par les radars de précipitation au sol dans le système d’assimilation 3DVar d’Arome (Caumont et al., 2010, Wattrelot et al., 2014). Cette méthode est capable d’humidifier une colonne sèche lorsqu’un profil nuageux est observé par le radar, et d’assécher une colonne humide lorsqu’un profil de ciel clair est observé. La base de données employée dans la méthode de restitution bayésienne est constituée de profils issus de l’ébauche du modèle au voisinage du profil radar observé. Se positionner au voisinage du profil radar observé dans l’ébauche permet de construire une base de données cohérente entre le paramètre à restituer (ici l’humidité relative) et le paramètre observé (ici la réflectivité) qui soit dépendante de la situation météorologique. Par ailleurs, cette méthode se base sur les écarts de réflectivité entre des profils verticaux observés et des profils verticaux simulés. Par conséquent, elle est particulièrement bien adaptée pour des radars à visée verticale.

### 4.2.2 Assimilation de la réflectivité par méthodes ensemblistes

Okamoto et al. (2016) ont effectué une assimilation directe des réflectivités observées par les deux radars du DPR, embarqués à bord du satellite GPM (Hou et al., 2014), dans le modèle JMA-NHM à une résolution horizontale de 5 km pour 50 niveaux verticaux. Pour cela, ils ont employé un système d’assimilation basé sur

un ensemble variationnel (EnVar) qui utilise un ensemble de covariances d'erreur avec une correction d'erreur de déplacement (Aonashi et Eito, 2011). Okamoto et al. (2016) ont évalué l'impact, séparément ou en combinaison, de l'assimilation du radar opérant en bande Ku, qui est plutôt sensible aux précipitations, du radar en bande Ka, qui a une meilleure sensibilité aux zones nuageuses, et de l'imageur micro-onde GMI, qui possède une plus grande couverture spatiale mais qui renseigne seulement sur une information intégrée sur la verticale avec une résolution horizontale plus lâche. Le *Joint-Simulator* de Hashino et al. (2013) a été utilisé comme opérateur d'observation. L'apport de l'assimilation de ces observations a été évalué pour améliorer la prévision du typhon Halong de 2014. Préalablement à l'assimilation de la réflectivité, un contrôle de qualité est appliqué. En particulier, les réflectivités observées dans et au-dessus de la bande brillante sont toutes rejetées en raison des biais du modèle existant dans les zones nuageuses et de l'incapacité de l'opérateur d'observation à simuler la bande brillante. Ce contrôle de qualité restrictif était motivé par le fait qu'assimiler des données biaisées peut entraîner une augmentation du temps de mise à l'équilibre des différents champs du modèle (appelé spin up) et une dégradation des prévisions. Ainsi, bien que le radar en bande Ka fournisse de meilleures informations sur les hydrométéores glacés que le radar en bande Ku, la procédure de contrôle de qualité excluant toutes les réflectivités dans les régions de glace a entraîné une nette sous-exploitation des réflectivités observées par le radar à nuages en bande Ka. Okamoto et al. (2016) reconnaissent qu'il serait certainement plus judicieux d'appliquer une correction de biais, de la même manière que Janisková (2015), afin de tirer davantage bénéfice des observations fournies par le radar en bande Ka. Alors que l'assimilation du GMI a des impacts importants sur plusieurs variables de contrôle (température potentielle, variables nuageuses et pluie), l'assimilation de la réflectivité (en bande Ku et/ou Ka) a seulement permis d'apporter une fine correction du rapport de mélange en pluie et de la vitesse verticale analysés. Ces impacts différents peuvent tout d'abord s'expliquer par les caractéristiques physiques des observations assimilées. En effet, le GMI a une couverture spatiale bien plus importante que le DPR, qui a en revanche une résolution spatiale bien plus fine. De plus, le GMI est plus sensible aux différentes variables nuageuses que ne le sont les réflectivités radars assimilées. En effet, la réflectivité en bande Ku est peu sensible aux variables nuageuses, et le contrôle de qualité a rejeté toutes les observations du radar en bande Ka dans et au-dessus de la bande brillante (donc dans les zones nuageuses). En revanche, Okamoto et al. (2016) ont mis en avant l'apport d'utiliser les observations mesurées par le GMI combinées aux mesures actives des radars Ku et/ou Ka, en particulier pour mieux prévoir la trajectoire du typhon Halong.

Une approche en deux étapes a été employée par Lee et al. (2018) pour assimiler des profils de réflectivité observés par le DPR dans le modèle de PNT *Weather Research and Forecast (WRF)* (résolution horizontale égale à 3 km). La première étape consiste en une inversion bayésienne d'un profil de réflectivité observé, en flux de chaleur (Latent Heating (LH)), et en profils verticaux de vitesse verticale (VV) et de contenu en hydrométéore (HYDRO). Pour mener à bien cette restitution, une base de données a été créée à partir de dix prévisions de cyclones par le modèle (WRF), ce dernier étant également utilisé pour les expériences d'assimilation. Utiliser comme base de données des prévisions du modèle permet de garder une cohérence entre les profils restitués et le schéma microphysique du modèle de PNT utilisé.

Cette base de données associe aux trois variables (VV, HYDRO et LH) un profil de réflectivité simulé à partir du vecteur d'état de la colonne météorologique correspondante. Ces trois variables sont restituées par la méthode des moindres carrés : elles correspondent à celles pour lesquelles l'écart quadratique moyen est minimisé entre la colonne de réflectivité simulée et celle qui est observée. Dans la seconde étape de l'algorithme, ces restitutions sont injectées dans le système d'assimilation *Maximum Likelihood, Ensemble filter (MLEF)* (Zupanski, 2005). Les résultats des expériences d'assimilation indiquent que les restitutions de LH et VV sont capables d'améliorer la trajectoire des deux cyclones observés. Par ailleurs, l'algorithme ne fonctionne qu'en cas de ciel nuageux, et ne sera donc pas capable d'assécher des zones du modèle qui le nécessitent. De plus, la connaissance sur le type de système précipitant (stratiforme/convectif) est nécessaire afin de contraindre l'algorithme de restitution. Enfin, Lee et al. (2018) mettent en avant la nécessité de définir les paramètres qui ont le plus d'impact dans les systèmes d'assimilation, afin de déterminer ceux qui sont les plus pertinents à restituer à partir d'un profil de réflectivité.

### 4.3 Assimilation de vitesse Doppler mesurée par des radars aéroportés

Deux types d'approches peuvent être utilisées pour assimiler les vitesses radiales dans les modèles de PNT. *L'approche directe* est celle qui est la plus couramment utilisée, notamment pour assimiler les radars Doppler de précipitation au sol dans les systèmes d'assimilation opérationnels (Montmerle et Faccani, 2009, Simonin et al., 2014). Pour cela, un opérateur d'observation, du type de celui de Caumont et Ducrocq (2008), est utilisé afin de simuler les vitesses radiales à partir des variables de contrôle du modèle de PNT. Cependant, cette approche est contrainte par les défauts des méthodes d'assimilation utilisées. Par exemple, dans les systèmes d'assimilation variationnels, l'opérateur d'observation doit être linéarisé. Dans *l'approche indirecte*, les composantes zonale et méridienne du champ de vent sont restituées à partir de mesures de vitesses radiales issues d'angles de visée non-colinéaires. Les composantes zonale et méridienne ainsi restituées sont directement reliées aux variables de contrôle des systèmes d'assimilation opérationnels (par ex : vorticité et divergence), ce qui facilite leur assimilation. En effet, il n'est plus nécessaire d'employer un opérateur d'observation spécifique. En revanche, les approches indirectes nécessitent l'utilisation d'un radar doté d'une configuration particulière, par exemple d'un système multi-antennes (Bousquet et al., 2016), ou de la spécification de contraintes supplémentaires, comme par exemple sur l'équation de continuité (Gao et al., 1999). Ces deux approches directe et indirecte ont été testées par Li et al. (2014) afin d'évaluer l'apport des données du radar Doppler aéroporté Eldorado<sup>1</sup> dans le modèle de PNT WRF (4 km de résolution), dans le but d'améliorer la prévision du typhon Nuri (2008). Ils montrent que la méthode qui consiste à assimiler directement les vitesses radiales dans le 4DVar est celle qui permet de mieux prévoir en intensité les précipitations. En revanche, l'assimilation des champs de vents horizontaux restitués permet d'améliorer davantage la prévision de la trajectoire du cyclone. En effet, bien que les champs de vents horizontaux soient restitués à partir des vitesses radiales

---

1. Electra Doppler Radar

assimilées dans la première méthode directe, la méthode de restitution est contrainte par l'équation de continuité sous la forme anélastique. Cette contrainte permet de garder une cohérence entre les champs horizontaux restitués et la vitesse verticale, et de filtrer certains signaux de petites échelles. Par ailleurs, Li et al. (2014) ont effectué une troisième expérience dans laquelle les vitesses radiales ont été assimilées conjointement aux champs de vents restitués. Cette dernière approche a conduit à une amélioration des prévisions en termes d'intensité et de trajectoire, à condition que les vitesses radiales soient assimilées avant les vents horizontaux restitués.

De nombreuses études ont montré que l'assimilation de données de radars Doppler aéroportés dans des modèles de PNT permet d'améliorer la prévision des systèmes convectifs intenses (Pu et al., 2009, Xiao et al., 2009, Zhang et al., 2012, Li et al., 2014). Cette amélioration est notamment due à la haute résolution spatiale et temporelle des observations mesurées par les radars aéroportés. Dans ces études, différents types de systèmes d'assimilation ont été employés. Par exemple, Li et al. (2014) ont montré qu'un système d'assimilation 4DVar permet de tirer parti de l'assimilation d'observations à plusieurs reprises, en particulier pour s'adapter aux évolutions rapides du cyclone étudié. Cependant, les systèmes 4DVar sont coûteux numériquement et nécessitent le calcul des adjoints et tangent-linéaires associés, entre autres, aux processus microphysiques. En utilisant le système d'assimilation 3DVar de WRF, qui permet de s'affranchir de la difficulté de la linéarisation des modèles adjoints et tangent-linéaires, Pu et al. (2009) ont montré que l'assimilation de vents horizontaux (composantes zonale et méridienne), restitués à partir de radars Doppler aéroportés, permet d'améliorer considérablement en intensité les prévisions de précipitations de l'ouragan Dennis. Toutefois, les méthodes variationnelles 3DVar et 4DVar présentent le désavantage de devoir préalablement spécifier une matrice de covariance des erreurs de prévision  $\mathbf{B}$  statique. Les méthodes basées sur le filtre de Kalman d'ensemble (EnKF) permettent de remédier à cette contrainte. Ainsi, Weng et Zhang (2012) ont mis en avant l'impact positif apporté par l'assimilation de vitesses radiales observées par radars aéroportés en utilisant l'EnKF. Néanmoins, ces résultats sont à confirmer puisque l'étude de Weng et Zhang (2012) a seulement été effectuée sur un cas d'étude et en enlevant toutes les observations classiquement assimilées dans le processus d'assimilation. Ainsi, cette étude ne permet pas d'évaluer l'apport de ce type de données dans un contexte opérationnel. Par ailleurs, Weng et Zhang (2012) questionnent le nombre minimum de membres requis dans l'ensemble pour prévoir les systèmes convectifs intenses, tels que les ouragans. En effet, un nombre trop faible pose des problèmes d'échantillonnage lors de l'estimation de la matrice  $\mathbf{B}$ , et un nombre trop important est trop coûteux numériquement, notamment pour les modèles de PNT aux résolutions kilométriques.

Par ailleurs, Zhang et al. (2012) ont examiné l'influence du contrôle de qualité qui est préalablement appliqué aux observations de radars aéroportés, avant d'être injectées dans le système d'assimilation. Pour cela, Zhang et al. (2012) ont utilisé le système 3DVar de WRF, et ont évalué l'impact du contrôle de qualité des données collectées en bande X par le radar Eldorado, embarqué à bord de l'avion de recherche NRLP-3<sup>2</sup> sur la prévision du typhon Jangmi, qui a eu lieu sur le Nord-ouest de l'océan pacifique en 2008. Les résultats indiquent que la qualité des données radar

---

2. Naval Research Laboratory's P-3

conditionne les prévisions, notamment en termes de trajectoire, d'intensité et de structure des précipitations. De plus, Zhang et al. (2012) mettent en avant la nécessité d'effectuer un compromis entre un contrôle de qualité trop restrictif, qui limite le nombre de données assimilées à celles qui sont indéniablement de bonne qualité, et un contrôle de qualité un peu plus lâche, mais qui permet d'avoir une couverture spatiale plus étendue. En particulier, ils indiquent que le compromis à effectuer est fonction des motivations : les données de meilleure qualité permettent d'améliorer les prévisions en intensité, alors que des données de qualité inférieure, mais permettant d'avoir une couverture spatiale plus étendue, sont plus utiles pour prévoir avec précision la trajectoire de cyclone étudié.

Enfin, certaines études se sont penchées sur l'impact de l'assimilation conjointe d'observations de réflectivité et de vitesse Doppler mesurées par des radars Doppler aéroportés. Pu et al. (2009) ont mis en avant que l'assimilation conjointe a conduit à une amélioration des prévisions en intensité de l'ouragan Dennis. Toutefois, les résultats indiquent que les vents horizontaux ont un impact bien plus fort que la réflectivité, probablement en raison du schéma microphysique utilisé qui prend seulement en compte les processus chauds et qui ignore les processus glacés. Cette conclusion corrobore les résultats des études de Zhao et Jin (2008) et de Zhang et al. (2012). De plus, Zhang et al. (2012) expliquent l'impact moins significatif de la réflectivité par le fait que, bien qu'elle soit fortement atténuée par la pluie en bande X, l'effet de l'atténuation a pourtant été négligé dans l'algorithme de contrôle de qualité, conduisant à rejeter un plus grand nombre d'observations.

Ainsi, de nombreuses études ont démontré l'apport positif de l'assimilation de données mesurées par des radars Doppler aéroportés sur la prévision des cyclones tropicaux. Toutefois, ce type d'évaluation n'a jamais été effectué pour la prévision des événements fortement précipitants qui affectent régulièrement le pourtour méditerranéen. De plus, la plupart de ces études a été effectuée avec des radars aéroportés à visée latérale (angles d'élévation  $\leq 70^\circ$ ) et opérant à des fréquences bien plus basses (bande X ou S) que celles qui sont sensibles aux zones nuageuses (bande W ou bande Ka).

## 4.4 Synthèse

Bien que les données de radars à nuages soient prometteuses en assimilation de données, très peu d'études se sont intéressées à leur assimilation dans des modèles de PNT à échelle convective. Les techniques d'assimilation variationnelle classiques sont difficiles à mettre en place. En effet, la linéarisation de l'opérateur d'observation est particulièrement problématique pour les réflectivités, et il est nécessaire de rajouter les hydrométéores dans les variables de contrôle du modèle, ce qui implique de devoir estimer la matrice des covariances d'erreur de prévision associée. Les méthodes hybrides permettent de s'affranchir de ces problèmes, mais sont bien plus coûteuses en temps de calcul. De plus, la seule étude utilisant cette méthode n'a pas tiré pleinement profit des réflectivités observées par le radar en bande Ka du DPR de GPM, puisque toutes les observations ont été rejetées dans les zones nuageuses en raison des biais du modèle existants (Okamoto et al., 2016).

Pour s'affranchir de ces problèmes, plusieurs études ont employé des méthodes indirectes (Storto et Tveter, 2009, Janisková et al., 2012, Janisková, 2015), dans lesquelles les profils de réflectivité sont d'abord inversés en pseudo-observations plus proches des variables de contrôle du modèle de PNT, qui sont ensuite assimilées à leur tour dans le système d'assimilation variationnel du modèle. La plupart d'entre elles ont utilisé les données du Cloud Profiling Radar à bord du satellite CloudSat (Stephens, 2005), et avec des modèles de PNT à des résolutions horizontales supérieures à 10 km. Les résultats ont permis de mettre en avant un impact positif sur les prévisions, à condition d'avoir préalablement appliqué un contrôle de qualité et une correction de biais, et d'avoir spécifié des erreurs d'observation appropriées (Janisková et al., 2012, Janisková, 2015). En revanche, l'impact de l'assimilation de la réflectivité observée par un radar à nuages dans un modèle à échelle convective ( $\leq 3$  km) n'a jamais été évalué à ma connaissance. La méthode d'assimilation 1D+3DVar (Caumont et al., 2010, Wattrelot et al., 2014), utilisée opérationnellement pour assimiler les radars de précipitation au sol dans les modèles de PNT à échelle convective français et japonais, est particulièrement bien adaptée aux radars à visée verticale. Ainsi, le premier objectif de cette seconde partie est d'adapter cette méthode à la réflectivité observée par un radar à nuages à visée verticale, et d'évaluer le bénéfice de cette assimilation sur la prévision des événements fortement précipitants qui affectent régulièrement le bassin méditerranéen.

Les radars Doppler aéroportés fournissent également des informations précieuses sur la dynamique des nuages traversés. Plusieurs études ont montré l'impact positif de leur assimilation dans des modèles de PNT sur la prévision de cyclones (Pu et al., 2009, Xiao et al., 2009, Zhang et al., 2012, Li et al., 2014). En revanche, aucune étude n'a permis d'évaluer leur apport pour mieux prévoir les événements fortement précipitants du bassin méditerranéen. De plus, toutes ces études ont utilisé des radars aéroportés fonctionnant à des fréquences très peu sensibles aux nuages et avec des visées latérales. Un deuxième objectif de cette seconde partie est donc d'évaluer l'apport de l'assimilation de profils verticaux de vents horizontaux mesurés par radar aéroporté dans un modèle de PNT de résolution kilométrique. L'impact respectif de l'assimilation des profils de vents horizontaux et de réflectivité sera également étudié, afin d'évaluer s'il est plus pertinent d'améliorer les technologies actuelles vers des radars à nuages mesurant des profils de vents horizontaux, ou bien mesurant uniquement la réflectivité. Enfin, le dernier objectif de cette partie est d'évaluer l'impact apporté par l'assimilation conjointe de profils de vents horizontaux et de réflectivité, ce qui permettra d'étudier le bénéfice apporté par des conditions thermodynamiques et dynamiques nuageuses cohérentes dans l'état initial.



# 5 | L'assimilation dans Arome

Avant d'évaluer l'apport de l'assimilation de données de radars Doppler à nuages dans Arome, nous présentons d'abord son système d'assimilation. Pour cela, sa méthode d'assimilation 3DVar est dans un premier temps introduite. Puis, les principales observations assimilées dans Arome sont détaillées. La méthode d'assimilation 1D+3DVar qui est opérationnellement utilisée pour assimiler les réflectivités mesurées par les radars de précipitation au sol est ensuite introduite. Enfin, la méthode utilisée dans Arome pour assimiler des profils verticaux de vent horizontal mesurés par des radiosondages est présentée.

## Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>L'assimilation 3DVar dans Arome</b>	<b>77</b>
<b>5.2</b>	<b>Les observations assimilées dans Arome</b>	<b>78</b>
<b>5.3</b>	<b>Assimilation des réflectivités radar : méthode 1D+3DVar</b>	<b>80</b>
<b>5.4</b>	<b>Assimilation des données de vent mesurées par des radiosondes</b>	<b>84</b>

---

## 5.1 L'assimilation 3DVar dans Arome

Le modèle Arome possède un système d'assimilation de données 3DVar (Brousseau et al., 2016) fondé sur une formulation incrémentale (Fischer et al., 2005), dérivée du système d'assimilation variationnelle 4D-Var d'ARPEGE-IFS.

Les variables de contrôle, c'est-à-dire les variables affectées par le processus d'analyse, sont la température, l'humidité spécifique, la pression de surface, la vorticité et la divergence du vent. Les autres champs pronostiques (énergie cinétique turbulente, divergence verticale du vent, écart de la pression à l'hydrostatisme et hydrométéores) ne sont pas mis à jour au cours de l'analyse. Ils sont progressivement modifiés au cours de l'intégration du modèle et sont considérés comme mis à jour seulement une fois que le temps de mise à l'équilibre des différents champs du modèle est terminé. Ce temps de mise à l'équilibre s'appelle le *spin-up*. Il se traduit par des champs du modèle irréalistes dans les premiers pas d'intégration du modèle (jusqu'à quelques heures, typiquement), conduisant par exemple à une sur-estimation des cumuls de précipitations. Il est inférieur à 2 heures pour la version d'Arome-France de 2012 (Arome-WMed) utilisée dans cette étude (Seity et al., 2011). De récents progrès (Brousseau et al., 2016) ont permis de réduire le spin-up à moins d'une heure dans la version opérationnellement utilisée en France. Cette réduction a permis en 2016 de passer d'un cycle d'assimilation tri-horaire à un cycle horaire (Brousseau et al., 2016),

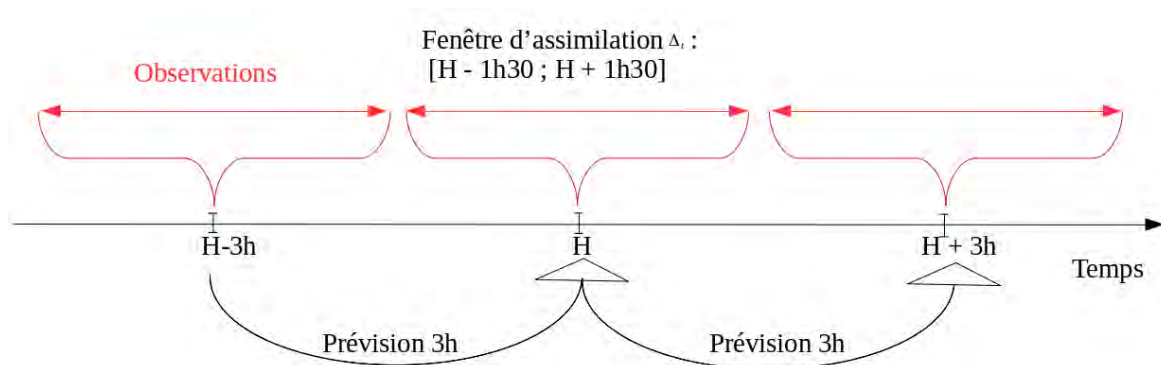


FIGURE 5.1 – Cycle d'assimilation du modèle Arome-WMed.

ce qui s'est traduit par une amélioration des états initiaux en augmentant le nombre d'observations assimilées. En effet, davantage d'observations mobiles (satellites à orbites polaires, avions) peuvent être assimilées en raison d'une meilleure cohérence temporelle entre les heures d'observation et d'assimilation. De plus, davantage d'observations passent avec succès les contrôles de qualité, qui s'appuient sur des seuils de différences absolues entre observation et ébauche.

La version d'Arome de 2012 (Arome-WMed) utilisée dans le cadre de cette thèse possède un cycle d'assimilation tri-horaire. Ainsi, toutes les trois heures, une analyse est calculée en utilisant, d'une part, l'ensemble des observations disponibles, et d'autre part une prévision à 3 heures (appelée ébauche) provenant du cycle d'assimilation précédent (Figure 5.1). Pour les observations fixes, telles que celles provenant des radars de précipitation au sol, ce sont les mesures collectées à l'heure la plus proche de l'heure d'assimilation qui sont assimilées. En revanche, afin de davantage bénéficier des observations provenant des instruments mobiles, toutes celles qui ont été collectées dans une fenêtre temporelle  $\Delta_t$  de 3 heures centrée autour de l'heure d'assimilation sont assimilées, en les considérant comme étant valides à l'heure d'assimilation. Par la suite, la sensibilité à la largeur de cette fenêtre sera étudiée pour les observations mobiles fournies par les radars à nuages aéroportés. En effet, il est possible que les observations collectées  $\pm 1$  heure et 30 minutes plus tôt ne soient plus valides à l'heure d'assimilation. Cette remarque se justifie d'autant plus pour les variables liées aux nuages et aux phénomènes convectifs, telle que l'humidité ou la réflectivité, qui sont enclines à rapidement évoluer.

## 5.2 Les observations assimilées dans Arome

Le modèle Arome assimile un grand nombre d'observations qui dépend de l'heure d'observation. Les observations sont obtenues à partir de plates-formes variées (fixes ou mobiles) et sont sensibles à des variables météorologiques différentes. Nous listons ici les principales observations assimilées. Un aperçu plus complet est donné par Gustafsson et al. (2018).

- Les données issues de stations d'observation terrestres, de bateaux ou de bouées

fixes ou dérivantes renseignent sur la pression, le vent, la température et l'humidité de surface.

- Les radiosondages permettent d'accéder à des profils verticaux de température, d'humidité et de vent depuis des stations terrestres fixes ou mobiles, ainsi que depuis des plates-formes aéroportées. Cependant, ces observations sont uniquement collectées 2 ou 4 fois par jour sur des zones géographiques spécifiques.
- Les données des radars de précipitation au sol sont opérationnellement assimilées depuis 2008 pour les données des vents radiaux (Montmerle et Faccani, 2009) et depuis 2010 (Caumont et al., 2010, Wattrelot et al., 2014) pour la réflectivité radar. En particulier, Brousseau et al. (2014) ont montré que ces données font partie de celles qui ont le plus fort impact en moyenne et haute troposphère dans le système d'assimilation variationnel d'Arome. Ce sont des données qui sont principalement sensibles aux zones précipitantes, mais très peu aux zones nuageuses. De plus, ces données sont seulement disponibles sur terre, ou au mieux à une certaine distance du radar autour des zones côtières (environ 200 km).
- En cas de ciel clair, les données issues de profileurs de vent permettent d'accéder à des profils verticaux de vent. De même que pour les radars de précipitation au sol, ces données sont seulement disponibles sur terre.
- Les délais zénithaux, provenant de stations GPS au sol, permettent d'obtenir des informations sur la vapeur d'eau. Bien que l'information restituée soit intégrée sur la verticale, ces données ont un très fort impact sur les prévisions (Yan et al., 2009, Mahfouf et al., 2015).
- Les messages aéronautiques contiennent des observations sur le vent et la température en altitude le long des routes aériennes. Cependant, ces données sont seulement disponibles à l'altitude de vol de l'avion.
- Les températures de brillance, mesurées par les instruments ATOVS, IASI, AIRS qui sont embarqués à bord de satellites à orbite polaire, ainsi que les images infrarouges mesurées par SEVIRI à bord du satellite géostationnaire Meteosat Second Generation (MSG) sont également assimilées. Cependant, ces données sont actuellement uniquement assimilées en zones de ciel clair.
- Enfin, la mesure du vent est déduite du calcul du déplacement des nuages entre différentes images satellites successives observées depuis des satellites géostationnaires du type de MSG (Deb et al., 2016, Kumar et al., 2017, Atmospheric Motion Vectors, (AMVs)). Contrairement à la plupart des capteurs actifs, ces mesures ne fournissent pas d'informations sur le profil vertical du vent, mais seulement sur sa valeur au sommet des nuages. Par ailleurs, la connaissance de l'altitude du sommet du nuage est entachée d'incertitudes (Salonen et al., 2015).

Enfin, comme indiqué dans la [sous-section 2.2.2](#), la version du modèle Arome-WMed assimile davantage d'observations satellitaires (de type AMSU) et d'observations de stations météorologiques au sol espagnol afin de renforcer la couverture en observations dans la partie sud du domaine.

Ainsi, les modèles Arome et Arome-WMed assimilent un grand nombre d'observations sensibles à des variables météorologiques différentes et qui sont complémentaires

entre elles. Pourtant, les zones nuageuses sont mal couvertes par ce jeu d'observations. En effet, les données sensibles au vent se font rares en altitude et sur mer. De plus, très peu de données sensibles aux zones nuageuses peu ou faiblement précipitantes sont assimilées dans Arome. Ainsi, l'assimilation de la réflectivité et/ou d'observations de vent mesurées par des radars Doppler à nuages aéroportés est susceptible de combler ce manque.

Dans les sections suivantes, nous décrivons plus en détail la méthode actuellement utilisée dans Arome (et Arome-WMed) pour assimiler la réflectivité radar. Nous décrivons également la méthode utilisée pour assimiler les mesures de vents effectuées par les radiosondages puisqu'elle est directement adaptable au radar Doppler aéroporté Rasta.

### 5.3 Assimilation des réflectivités radar : méthode 1D+3DVar

La relation qui lie la réflectivité radar aux variables du modèle est très indirecte et est fortement non-linéaire (Cf [section 1.2](#)). Ainsi, dans Arome, les réflectivités radars sont, depuis 2010 (Wattrelot et al., [2014](#)), opérationnellement assimilées selon la méthode 1D+3DVar de Caumont et al. ([2010](#)). C'est une méthode en deux étapes dans laquelle les profils de réflectivité sont d'abord inversés en profils d'humidité relative, via une inversion bayésienne unidimensionnelle (1D), qui sont ensuite à leur tour assimilés dans le 3DVar d'Arome au même titre que les autres données classiquement assimilées.

#### 1<sup>re</sup> étape : inversion bayésienne unidimensionnelle (1D)

Dans la première étape, les profils de réflectivité radar sont inversés en profils d'humidité relative, appelés pseudo-observations d'humidité relative. Cette méthode de restitution bayésienne s'appuie sur la capacité du modèle à créer des profils cohérents d'humidité et de réflectivité. En effet, les zones nuageuses sont généralement associées à de fortes humidités proches de la saturation et à de fortes réflectivités. Inversement, les zones de ciel clair sont associées à de faibles valeurs de réflectivités et d'humidités.

Le formalisme bayésien permet de restituer le profil vertical d'humidité relative le plus probable, compte tenu du profil de réflectivité observé, et d'un ensemble de profils simulés issus d'une base de données. Cette dernière est constituée de profils de variables d'une prévision du modèle (ébauche) au voisinage du profil radar observé. Se placer au voisinage du profil observé dans l'ébauche permet de construire une base de données cohérente entre le paramètre à restituer (ici l'humidité relative) et le paramètre observé (ici la réflectivité) qui soit dépendante de la situation météorologique. En effet, souvent les modèles de PNT à échelle kilométrique sont capables de prévoir les phénomènes météorologiques, mais avec des erreurs de positionnement. Ainsi, se placer autour du point d'observation permet de construire une base de profils de paramètres à restituer qui soient cohérents avec la situation météorologique. La taille du domaine doit donc être suffisamment grande pour englober un nombre suffisant de profils d'humidité relative, mais ne doit pas dépasser une certaine taille sous peine d'avoir des profils moins représentatifs de la situation météorologique. En effet, les environnements météorologiques peuvent changer au-delà d'une certaine

distance (environ 100 km). Opérationnellement, les profils sont collectés dans un carré de 200 km de côté autour du profil observé. Cependant, nous avons montré dans le [chapitre 3](#) qu'un carré de côté 160 km est suffisant pour réduire les effets des erreurs de positionnement avec le modèle Arome-WMed sur la période d'automne 2012.

Si on note  $y_o$  le profil de réflectivité observé,  $x_t^{RH}$  le profil réel d'humidité relative l'atmosphère, alors la meilleure estimation du profil d'humidité relative  $x^{RH}$ , notée  $y_{PO}^{RH}$ , sachant  $y_o$ , est donnée par :

$$y_{PO}^{RH} = E(x^{RH}) = \int x^{RH} P(x^{RH} = x_t^{RH} | y = y_o) dx^{RH} \quad (5.1)$$

Puis, le théorème de Bayes nous permet d'exprimer la probabilité  $P(x^{RH} = x_t^{RH} | y = y_o)$ , en fonction de la probabilité d'observer  $y_o$  sachant  $x_t^{RH}$ , :

$$P(x^{RH} = x_t^{RH} | y = y_o) = \frac{P(y = y_o | x^{RH} = x_t^{RH}) P(x^{RH} = x_t^{RH})}{P(y = y_o)} \quad (5.2)$$

De plus, en considérant que les erreurs simulées et observées sont gaussiennes, décorréelées et de moyenne nulle, on déduit que :

$$P(y = y_o | x^{RH} = x_t^{RH}) \propto \exp \left\{ -\frac{1}{2} [y_o - H_z(x)]^t R^{-1} [y_o - H_z(x)] \right\} \quad (5.3)$$

où  $H_z$  correspond à un opérateur d'observation qui permet de simuler les réflectivités radars à partir des variables pronostiques  $x$  de l'ébauche du modèle, comme par exemple celui qui a été présenté dans le [chapitre 3](#), et  $R$  la matrice de covariance des erreurs d'observation et d'opérateur d'observation. Dans la pratique, on considère  $R$  comme étant une matrice à terme diagonal constant, égal à la variance des erreurs d'observation et d'opérateur d'observation  $\sigma_o^2$ , pondérée par le nombre d'observations valides sur le profil de réflectivité observé  $n_o$ .

En combinant les équations [5.1](#), [5.2](#), [5.3](#), on déduit que :

$$y_{PO}^{RH} \propto \int x^{RH} \exp \left\{ -\frac{1}{2} [y_o - H_z(x)]^t R^{-1} [y_o - H_z(x)] \right\} P(x = x_t) dx^{RH} \quad (5.4)$$

Enfin, si l'on considère un nombre suffisamment grand de profils d'humidité relative  $x_i^{RH}$ , équiprobables et issus de l'ébauche au voisinage du profil radar observé, alors il est possible d'approcher l'équation sous forme intégrale par une somme finie. La meilleure estimation du profil d'humidité relative  $y_{PO}^{RH}$ , sachant que l'on observe  $y_o$ , s'écrit ainsi :

$$y_{PO}^{RH} = \sum_i x_i^{RH} \frac{W_i}{\sum_j W_j} \quad (5.5)$$

avec

$$W_i = \exp \left\{ -\frac{1}{2} [y_o - H_z(x_i)]^t R^{-1} [y_o - H_z(x_i)] \right\} \quad (5.6)$$

L'estimation la plus probable  $y_{PO}^{RH}$  du profil d'humidité relative correspond alors à une combinaison linéaire des profils verticaux issus de l'ébauche dans un voisinage

autour du point d'observation, qui sont pondérés par leur poids respectif  $W_i$  (donnés par l'Équation 5.6). Les poids sont déterminés par les écarts en réflectivité entre les colonnes observées et les colonnes simulées. Des poids plus importants sont attribués aux colonnes pour lesquelles les profils simulés ressemblent le plus aux profils observés, et donc pour lesquels les écarts en termes de réflectivité sont faibles. Ainsi, plus une colonne simulée ressemble à la colonne observée, plus la colonne d'humidité associée sera susceptible de ressembler à la colonne d'humidité réelle, et plus son poids sera élevé. Par conséquent, cette méthode a la capacité d'humidifier une colonne sèche lorsque un profil nuageux est observé par le radar, et d'assécher une colonne humide lorsqu'un profil de ciel clair est observé. Ainsi, cette méthode de restitution bayésienne permet de positionner un nuage prévu par le modèle, mais au mauvais endroit, à sa position réelle.

La méthode est illustrée sur la Figure 5.2. L'observation radar indique la présence d'un nuage. Ce nuage est prévu par le modèle, mais au mauvais endroit. Ainsi, dans la combinaison linéaire des profils de l'ébauche, le profil co-localisé avec l'observation radar aura un poids faible puisque la simulation indique une situation différente (ciel clair) de celle qui est spécifiée par les observations (présence de nuage). Au contraire, un poids important sera attribué au profil simulé de l'ébauche qui est semblable à l'observation radar. Le profil d'humidité ainsi restitué (proche de la saturation) est donc cohérent avec le profil de réflectivité observé (zone nuageuse).

La qualité de la restitution est conditionnée par la présence, au voisinage de l'observation, d'une colonne du modèle pour laquelle les réflectivités simulées sont similaires à celles qui sont observées. Ainsi, si les observations indiquent la présence d'une colonne nuageuse, mais qu'aucune colonne du modèle n'a été capable de reproduire une situation similaire, alors il ne sera pas possible de restituer un profil de pseudo-observation d'humidité relative cohérent avec le profil observé. Par conséquent, la qualité de la restitution est restreinte à ce que le modèle est capable de produire dans l'ébauche.

Enfin, cette méthode de restitution bayésienne est facilement adaptable à d'autres types d'observations que les radars de précipitation au sol. En effet, il suffit d'avoir une ébauche du modèle, et un opérateur d'observation afin de construire une base de données qui permette de relier les paramètres du modèle aux observations. Par exemple, Augros et al. (2018) ont récemment étendu cette méthode aux variables polarimétriques. Les résultats ont montré une légère amélioration des prévisions des précipitations sur deux cas convectifs de la première période d'observation de HyMeX. Cette méthode a également été utilisée par Duruisseau et al. (in review) afin de restituer des profils d'humidité à partir de températures de brillance observées par le sondeur SAPHIR à bord du satellite Mégha-Tropique.

Cette méthode de restitution bayésienne est particulièrement bien adaptée pour des radars à visée verticale qui fournissent des mesures avec une haute résolution verticale. En effet, le calcul des poids dans l'Équation 5.6 repose sur les écarts entre un profil vertical simulé et un profil vertical observé. Elle est notamment utilisée par les services opérationnels japonais afin d'assimiler les réflectivités mesurées par le radar en bande Ku du satellite GPM, qui échantillonne l'atmosphère à une haute

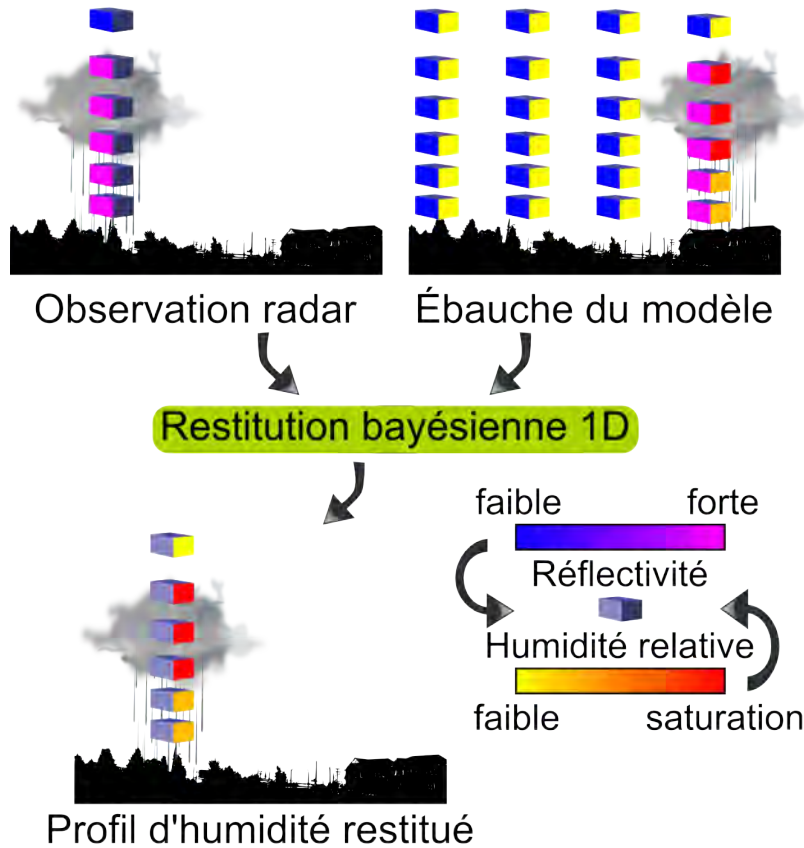


FIGURE 5.2 – Schéma illustratif décrivant la méthode de restitution bayésienne unidimensionnelle (1D). Les niveaux des profils sont représentés par des boîtes. Le profil situé en haut à gauche représente l’observation radar. Les profils issus de l’ébauche du modèle, dans le voisinage du profil observé, sont situés en haut à droite. Sur les boîtes des profils de l’ébauche, la face de droite représente l’humidité relative, alors que la face de gauche représente la réflectivité simulée. Dans cet algorithme, la restitution est effectuée par une combinaison linéaire des différents profils d’humidité issus de l’ébauche (en haut à droite), pondérés par un poids qui est d’autant plus important que l’écart entre la colonne simulée et observée est faible. Dans cet exemple, l’algorithme identifie dans l’ébauche une colonne proche du profil observé, et restitue un profil d’humidité relative cohérent (donc ici saturé) avec le profil de réflectivité observé (colonne nuageuse). Source : Mahfouf et al., 2013.

résolution verticale de 125 m (Ikuta, 2016).

## 2<sup>e</sup> étape : Assimilation des pseudo-observations d'humidité relative dans le 3DVar

Dans la deuxième étape, les profils de pseudo-observations d'humidité relative sont assimilés dans le 3DVar d'Arome, de la même manière que les autres observations classiquement assimilées. Une alternative pourrait être de directement modifier les champs de l'ébauche à partir des profils d'humidité restitués (ou de contenus en hydrométéores). Cependant, les méthodes variationnelles présentent l'avantage, par l'intermédiaire de la matrice  $\mathbf{B}$ , de pouvoir propager spatialement la portée d'une observation autour de sa localisation, et de pouvoir modifier les autres variables de contrôle (ici : vent, pression de surface et température) qui sont corrélées à la variable de contrôle (ici : humidité spécifique) reliée à l'observation assimilée (ici : pseudo-observation d'humidité relative).

## 5.4 Assimilation des données de vent mesurées par des radiosondes

Les radiosondages permettent d'accéder à des profils verticaux de température, d'humidité et de vent (force et direction). C'est l'assimilation de cette dernière variable dans Arome qui nous intéresse ici. En effet, dans cette étude, nous utilisons le radar Doppler aéroporté Rasta qui, comme indiqué dans la [section 2.3](#), est doté d'une configuration multi-antennes. Cette configuration multi-antennes permet de combiner les vitesses Doppler mesurées par les trois antennes pointant dans des directions non-colinéaires, au-dessus et au-dessous de l'avion le Falcon 20, dans le but de restituer les composantes zonale  $u$  et méridienne  $v$  du vent. La force  $w_s$  (en  $\text{m s}^{-1}$ ) et la direction (en  $^\circ$ ) du vent peuvent ensuite être déduites des composantes zonale  $u$  et méridienne  $v$  ainsi restituées. Ainsi, les profils verticaux de vents horizontaux mesurés par le radar Doppler Rasta peuvent donc être assimilés de la même manière que les profils verticaux de vents horizontaux mesurés par les radiosondages.

La force et la direction mesurées par les radiosondages sont directement liées aux variables de contrôle du système d'Arome-WMed (vorticité et divergence), ce qui facilite grandement leur assimilation dans le système 3DVar d'Arome. En effet, l'assimilation des profils verticaux de vents horizontaux ne nécessite pas l'utilisation d'un opérateur d'observation de vitesse radiale, comme c'est le cas pour les mesures Doppler de radars de précipitation au sol (Montmerle et Faccani, 2009). Au contraire, la force et la direction sont directement assimilées dans le 3DVar. L'erreur d'observation augmente avec l'altitude et varie d'environ  $1,9 \text{ m s}^{-1}$  à 900 hPa jusqu'à environ  $2,5 \text{ m s}^{-1}$  à 200 hPa.

## Conclusion

Le modèle Arome assimile actuellement un grand nombre d'observations sensibles à des variables météorologiques diverses. Pourtant, très peu de données sensibles aux



zones nuageuses peu ou faiblement précipitantes sont assimilées dans Arome. De plus, les données sensibles au vent se font rares en altitude et sur mer. Ainsi, l'assimilation de la réflectivité et/ou d'observations de vent mesurées par des radars Doppler à nuages aéroportés, tels que le radar Rasta, est susceptible de combler ce manque. Par ailleurs, nous avons vu que le système d'assimilation d'Arome est facilement adaptable à ce type d'instrument.

Les travaux des chapitres suivants ont donc pour objectifs d'assimiler les observations du radar aéroporté Rasta dans le modèle Arome et d'étudier l'effet de cette assimilation sur les analyses et prévisions, en particulier pour des événements de fortes précipitations. Dans le [chapitre 6](#), l'effet de l'assimilation des vents horizontaux restitués par Rasta sera étudié. Puis, le [chapitre 7](#) a pour objectif d'étudier l'impact de l'assimilation de la réflectivité mesurée en bande W par Rasta, seule ou en combinaison avec les vents horizontaux restitués par Rasta. L'impact respectif de ces deux sources d'information sera évalué. Enfin, le bénéfice apporté par des conditions thermodynamiques et dynamiques nuageuses cohérentes dans l'état initial sera étudié. Pour cela, des expériences d'assimilation seront d'abord menées sur des cas fortement précipitants de la première campagne d'observation de HyMeX (SOP1), puis sur l'ensemble des cas de la SOP1.



## 6 | Assimilation de profils de vents horizontaux mesurés par radars Doppler à nuages aéroportés

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que de nombreuses observations de vitesse près de la surface assimilées en routine par Arôme sont disponibles sur terre, ou sur mer, mais qu'elles se font bien plus rares en altitude. De plus, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) a identifié le vent comme étant l'une des variables de l'atmosphère dont l'observation est la plus susceptible d'améliorer les prévisions. Actuellement, les données en altitude proviennent soit de radiosondages (2 ou 4 fois par jour sur des zones géographiques spécifiques), soit d'avions de ligne qui fournissent seulement des données le long des routes aériennes à l'altitude de vol, ou encore de satellites géostationnaires. Dans ce dernier cas, la mesure du vent est déduite du calcul du déplacement des nuages entre différentes images satellites successives (Deb et al., 2016, Kumar et al., 2017). Cependant, contrairement aux capteurs actifs, ces mesures ne fournissent pas d'informations sur le profil vertical du vent, mais seulement sur sa valeur au sommet des nuages, pour laquelle la connaissance de son altitude est entachée d'incertitudes (Salonen et al., 2015).

Ainsi, les modèles de PNT nécessitent davantage d'observations de profils verticaux de vent au-dessus des océans et des mers et en altitude afin d'améliorer leurs états initiaux (Baker et al., 2014). Ce besoin en observations de profils verticaux de vent s'applique particulièrement en région Méditerranée puisqu'il existe un manque de justesse dans la prévision des systèmes convectifs sur mer, qui sont notamment à l'origine de fortes précipitations sur le pourtour méditerranéen (Duffourg et al., 2016, Martinet et al., 2017). Le lancement du satellite AEOLUS (Tan et al., 2008) en août 2018 a constitué un premier pas vers l'observation des vents en altitude grâce à son lidar Doppler. Cependant, les mesures sont collectées à une résolution assez lâche de 50 km. Ainsi, cette mission est principalement dédiée aux modèles de PNT globaux. De plus, l'inconvénient majeur de cette mission est de ne pas pouvoir mesurer les vents en dessous des nuages. En revanche, de telles mesures peuvent être fournies à une fine résolution spatiale par des radars Doppler à nuages, qui sont sensibles à la dynamique des nuages observés, et qui sont facilement déployables à bord de plates-formes satellitaires, aéroportées ou maritimes.

Ainsi, l'objectif de ce chapitre est d'évaluer pour la première fois l'apport de l'as-

simulation de profils de vents horizontaux mesurés par un radar Doppler à nuages aéroporté, dans un modèle de PNT à échelle kilométrique. L'impact de la taille de la fenêtre d'assimilation dans un système d'assimilation variationnelle 3DVar est également étudié. Les principaux résultats sont disponibles dans un article qui a récemment été soumis dans le journal *Natural Hazards and Earth System Sciences (NHESSESS)*. La première section est un résumé en français de l'article, alors que la seconde section comporte la version originale de l'article. Enfin, la dernière section rappelle les principales conclusions de l'article et propose des perspectives à ce travail.

## Sommaire

---

<b>6.1</b>	<b>Résumé de l'article</b>	<b>88</b>
<b>6.2</b>	<b>Article</b>	<b>88</b>
<b>6.3</b>	<b>Discussion</b>	<b>114</b>

---

### 6.1 Résumé de l'article

Cet article présente les résultats de l'impact de l'assimilation de profils verticaux de vents horizontaux dans un modèle de PNT à mésoéchelle sur la prévision des événements fortement précipitants qui affectent régulièrement le bassin nord-ouest de la Méditerranée. Pour cela, les données recueillies dans diverses conditions par le radar Doppler aéroporté Rasta sont assimilées dans le système d'assimilation 3DVar d'Arome toutes les trois heures. L'impact de la fenêtre d'assimilation est également étudié.

Des expériences d'assimilation ont d'abord été menées pour un cas fortement précipitant qui a eu lieu sur les départements du Gard et de l'Ardèche le 26 septembre 2012 (IOP7a), puis sur une période cyclée de 45 jours. Lors de l'IOP7a, les résultats indiquent que la qualité des prévisions des cumuls de précipitations augmente avec la taille de la fenêtre d'assimilation. En revanche, sur la période cyclée de 45 jours, les meilleurs scores sont obtenus avec une fenêtre d'une heure, ce qui préconise d'assimiler les observations disponibles sur une petite fenêtre d'assimilation centrée sur l'heure d'assimilation.

L'impact positif de l'assimilation des vents horizontaux restitués par Rasta est particulièrement mis en avant sur le cas de l'IOP7a, puisque les résultats indiquent une amélioration des champs de vent prévus à très courtes échéances (2 heures et 3 heures) ainsi que des cumuls de précipitations sur 12 heures. Cependant, sur la période cyclée de 45 jours, les comparaisons avec d'autres observations assimilées montrent un impact globalement neutre. Les résultats sont tout de même encourageants puisqu'une légère amélioration des plus forts cumuls de précipitations sur 6 heures, 9 heures et 12 heures a été constatée.

### 6.2 Article soumis au *Natural Hazards and Earth System Sciences*

M. Borderies, O. Caumont, J. Delanoë, V. Ducrocq et N. Fourrié, in review : Assimilation of wind data from airborne Doppler cloud-profiling radar in a kilometre-scale NWP system. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1-25. DOI : [10.5194/nhess-2018-246](https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246)

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  




## Assimilation of wind data from airborne Doppler cloud-profiling radar in a kilometre-scale NWP system

Mary Borderies<sup>1</sup>, Olivier Caumont<sup>1</sup>, Julien Delanoë<sup>2</sup>, Véronique Ducrocq<sup>1</sup>, and Nadia Fourrié<sup>1</sup>

<sup>1</sup>CNRM UMR 3589, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

<sup>2</sup>LATMOS, IPSL, Université Versailles St-Quentin, CNRS, UPMC, Guyancourt, France

**Correspondence:** mary.borderies@meteo.fr

**Abstract.** The article reports on the impact of the assimilation of wind vertical profile data in a kilometre-scale NWP system on predicting heavy precipitation events in the north-western Mediterranean area. The data collected in diverse conditions by the airborne W-band radar RASTA (Radar Airborne System Tool for Atmosphere) during a 45-day period are assimilated in the 3-h 3DVar assimilation system of AROME. The impact of the length of the assimilation window is investigated. The data assimilation experiments are performed for a heavy rainfall event, which occurred over south-eastern France on 26 September 2012 (IOP7a), and over a 45-day cycled period. During IOP7a, results indicate that the quality of the rainfall accumulation forecasts increases with the length of the assimilation window. By contrast, on the 45-day period, the best scores against rain gauges measurements are reached with a 1 hour assimilation window, which recommends to use observations with a small period centred on the assimilation time. The positive impact of the assimilation of RASTA wind data is particularly evidenced for the IOP7a case since results indicate an improvement in the predicted wind at short term ranges (2 hours and 3 hours) and in the 12-hour precipitation forecasts. However, on the 45-day cycled period, the comparison against other assimilated observations shows an overall neutral impact. Results are still encouraging since a slight positive improvement in the 6-, 9- and 12-hour precipitation forecasts of heavier rainfall was demonstrated.

### 1 Introduction

The Mediterranean area is frequently subject to heavy precipitation events, causing heavy damages and human losses (Ducrocq et al., 2014). Over the last years, Numerical Weather Prediction (NWP) models have been operationally implemented to improve the accuracy and timely prediction of such severe weather. The quality of the predictions depends, among others, on the initial atmospheric state. Several studies suggested that the impact of the assimilation of wind observations was beneficial on analyses and forecasts (Horányi et al., 2015).

20

Over land, ground-based Doppler precipitation radar data are now operationally assimilated in kilometre-scale NWP systems since their potential to improve the short-term forecasts has been demonstrated (Montmerle and Faccani, 2009; Simonin et al., 2014). To fill the gap in clear air conditions, radar wind profilers provide vertical profiles of the horizontal wind at a higher vertical resolution. Several studies highlighted the benefit of the assimilation of these data into NWP models to improve

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
Discussion started: 5 September 2018  
© Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.



Natural Hazards  
and Earth System  
Sciences  
Discussions



short-term forecasts (Benjamin et al., 2004; Illingworth et al., 2015b). However, the main drawback of ground-based radars and radar profilers is that they are only distributed over land.

Because wind observations are too sparse over ocean, Atmospheric Motion Vectors (AMV) are now operationally derived using the movement of cloud and water vapour tracers from consecutive satellite images. They provide tropospheric wind data measurements at a global scale with a high temporal resolution. Recent studies indicate an overall positive impact of the assimilation of AMV data in NWP models on the subsequent forecasts (Deb et al., 2016; Kumar et al., 2017). Nevertheless, contrary to most active sensors, AMV measurements do not provide wind vertical profile informations but only cloud top informations. Besides, there is an uncertainty in the knowledge of the observed cloud top level (Salonen et al., 2015).

To fill the gap within the existing observing system, Baker et al. (2014) highlighted the need for extra wind vertical profile measurements over ocean to improve the initial conditions for NWP forecasts. This need for new wind measurements particularly applies in the Mediterranean region since offshore convective systems, which are responsible for heavy precipitation events, are not well predicted by kilometre-scale NWP models (Duffourg et al., 2016; Martinet et al., 2017). In the near future, the Doppler W-band radar on-board the EarthCare satellite mission (scheduled to be launched in middle 2021, Illingworth et al., 2015a) will provide for the first time vertical profiles of wind data from Doppler radar at each kilometre levels over land and over sea. In the meantime, the WIVERN satellite concept mission carrying a conically scanning Doppler W-band radar is also being conceived (Illingworth et al., 2018). So far, the impact of the assimilation of wind vertical profiles from Doppler W-band radar has never been investigated.

Airborne Doppler radars have the advantage of collecting a large dataset of measurements over land and sea at very fine scales. Pu et al. (2009) showed that the 3DVar assimilation of wind data from airborne Doppler radar results in significant improvement in the intensity and precipitation forecasts of Hurricane Dennis. Following on, Li et al. (2014) demonstrated the benefits of the 4DVar assimilation of the ELDORA X-band radar velocity data in the simulation of Hurricane Nuri's genesis. The positive impact due to airborne Doppler velocity data assimilation for hurricane forecasts has also been investigated with an Ensemble Kalman Filter by Weng and Zhang (2012). So far, this kind of study has never been done in the Mediterranean area. In addition, the measurements used in the hurricane studies listed above were collected with side-looking radar (elevation angle  $\leq 70^\circ$ ) at lower frequencies (X or C bands).

The primary objective of this article is to evaluate for the first time the impact of assimilating wind profiles retrieved by airborne Doppler W-band radar in a kilometre-scale model. The current study covers a two-month period with the airborne Doppler W-band radar RASTA (Radar Airborne System Tool for Atmosphere) over a region of the Mediterranean area prone to heavy rainfall. RASTA is a multi-beam antenna system (6 beams in total) that allows the documentation of the three components of the wind field in the vertical at a high resolution of 60 m and quasi-continuously in time during the flights. The current assimilation study is performed in a quasi-operational framework, using a special version of the Météo-France opera-

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.



Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  
 EGU

tional kilometre-scale model AROME (named AROME-WMed) with its 3DVar assimilation system associated with a 3-hour assimilation cycle.

To assess the potential of RASTA wind data to improve short-term forecasts, a series of experiments are first conducted for a heavy rainfall event, which occurred during the Intensive Observation Period 7a (IOP7a) over south-eastern France on 26 September 2012. Next, a cycling data assimilation run is conducted over a 45-day period from 24 September 2012 to 5 November 2012 in order to study the impact of the assimilation of RASTA wind data in various conditions during the whole HyMeX-SOP1. This article investigates the impact of the choice of the assimilation window in a 3DVar system. Indeed, data from moving platforms, such as RASTA, have the disadvantage of not being measured simultaneously at the assimilation time, but over the flight leg. A small assimilation window constrains the number of assimilated data to those who are nearly valid at the assimilation time. By contrast, a larger assimilation window leads to larger coverage, but with observations which might be no longer valid. Therefore, a sensitivity study to the assimilation window is performed in this study.

This article is organized as follows. In section 2, the airborne Doppler W-band radar RASTA and the period of study are described. The kilometre-scale NWP model AROME-WMed with its 3DVar assimilation system are then presented in section 3. Following on, the different model simulations are detailed in section 4. Finally, the evaluation of the different experiments is first focused on IOP7a in section 5, followed by an evaluation over the whole HyMeX SOP1 in section 6.

## 2 Radar data and period of study

The Doppler W-band radar RASTA is first described in Section 2.1, and details about the data collected by RASTA during the HyMeX first Special Observing Period (SOP1) field campaign are then briefly given in Section 2.2.

### 2.1 The Doppler W-band radar RASTA

The airborne cloud radar RASTA is a monostatic Doppler multi-beam antenna system operating at 95 GHz (Bouniol et al., 2008, Protat et al., 2009, Delanoë et al., 2013). The aircraft platform used is the French Falcon 20 research aircraft from the SAFIRE unit (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement). This unique instrument allows the documentation of the microphysical properties and the three components of the wind field in the vertical at a high resolution of 60 m and quasi-continuously in time during the flights.

RASTA has six Cassegrain antennas to measure the reflectivity and the radial velocity in three non-collinear directions above and below the aircraft in the clouds. The radial velocity measurements are collected at a vertical resolution of 60 m and a time resolution of 1.5 s. The unambiguous distance is 15 km with an unambiguous velocity of  $7.8 \text{ m s}^{-1}$  (the Pulse Repetition Frequency equals 10 kHz).

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  




As explained by Bousquet et al. (2016), Doppler measurements are first processed by removing the projection of aircraft ground speed along the six antenna beams, and then unfolded using in situ wind sensor for the first gate and by applying a gate to gate correction for the other gates. After processing, the Doppler velocity of the three downward-looking and upward-looking antennas are combined to retrieve the horizontal and vertical wind components above and below the aircraft. More details on the RASTA configuration during HyMeX can be found in Bousquet et al. (2016). The retrieved horizontal wind components will be assimilated in the 3DVar assimilation system of AROME-WMed.

## 2.2 RASTA data during the HyMeX first Special Observing Period (SOP1)

This study takes advantage of the data collected by RASTA during the HyMeX SOP1, which took place from 5 September to 5 November 2012 over the western Mediterranean (Ducrocq et al., 2014). The main goal of the SOP1 was to document the heavy rainfall events that regularly affect northwestern Mediterranean coastal areas. During the two-month campaign, approximately 20 rainfall events were documented in France, Italy and Spain (Ducrocq et al., 2014). Specifically, the RASTA radar aboard the Falcon 20 collected data during 18 flights in and around mesoscale convective systems in diverse conditions.

The data collected by RASTA during the SOP1 offer a wide variety of conditions over land, sea and complex terrains. Among all the observed vertical columns over the SOP1, 72.6% were collected in stratiform areas and 13.1% in clear sky and 14.3% in convective areas (Borderies et al., 2018). RASTA flight paths during the HyMeX SOP1 are represented by the black lines in Figure 1.

## 3 Model and data assimilation system

### 3.1 The AROME-WMed NWP model

This study is conducted with AROME-WMed (Fourrié et al., 2015), a special version of the Météo-France operational kilometre-scale NWP model AROME (Seity et al., 2011). AROME-WMed runs at a horizontal resolution of 2.5 km × 2.5 km with 60 vertical levels ranging from approximately 10 m above ground level to 1 hPa. The deep convection is explicitly resolved and the microphysical processes are governed by the ICE3 one-moment bulk microphysical scheme (Pinty and Jabouille, 1998). AROME-WMed, which covers the entire northwestern Mediterranean Basin, was specially designed for the SOP1 and ran in real time to plan the airborne operations in advance, especially in the mesoscale convective systems. The AROME-WMed domain is displayed in Figure 1.

### 3.2 3DVar assimilation system

AROME-WMed has a three-dimensional variational (3DVar) data assimilation system (Brousseau et al., 2014) associated with a 3-hour assimilation cycle. It is based on an incremental formulation (Fischer et al., 2005) and the control variables are tem-



Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.



Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  
 EGU

perature, specific humidity, surface pressure, vorticity and divergence. AROME-WMed background error covariances were computed using a period in October 2010 characterized by convective systems over the northwestern Mediterranean region (Fourrié et al., 2015).

5 Every 3 hours an analysis is computed by using all observations available within a  $\pm 1$  h 30 min assimilation window and a 3-hour forecast to produce a first guess for the next cycle. The assimilation system ingests a wide variety of observations from satellite, ground based GPS, aircraft, radiosondes, drifting buoys, balloons and wind profilers, automatic land and ship weather stations, and ground-based radars of the French network ARAMIS (reflectivity and radial velocity).

## 10 4 Data assimilation experiments

To assess the potential of RASTA wind data to improve short-term forecasts of heavy precipitation events, a total of 4 experiments is conducted over a 45-day cycled period during the HyMeX-SOP1. Focus is also made on one of the most significant episodes which occurred within France during the HyMeX SOP1 campaign on 26 September 2012.

### 4.1 RASTA wind data pre-processing

15 RASTA wind data are interpolated in the model vertical and horizontal resolutions to reduce observation and representativeness errors. This interpolation is done by taking the median value of all data available along the aircraft track within a box of 2.5 km length between the two half model levels surrounding each model level. When the aircraft roll and/or pitch angles are too high, some data might not be in the same box at a given range from the aircraft. Therefore, these data are removed from the interpolation. Applying a median filter instead of averaging allows to reduce the influence of outliers, due to the difficulty of  
 20 having high quality measurements for airborne Doppler radar (Bosart et al., 2002). RASTA wind data are then assimilated every 3 time steps, which is equivalent to a distance of approximately 5 km to 9 km depending on the aircraft trajectory.

### 4.2 Experimental setup

RASTA wind data are not measured simultaneously, but over the flight leg. Therefore, at each assimilation time  $T$  from 00 UTC to 21 UTC, the 3DVar assimilation system of AROME-WMed ingests all RASTA wind data available during an assimilation  
 25 window  $\Delta_t$  centred on the assimilation time  $T$ , as if they were valid at the time  $T$ . Too large an assimilation window  $\Delta_t$  would result in assimilating data that are no longer valid at the current assimilation time  $T$ , especially for convective systems which can evolve quickly in time. On the other hand, it is likely that the impact will be neutral if the assimilation window is too short, because less data are assimilated. Therefore, the impact of the assimilation of RASTA wind data is tested with three different assimilation windows  $\Delta_t$ : 3 hours (RASTA<sub>3h</sub>), 2 hours (RASTA<sub>2h</sub>) and 1 hour (RASTA<sub>1h</sub>) centred on the assimilation time  $T$ .

30

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  




Finally, four different experimental designs are defined. The analyses of the global operational NWP model ARPEGE are used to initialise the experiments and to provide boundary conditions. In the control (CTRL) experimental design, only the observations that are operationally assimilated are taken into account (see subsection 3.2). The three additional RASTA experimental designs (RASTA<sub>3h</sub>, RASTA<sub>2h</sub> and RASTA<sub>1h</sub>) share the same configuration as CTRL, but include the assimilation of RASTA wind data every 3-hour from 00 UTC to 21 UTC.

Because the Doppler multi-beam antenna system of RASTA can retrieve the horizontal wind components ( $u$ ,  $v$ ), which are linked to two control variables of AROME-WMed (vorticity and divergence), the assimilation of RASTA wind data is straightforward and does not require the use of a radial wind observation operator. The observation error is the same as the one used for radiosondes, and increases with the altitude (from  $\approx 1.8 \text{ ms}^{-1}$  at 900 hPa to  $\approx 2.52 \text{ ms}^{-1}$  at 200 hPa). Finally, in addition to the pre-processing described in subsection 4.1, a quality control is also performed prior to the assimilation: observations with innovation (Observations - Background) greater than a threshold are rejected. This threshold depends on both the observation and background errors.

First, the four different experimental designs are run during a 45-day cycled period from 00 UTC 24 September 2012, which is the day when the Falcon 20 first flew during HyMeX-SOP1, to 5 November 2012, after the last flight. During this period, the different assimilation experiments are named CTRL<sup>SOP1</sup>, RASTA<sub>3h</sub><sup>SOP1</sup>, RASTA<sub>2h</sub><sup>SOP1</sup> and RASTA<sub>1h</sub><sup>SOP1</sup>. The number of assimilated data over the covered period is represented as a function of the pressure level in Figure 2 for the three RASTA experiments. Table 1 summarizes the different assimilation experiments. The fourth column shows the percentage of analyses in which RASTA wind data were assimilated over the total number of analyses (360) during the 45-day cycled period. This percentage decreases with the length of the assimilation window because a small assimilation window constrains the number of analyses to those for which the observations are nearly valid at the assimilation time. The last column represents the percentage of RASTA wind data which were assimilated among the total number of assimilated data over the whole AROME-WMed domain.

Finally, the four different experimental designs are also run on a heavy precipitation event which occurred during the Intensive Observation Period 7a (IOP7a) on 26 September 2012 during the morning. The CTRL<sup>IOP7</sup>, RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup>, RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup> and RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup> experiments start at 00 UTC 26 September 2012 and end at 12 UTC 26 September 2012.

## 5 Results on one flight

The impact of RASTA wind data is first illustrated on a heavy precipitation event which occurred during the Intensive Observation Period 7a (IOP7a) on 26 September 2012.

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  




**Table 1.** Experimental design from 24/09/2012 to 05/11/2012

Experiment	Assimilated data	$\Delta_t$	RASTA analyses	Percentage of assimilated RASTA data
CTRL <sup>SOP1</sup>	Conventional	-	0	0%
RASTA <sub>3h</sub> <sup>SOP1</sup>	Conventional + RASTA	3h	9.5% (35 cases out of 360)	4.55%
RASTA <sub>2h</sub> <sup>SOP1</sup>	Conventional + RASTA	2h	8.9% (32 cases out of 360)	3.34%
RASTA <sub>1h</sub> <sup>SOP1</sup>	Conventional + RASTA	1h	7.2% (26 cases out of 360)	1.9%

### 5.1 Case description: IOP7a

The IOP7a precipitation event is one of the most significant episodes that occurred within France during the HyMeX SOP1 campaign (Hally et al., 2014). This case study was located over south-eastern France in the area delimited by the red box in Figure 1, which has been enlarged in Figure 3. The precipitation event consisted in a convective line over the mountainous region and a band of stratiform rainfall over the Gard and the Ardèche departments. More than 100 mm of rain were observed between 00:00 UTC on 26 September and 00:00 UTC on 27 September. A first peak of rainfall accumulation is observed in the morning at 08:00 UTC and a second one in the late afternoon at 17:00 UTC. This event is further described by Hally et al. (2014).

During the IOP7a, RASTA data were collected during Flight 15 between 06:10 and 09:45 UTC. Therefore, RASTA wind data are assimilated for the first time at 06:00 UTC. Since the Falcon 20 took off at 06:10 UTC, the RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup> experiment assimilates all the RASTA wind data that are available between 06:10 UTC and 06:30 UTC, as if they were valid at 06:00 UTC. Similarly, the RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup> (RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup>) experiment assimilates RASTA wind data until 07:00 UTC (07:30 UTC) as if they were valid at 06:00 UTC.

The observation time along the aircraft flight path is represented by the colour data points in Figure 3. Figure 3 shows that data were mainly collected in the area where the band of rainfall was located, over the Ardèche and the Gard départements. In particular, most of the data that are assimilated at the 06:00 UTC analyses (before an observation time of 07:30 UTC) are located upwind of where the rainfall event occurred over the Ardèche department. Therefore, the assimilation of RASTA wind data at 06:00 UTC is expected to improve the forecasts, especially for the first peak of rainfall accumulation which occurred in the morning.

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access




## 5.2 Impact on analyses

Figure 4 shows (from the top to the bottom) the wind speed (left panels) and the wind direction (right panels) for the observations, the CTRL<sup>IOP7</sup>, the RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup>, the RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup> and the RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup> analyses. The different analyses were computed using the same background state. The three different assimilation windows  $\Delta_t$  are delimited by the vertical lines. As expected, there is a better agreement with the observations when RASTA wind data are assimilated, in terms of both direction and speed.

Even though the three RASTA analyses are very similar to each other within their respective assimilation windows  $\Delta_t$ , at 06:30 UTC the RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup> and the RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup> experiments exhibit larger velocities at 10 km of altitude than the RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup> experiment. This discrepancy is explained by the fact that the aircraft does not have a rectilinear trajectory and passes over the same location at several times. In particular, Figure 3 shows that RASTA collected data at the same location at 06:30 UTC and at 07:00 UTC. In such a case, all data are assimilated as if they were valid equally at the assimilation time  $T$  (06 UTC here). This overpass explains why the RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup> and the RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup> are slightly different from the RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup> experiment at 06:30 UTC, in terms of both direction and speed. Similarly, there is an overpass of the aircraft at 06:15 UTC and at 07:20 UTC. At this location, while the RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup> and the RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup> experiments only assimilate the data available at 06:15 UTC, the RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup> experiment also assimilates the data collected at 07:20 UTC. However, the wind has increased between 06:00 UTC and 07:30 UTC. Hence, the RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup> experiment exhibits at 06:15 UTC higher velocity and different direction at approximately 10 km of altitude, compared to the RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup> and the RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup> experiments.

Figure 5 represents the wind increments at approximately 4 km of altitude (model level 30) between the RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup> and the CTRL<sup>IOP7</sup> experiments for the analysis (at 06:00 UTC) and the 1-, 2- and 3-hour forecasts. At each forecast term range, the black data points indicate the different RASTA locations over a 1-hour time window centred on the forecast time ( $\pm 30$  minutes). As expected, the analysis increments (top left panel, Figure 5a) are well localised around the aircraft flight path. The assimilation of RASTA wind data has a large impact on the analysis since the increments can reach a value of approximately  $12 \text{ m s}^{-1}$ . The same behaviour is also seen when RASTA wind data are assimilated with smaller assimilation windows ( $\Delta_t = 2 \text{ h}$  and  $\Delta_t = 1 \text{ h}$ , not shown).

## 5.3 Verification against RASTA observations

Figure 5 shows that, even though the increments are less organised as the forecast term increases, there is a noticeable impact of the assimilation of RASTA wind data on the subsequent forecasts at 07:00 UTC, 08:00 UTC and 09:00 UTC. Besides, some of the most substantial differences are co-located with RASTA locations (black data points in Figure 5).

Figure 6 represents the standard deviation of the wind speed differences between RASTA observations and each experiment as a function of the forecast term. The standard deviations were calculated using all the data available within a 1-hour

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  




time window centred on the forecast time (black data points in Figure 5). For instance, at 07:00 UTC, the 1-hour forecast of each experiment are compared with the observations available between 06:30 UTC and 07:30 UTC. Similarly, at 08:00 UTC (09:00 UTC), the 2-hour (3-hour) forecast of each experiment are compared with the observations available between 07:30 UTC and 08:30 UTC (08:30 UTC and 09:30 UTC).

5

As expected, the major differences between the different experiments appear on the analyses. The smallest standard deviation value is reached with the RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup> experiment. Indeed, compared to the CTRL, the wind speed has been reduced by a value close to  $1.5 \text{ m s}^{-1}$ . At the analysis time, the standard deviation values were calculated using the observations that were assimilated at the 06:00 UTC analysis in the RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup> experiment (06:00 UTC  $\pm$  30 minutes). As explained in the previous section, because of the non-rectilinear trajectory of the aircraft, the different RASTA analyses are slightly different. These differences explain why, when the comparison is performed against the observations which are available until 06:30 UTC, the standard deviation increases with increasing the length of the assimilation window. Nevertheless, in all three RASTA experiments, the standard deviation is always reduced in the analyses when RASTA observations are assimilated.

10

At 2- and 3-hour term ranges, compared to the CTRL<sup>IOP7</sup>, the assimilation of RASTA wind data leads to a systematic improvement in the standard deviation in the three RASTA experiments. By contrast, at 1-hour term range, results indicate a negative impact of the assimilation of RASTA wind data since the three RASTA experiments exhibit larger standard deviation values. However, this negative impact should be taken cautiously since there are numerical noises and imbalances in the first two hours of integration due to spin-up in the AROME-WMed system (Seity et al., 2011).

20

Finally, Figure 6 demonstrates the benefit brought by the assimilation of RASTA wind data. Except at 1-hour term range probably because of spin-up, there is an improvement in the predicted wind speed at all forecast term ranges. Nonetheless, it is hard to rank the different RASTA experiments. Similar results were also obtained in another case which occurred over sea on 11 October 2012 (not shown).

#### 25 5.4 Impact on rainfall forecasts

The impact of the assimilation of RASTA wind data at 06:00 UTC is now illustrated on rainfall accumulation forecasts. Figure 7 shows the 12-hour accumulated rainfall between 06:00 UTC and 18:00 UTC on 26 September 2012 (IOP7a) for the radar observations, CTRL<sup>IOP7</sup>, the RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup>, the RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup> and the RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup> experiments.

In all experiments, the predicted rainfall accumulation patterns match well the observations. However, the maximum rainfall accumulation is much larger in the CTRL<sup>IOP7</sup> experiment ( $\approx 140 \text{ mm}$ ) than the observed one ( $\approx 94 \text{ mm}$ ). The RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup> experiment is in much better agreement with the observations since the maximum rainfall accumulation has been reduced to a value close to approximately 100 mm. Even though to a lesser extent, the maximum rainfall accumulation are also well reduced in the RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup> and RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup> experiments. Therefore, the three RASTA experiments are clearly in better agreement with

30

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.



the observations, compared to the CTRL<sup>IOP7</sup> one.

The results in Figure 7 indicate a sensitivity to the choice of the assimilation windows. In particular, the best experiment is the one for which RASTA observations are assimilated with the larger assimilation window (RASTA<sup>IOP7</sup><sub>3h</sub>). Therefore, in this specific case study, the rainfall accumulation forecasts are closer to the observations when more data are assimilated, even though some of them might no longer be valid at the assimilation time. This result can also be explained by the fact that horizontal wind components in moderately convective clouds are more representative of synoptic scales, and less likely to change as quickly as other meteorological variables, such as the humidity. However, this result may be only representative of this specific case study and should be taken cautiously.

## 6 Results over the HyMeX SOP1

The impact of RASTA wind data assimilation is now assessed over the 45-day cycled period during the HyMeX SOP1. Verification is first carried out against other assimilated observations types in subsection 6.1. Verification is then performed against rain gauges observations in subsection 6.2.

### 6.1 Comparison against conventional observations

Averaged over the 45-day experiment, the assimilation of RASTA wind data does not substantially impact the specific humidity and the temperature on both the analyses and the forecasts. Therefore, because the most significant differences only appear on the zonal (u) and meridional (v) wind components, results are only shown for the wind. In addition, calculations are only performed over the 35 runs in which RASTA wind data were assimilated with the largest assimilation window. Finally, the calculations are not shown for the analyses but only for the 3-hour forecasts. Indeed, since the observations used for the comparisons are all assimilated, the fit to observations is better in CTRL<sup>SOP1</sup> than in the RASTA experimental runs.

Figure 8 shows the standard deviation of the wind speed differences between conventional observations and each experiment for commercial aircraft data (left panel), radiosondes (middle panel) and profiler observations (right panel). Standard deviations were computed over the AROME-WMed domain (Figure 1) for the CTRL<sup>SOP1</sup> (black line), the RASTA<sup>SOP1</sup><sub>3h</sub> (red), the RASTA<sup>SOP1</sup><sub>2h</sub> (blue) and the RASTA<sup>SOP1</sup><sub>1h</sub> (green) experiments. The number of observations used for the calculation is represented by the black "+"s in the top x-axis.

In general, Figure 8 indicates that the impact of the assimilation of RASTA wind data on the 3-hour forecasts is hard to assess. Indeed, compared to commercial aircraft observations (left panel), the vertical profiles of the standard deviation demonstrate a neutral impact. However, compared to radiosonde (middle panel) and profiler (right panel) observations, there is a slight positive to negative impact depending on the assimilation window, which is probably a deluding effect due to the small number of conventional observations available in the area of interest. Indeed, even though RASTA wind data were only col-

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  




lected around the Mediterranean area (black lines in Figure 1), scores are calculated over the entire AROME-WMed domain. The contribution brought by RASTA is therefore negligible when averaged over the entire AROME-WMed domain. Besides, RASTA wind data are only assimilated if there is cloud or precipitation along the aircraft flight path. The comparison with ground-based radar data gives similar results (not shown).

5

## 6.2 Impact on rainfall forecasts

Forecast scores against rainfall measurements are now calculated over the 35 runs (out of 360) in which RASTA data were assimilated with the largest assimilation window. The verification is conducted using the rain gauge network available from the HyMeX database. The rain gauge locations are represented by the blue markers in Figure 1. For the comparisons, model  
 10 outputs are interpolated to the rain gauges station locations using a linear interpolation.

Categorical scores have been calculated: Heidke Skill Score (HSS), Probability Of Detection (POD) and False Alarm Ratio (FAR) as a function of the rainfall accumulation threshold (mm). Figure 9 shows the mean score differences of the 6-h accumulated rainfall forecasts between the three RASTA experiments and the CTRL<sup>SOP1</sup> experiment for the HSS (a), FAR (b) and  
 15 POD (c). The scores are in the left panels for the RASTA<sub>1h</sub><sup>SOP1</sup> experiment, in the middle panels for the RASTA<sub>2h</sub><sup>SOP1</sup> experiment and in the right panels for the RASTA<sub>3h</sub><sup>SOP1</sup> experiment. The bootstrap confidence intervals are also shown for each threshold. It should be noted that bootstrap confidence intervals are quite broad because scores have only been calculated over 35 cases. The impact of the assimilation of RASTA wind data is positive if the differences are above (below) 0 for the HSS and POD (FAR).

20

Figure 9 shows that the general pattern is similar for the three RASTA experiments, which indicates that the choice of the assimilation window does not impact significantly the subsequent forecasts. Even though the bootstrap confidence intervals increase with the threshold, differences with the CTRL<sup>SOP1</sup> experiment are more pronounced at larger thresholds in any of the three RASTA experiments. In addition, except for the RASTA<sub>3h</sub><sup>SOP1</sup> experiment, the assimilation of RASTA wind data tends to  
 25 improve slightly the scores above approximately 30 mm. For smaller thresholds (below  $\approx 30$  mm), the impact is neutral in the RASTA<sub>1h</sub><sup>SOP1</sup> experiment and neutral to negative in the RASTA<sub>3h</sub><sup>SOP1</sup> and the RASTA<sub>2h</sub><sup>SOP1</sup> experiments. Therefore, Figure 9 suggests that it is better to use a small assimilation window.

It should be noted that this slight positive improvement of the heavier rainfall can also be seen for the 9- and 12-hour  
 30 forecasts (not shown). Finally, the benefit brought by the assimilation of RASTA wind data decreases with the forecast term range ( $\geq 9$ -h forecasts), which is partly explained by the lateral boundary conditions. Indeed, after a few hours, the increments are replaced by inputs from the same coupling model.

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
Discussion started: 5 September 2018  
© Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.



Natural Hazards  
and Earth System  
Sciences  
Discussions



## 7 Discussions and conclusions

This article reports on the first study in which vertical profiles of wind measured by vertically-pointing airborne Doppler W-band radar are assimilated in a kilometre-scale NWP model. The study was performed in a quasi-operational framework with a special version of the Météo-France operational kilometre-scale model AROME with its 3DVar assimilation system. The data were provided by the airborne Doppler W-band radar RASTA during a 45-day period over a region of the Mediterranean area very prone to heavy rainfall. RASTA is a multi-beam antenna system that can retrieve the three components of the wind fields, which allows the direct assimilation of the retrieved horizontal wind components.

A sensitivity study to the choice of the assimilation window was performed. Indeed, RASTA wind data are not measured simultaneously at the assimilation time, but over the flight leg. Consequently, at the assimilation time  $T$ , the 3DVar assimilation system of AROME-WMed ingests all data available along the aircraft path during the assimilation window  $\Delta_t$ , as if they were valid at time  $T$ . Therefore, the ability of RASTA wind data to improve short-term forecasts of heavy precipitation events was tested with three different assimilation windows  $\Delta_t$ : 3 hours (RASTA<sub>3h</sub>), 2 hours (RASTA<sub>2h</sub>) and 1 hour (RASTA<sub>1h</sub>).

The positive impact of the assimilation of RASTA wind data was first evidenced in a case of heavy rainfall, which occurred during the Intensive Observation Period 7a (IOP7a) on 26 September 2012. This case study was selected because the data that are assimilated at the 06:00 UTC analysis are located upwind from where the heavy rainfall took place. Such a configuration is required to study a potential impact of the assimilation of RASTA wind data on the subsequent forecasts. Except at very short-term range (1 hour) because of spin-up, the assimilation of RASTA wind data led to a systematic improvement of the predicted wind at all short term ranges (2 hours and 3 hours) in any of the three RASTA experiments. It could be interesting to repeat the same study with the more recent operational AROME system because the model spin-up has been reduced to less than 1 hour (Brousseau et al., 2016). Besides, the 12-hour accumulated rainfall forecasts are also in much better agreement with the observations. Therefore, this case study demonstrates a positive impact of the assimilation of RASTA wind data to better predict this rainfall event. Similar results were also obtained for another case which occurred over sea on 11 November 2012 (not shown in this article).

A cycling data assimilation experiment has also been conducted over a 45-day period from 24 October 2012 to 05 November 2012, for the CTRL experiment and for the three RASTA data assimilation experiments. The comparisons against other assimilated observations and rain gauges measurements indicate an overall neutral impact, which is probably due to the small percentage of RASTA wind data which were assimilated among the total number of observations. Nevertheless, results are encouraging since no major detrimental effect was found and a slight positive improvement in the 6-, 9- and 12-hour precipitation forecasts of heavier rainfall was evidenced.



Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
Discussion started: 5 September 2018  
© Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
and Earth System  
Sciences  
Discussions

Open Access  
EGU



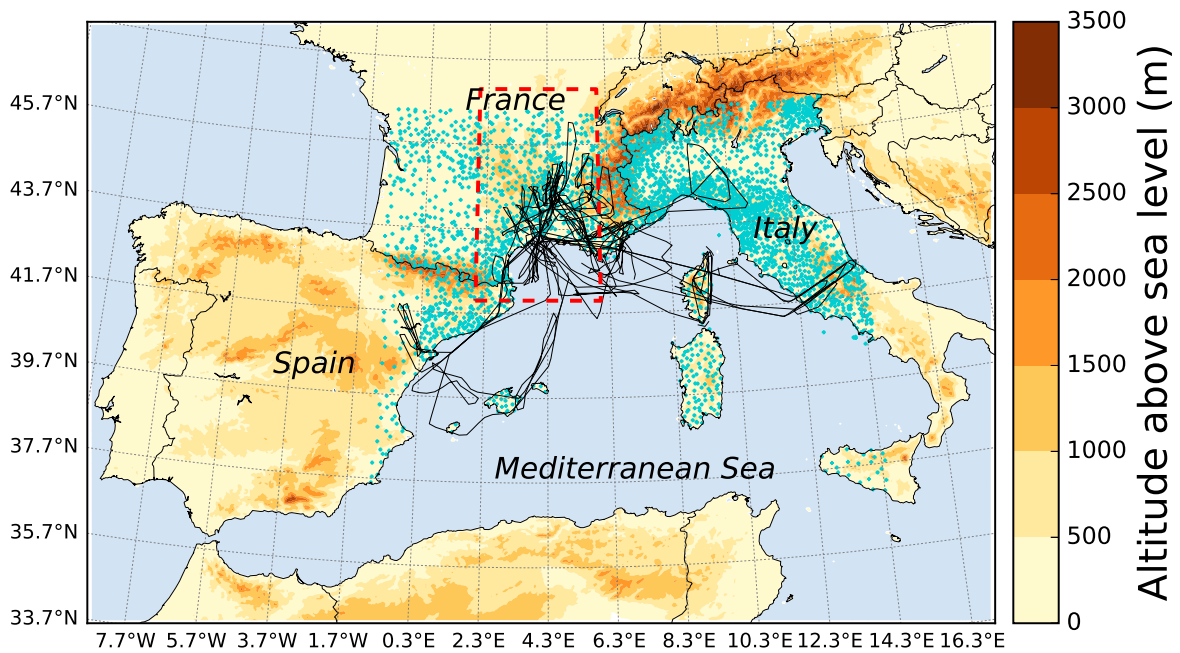
The sensitivity study to the assimilation window on the IOP7 case study suggested that the quality of the rainfall accumulation forecasts increases with the length of the assimilation window. Hence, it seems preferable to assimilate more data to have larger coverage by increasing the length of the assimilation window. By contrast, over the entire period, the best scores are reached when RASTA wind data are assimilated with the smallest assimilation window ( $\Delta_t = 1$  h). This suggests that  
5 choosing a larger assimilation window could result in assimilating data that are no longer valid at the current assimilation time  $T$ , especially for convective systems that can evolve more quickly in time. However, results should be taken cautiously since the sensitivity study was only conducted over 35 analysis cases. More cases should be explored over other field campaigns to corroborate the results of this sensitivity study. Besides, the issue of the length of the assimilation window becomes less important if the assimilation frequency increases and/or a shorter assimilation cycle is used, such as in the new AROME system  
10 (Brousseau et al., 2016).

It is probable that low quality data did pass the quality control, and were thus assimilated. Zhang et al. (2012) show the importance of specifying a strong data quality control. Hence, a more efficient data quality control should improve our results. Finally, another perspective is to assimilate the W-band radar reflectivity jointly with RASTA wind data to study if modifying  
15 the thermodynamic and the dynamic state of the model in a consistent way in the initial state would lead to more significant improvements. Indeed, Janisková (2015) demonstrated a slight positive impact of the assimilation of W-band space-borne radar using a 1D+4D-Var technique. The 1D+3DVar assimilation method that is operationally used to assimilate the radar reflectivity in AROME (Caumont et al., 2010; Wattrelot et al., 2014) will be employed to assimilate the W-band reflectivity.

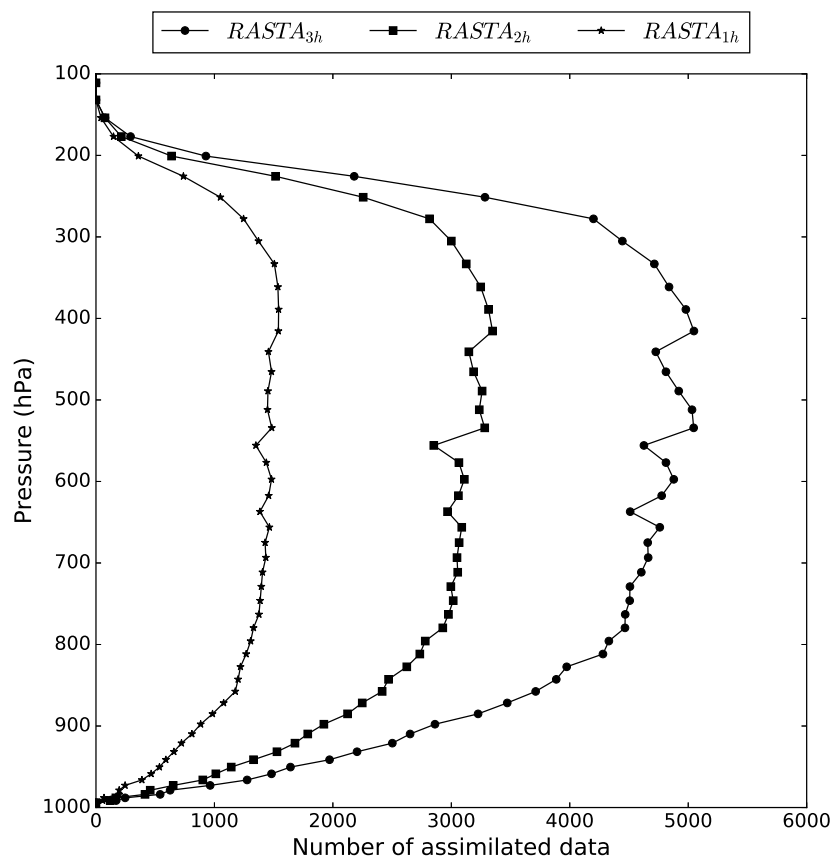
Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  
 EGU

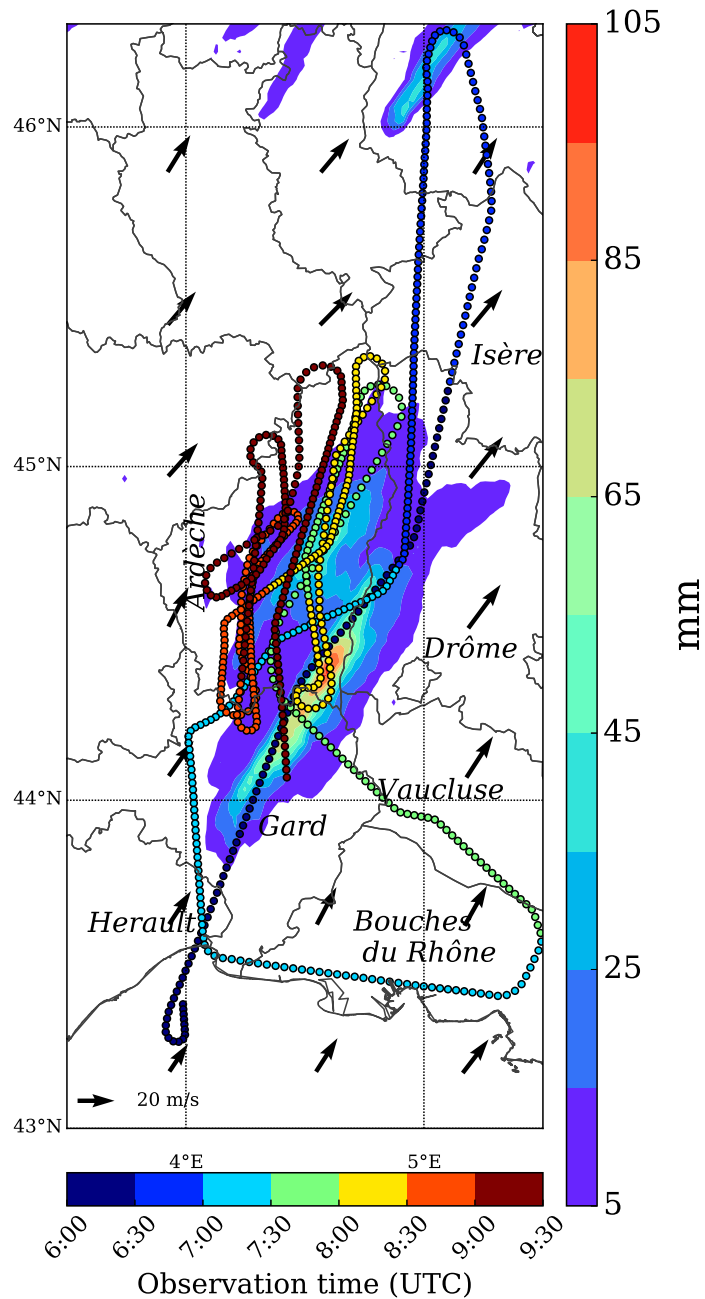


**Figure 1.** The Falcon 20 flight paths (black lines) during the HyMeX first Special Observing Period over the AROME-WMed domain. The altitude of ground above sea level (in metres) is represented by the colour shades. Rain gauges are represented by the blue markers.

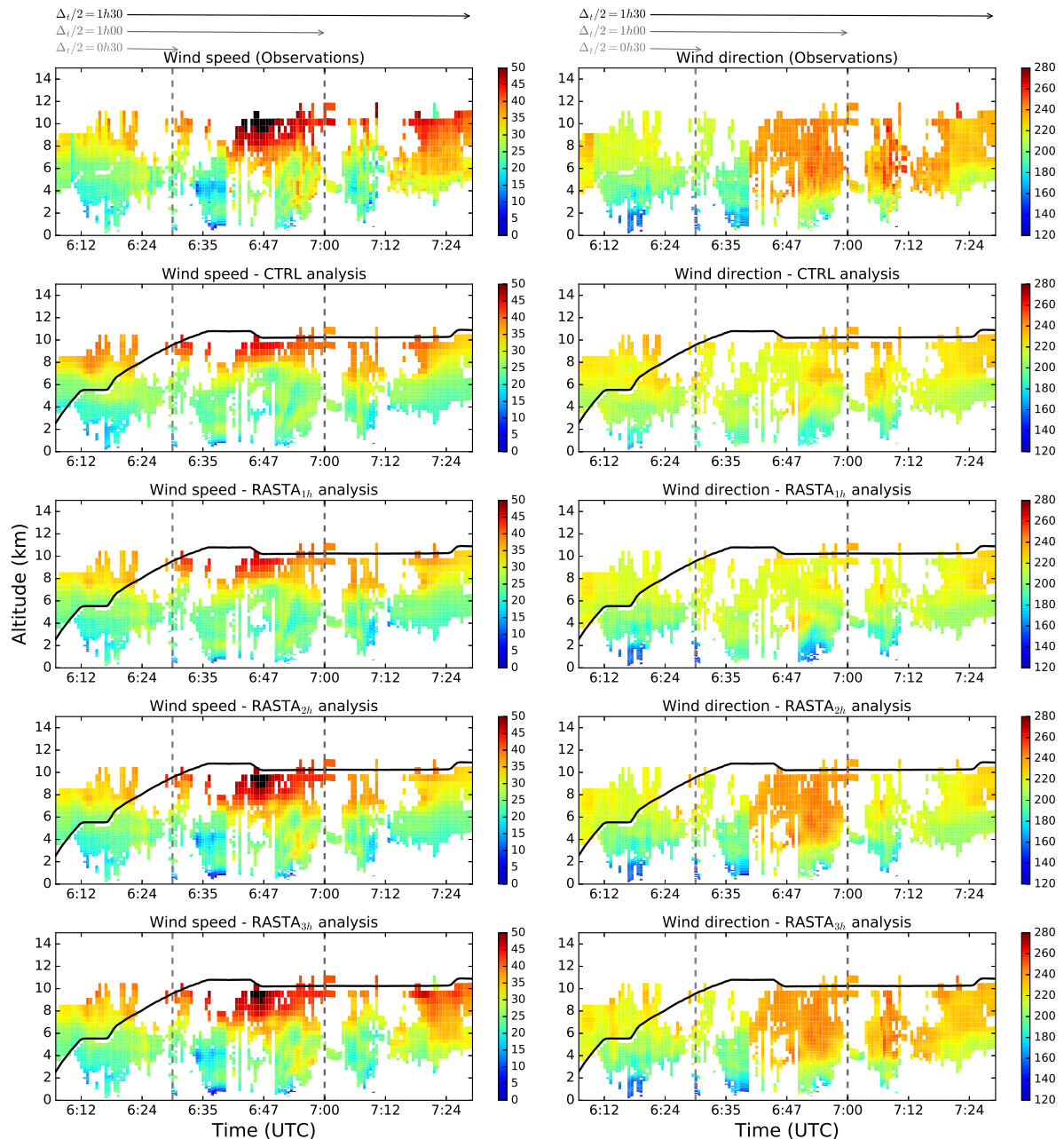


**Figure 2.** Number of RASTA horizontal wind data that are assimilated as a function of the pressure for the  $RASTA_{3h}^{SOP1}$ ,  $RASTA_{2h}^{SOP1}$ ,  $RASTA_{1h}$ .

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.



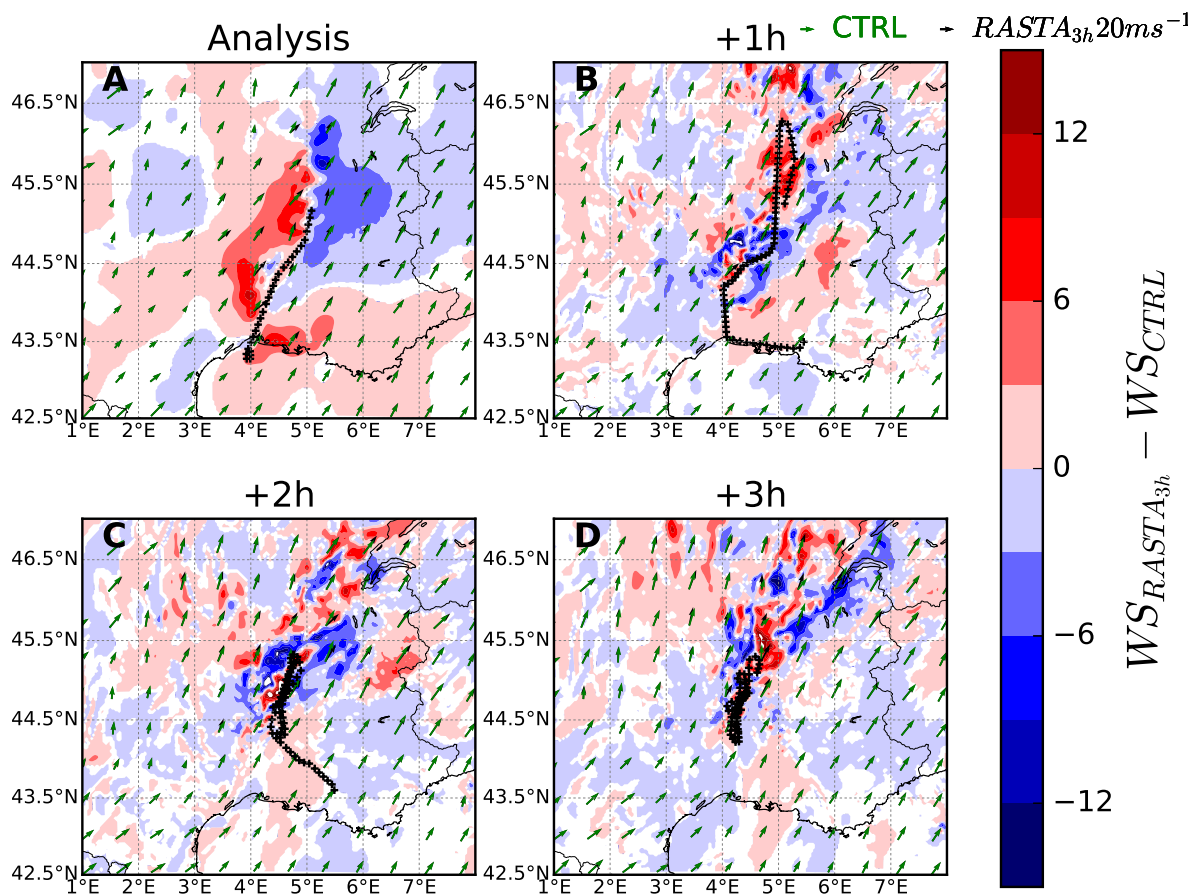
**Figure 3.** Area under the red box in Figure 1. 24-hour accumulated rainfall observed by weather radar between 00:00 UTC on 26 September and 00:00 UTC on 27 September are represented by the shadings (scale on the right). The observation time along the Falcon 20 flight path is indicated by the colour data points (scale on the bottom). Arrows represent the wind direction from the CTRL<sup>10P7</sup> analysis at 06:00 UTC at approximately 4 km of altitude (model level 30).



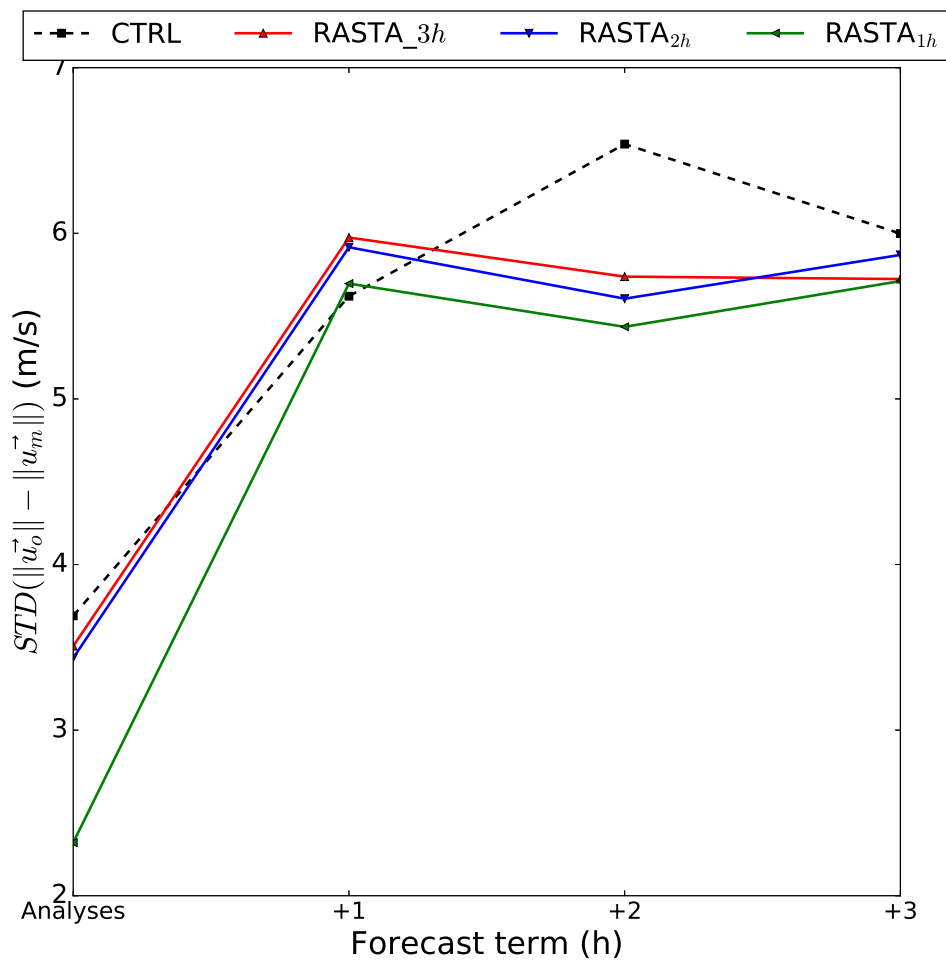
**Figure 4.** Wind speed (left panel) and wind direction (right panel) for (from the top to the bottom) the observations, the CTRL<sup>IOP7</sup>, the RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup>, the RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup> and the RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup> 06:00 UTC analyses on 26 September 2012 (IOP7a). The three different assimilation windows  $\Delta_t$  are delimited by the vertical lines. Aircraft altitude is represented by the black line.

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
Open Access  
  
 Discussions

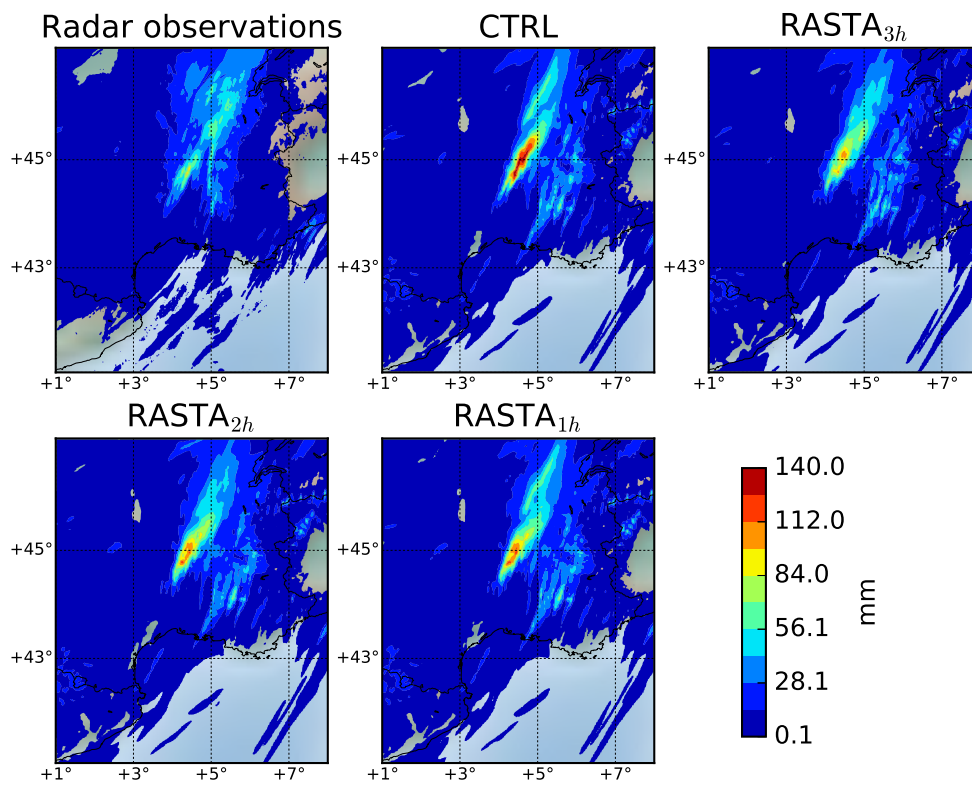


**Figure 5.** Wind increments between the  $RASTA_{3h}^{IOP7}$  and the  $CTRL^{IOP7}$  experiments for the analysis at 06:00 UTC and for the 1-, 2-, and 3-hour forecasts at 07:00 UTC, 08:00 UTC and 09:00 UTC 26 September 2012 (IOP7a) at approximately 4 km of altitude (model level 30). The black data points represent the location of RASTA data within a 1-hour time window centred on the forecast term range.



**Figure 6.** Standard deviation of the wind differences between RASTA observations and each experiment (see legend) as a function of the forecast term from the 0600 UTC analysis 26 September 2012 (IOP7a).

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.



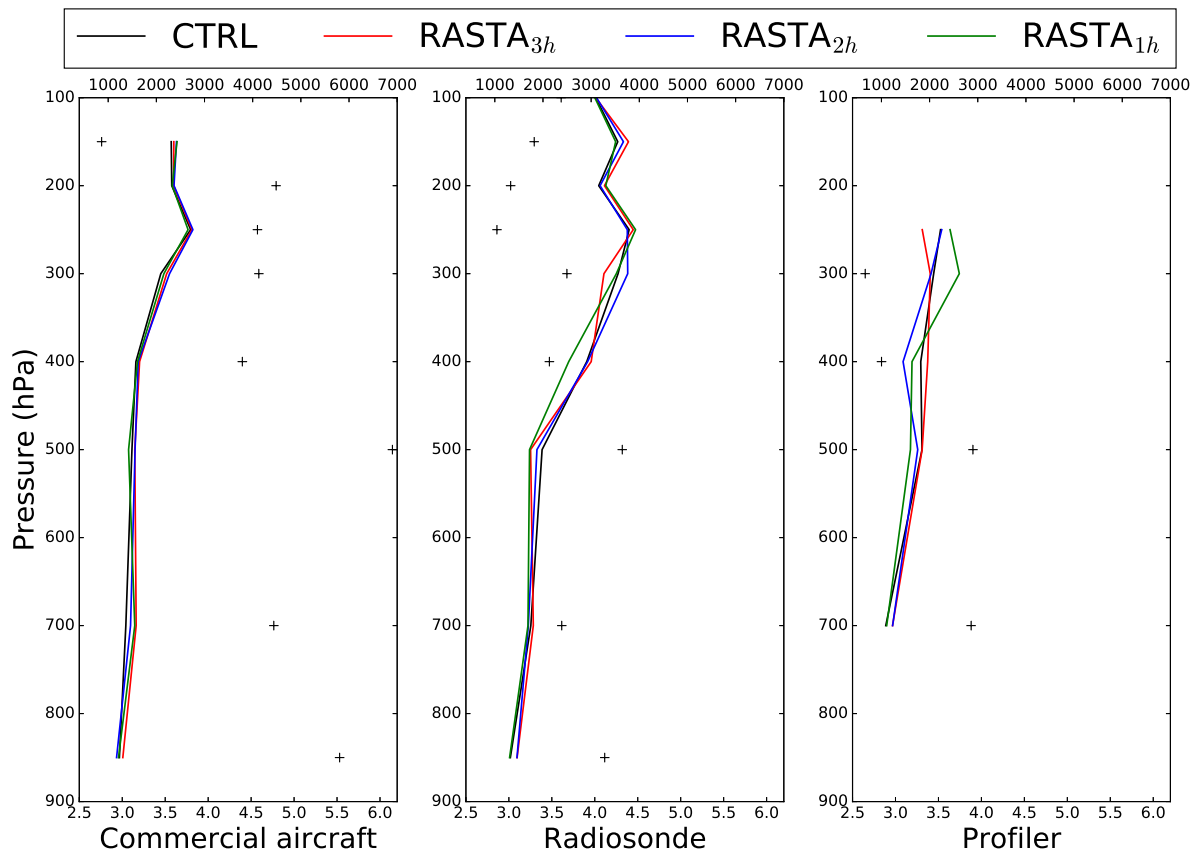
**Figure 7.** 12-hour accumulated rainfall between 06:00 UTC and 18:00 UTC 26 September 2012 (IOP7a) for radar observations, the CTRL<sup>IOP7</sup>, RASTA<sub>3h</sub><sup>IOP7</sup>, RASTA<sub>2h</sub><sup>IOP7</sup>, RASTA<sub>1h</sub><sup>IOP7</sup> experiments.



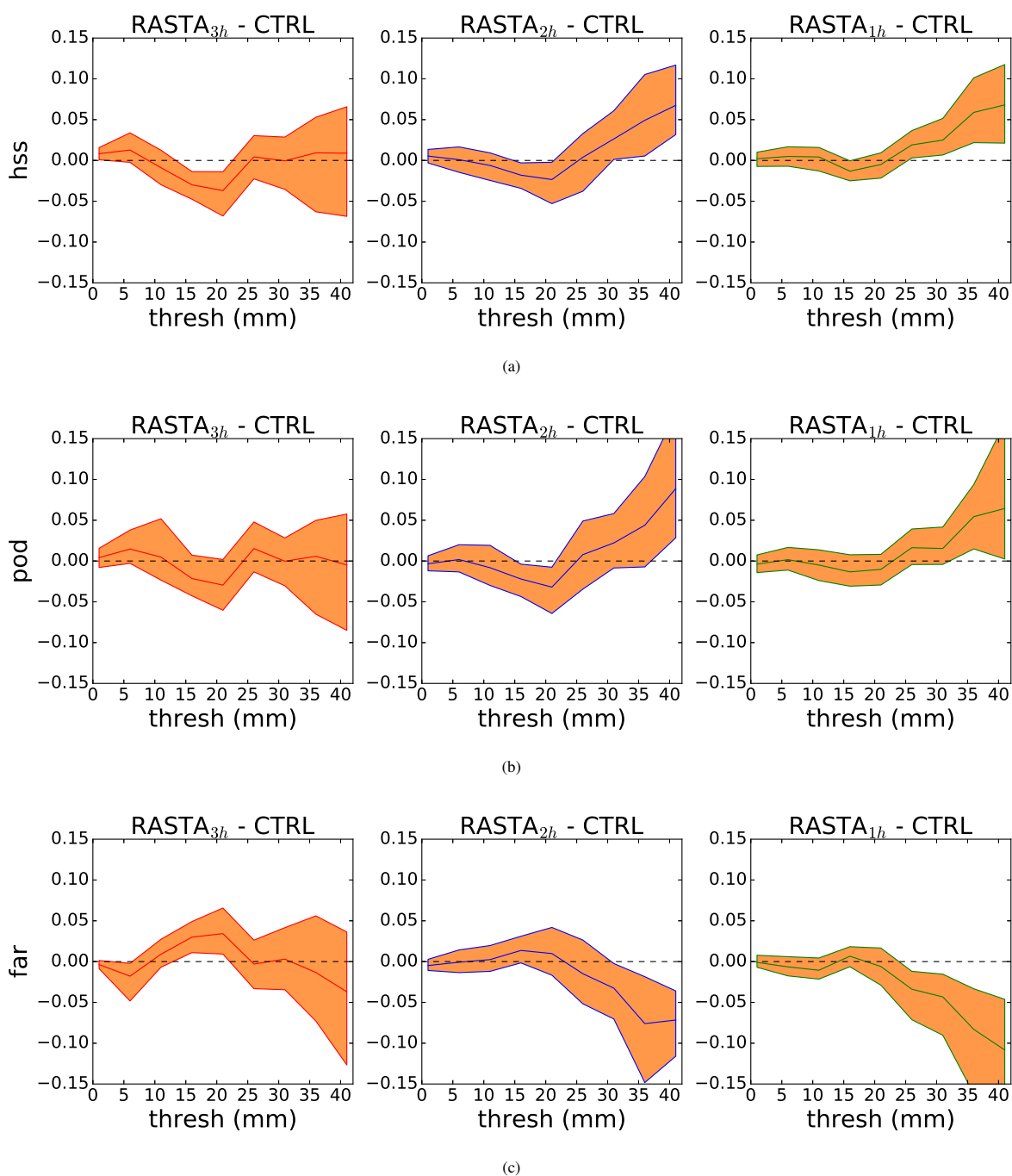
Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  
 EGU



**Figure 8.** Standard deviation of the wind speed differences between conventional observations and each experiment for commercial aircraft data (left panel), radiosondes (middle panel) and profiler observations (right panel). Calculations were performed over the 35 runs in which RASTA wind data were assimilated with the largest assimilation window. In each panel, the number of observations used for the calculation is represented by the black data "+"s in the top x-axis.



**Figure 9.** Differences in the average scores of the 6-h cumulated precipitation forecasts versus rain gauge measurements, between the three RASTA experiments and the CTRL<sup>SOP1</sup> experiment (from left to right), for the HSS (a), FAR (b) and POD (c). Calculations were performed over the 35 runs in which RASTA wind data were assimilated with the largest assimilation window. The error bars represent the 95% bias-corrected and accelerated (BCa) bootstrap confidence intervals (see Efron et al., 1993).

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  




## References

- Baker, W. E., Atlas, R., Cardinali, C., Clement, A., Emmitt, G. D., Gentry, B. M., Hardesty, R. M., Källén, E., Kavaya, M. J., Langland, R., Ma, Z., Masutani, M., McCarty, W., Pierce, R. B., Pu, Z., Riishojgaard, L. P., Ryan, J., Tucker, S., Weissmann, M., and Yoe, J. G.: Lidar-Measured Wind Profiles: The Missing Link in the Global Observing System, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 543–564, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00164.1>, 2014.
- Benjamin, S. G., Schwartz, B. E., Szoke, E. J., and Koch, S. E.: The Value of Wind Profiler Data in U.S. Weather Forecasting, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 1871–1886, <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-12-1871>, <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-12-1871>, 2004.
- Borderies, M., Caumont, O., Augros, C., Bresson, É., Delanoë, J., Ducrocq, V., Fourrié, N., Bastard, T. L., and Nuret, M.: Simulation of W-band radar reflectivity for model validation and data assimilation, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144, 391–403, <https://doi.org/10.1002/qj.3210>, <https://doi.org/10.1002/qj.3210>, 2018.
- Bosart, B. L., Lee, W.-C., and Wakimoto, R. M.: Procedures to improve the accuracy of airborne Doppler radar data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 322–339, <https://doi.org/10.1175/1520-0426-19.3.322>, 2002.
- Bouniol, D., Protat, A., Plana-Fattori, A., Giraud, M., Vinson, J.-P., and Grand, N.: Comparison of Airborne and Spaceborne 95-GHz Radar Reflectivities and Evaluation of Multiple Scattering Effects in Spaceborne Measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25, 1983–1995, <https://doi.org/10.1175/2008jtecha1011.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/2008JTECHA1011.1>, 2008.
- Bousquet, O., Delanoë, J., and Bielli, S.: Evaluation of 3D wind observations inferred from the analysis of airborne and ground-based radars during HyMeX SOP-1, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2016.
- Brousseau, P., Desroziers, G., Bouttier, F., and Chapnik, B.: A posteriori diagnostics of the impact of observations on the AROME-France convective-scale data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140, 982–994, <https://doi.org/10.1002/qj.2179>, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2179>, 2014.
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., and Léger, J.: Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 2231–2243, <https://doi.org/10.1002/qj.2822>, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.2822>, 2016.
- Caumont, O., Ducrocq, V., Wattrelot, É., Jaubert, G., and Pradier-Vabre, S.: 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: a proof of concept, *Tellus A*, 62, 173–187, <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00430.x>, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00430.x>, 2010.
- Deb, S., Kishitawal, C., Kumar, P., Kumar, A. K., Pal, P., Kaushik, N., and Sangar, G.: Atmospheric Motion Vectors from INSAT-3D: Initial quality assessment and its impact on track forecast of cyclonic storm NANAUK, *Atmospheric Research*, 169, 1–16, 2016.
- Delanoë, J., Protat, A., Jourdan, O., Pelon, J., Papazzoni, M., Dupuy, R., Gayet, J.-F., and Jouan, C.: Comparison of Airborne In Situ, Airborne Radar–Lidar, and Spaceborne Radar–Lidar Retrievals of Polar Ice Cloud Properties Sampled during the POLARCAT Campaign, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30, 57–73, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00200.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00200.1>, 2013.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansa, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrat, P.-A., et al.: HyMeX-SOP1: The field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 1083–1100, 2014.

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  




- Duffourg, F., Nuissier, O., Ducrocq, V., Flamant, C., Chazette, P., Delanoë, J., Doerenbecher, A., Fourrié, N., Di Girolamo, P., Lac, C., et al.: Offshore deep convection initiation and maintenance during the HyMeX IOP 16a heavy precipitation event, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 259–274, 2016.
- Efron, B., Tibshirani, R. J., et al.: *An introduction to the bootstrap*, 1993.
- 5 Fischer, C., Thibaut, M., Loïk, B., Ludovic, A., and Ecaterina, Ş. S.: An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 3477–3492, <https://doi.org/10.1256/qj.05.115>, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1256/qj.05.115>, 2005.
- Fourrié, N., Bresson, É., Nuret, M., Jany, C., Brousseau, P., Doerenbecher, A., Kreitz, M., Nuissier, O., Sevault, E., Bénichou, H., and et al.: AROME-WMED, a real-time mesoscale model designed for the HyMeX special observation periods, *Geosci. Model Dev.*, 8, 1919–1941, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1919-2015>, <http://dx.doi.org/10.5194/gmd-8-1919-2015>, 2015.
- 10 Hally, A., Richard, E., and Ducrocq, V.: An ensemble study of HyMeX IOP6 and IOP7a: sensitivity to physical and initial and boundary condition uncertainties, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14, 1071–1084, <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1071-2014>, <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/14/1071/2014/>, 2014.
- Horányi, A., Cardinali, C., Rennie, M., and Isaksen, L.: The assimilation of horizontal line-of-sight wind information into the ECMWF data assimilation and forecasting system. Part I: The assessment of wind impact, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 1223–1232, <https://doi.org/10.1002/qj.2430>, 2015.
- 15 Illingworth, A., Battaglia, A., Bradford, J., Forsythe, M., Joe, P., Kollias, P., Lean, K., Lori, M., Mahfouf, J.-F., Mello, S., Midthassel, R., Munro, Y., Nicol, J., Potthast, R., Rennie, M., Stein, T., Tanelli, S., Tridon, F., Walden, C., and Wolde, M.: WIVERN: A new satellite concept to provide global in-cloud winds, precipitation and cloud properties., *Bulletin of the American Meteorological Society*, 0, null, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0047.1>, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0047.1>, 2018.
- 20 Illingworth, A. J., Barker, H. W., Beljaars, A., Ceccaldi, M., Chepfer, H., Clerbaux, N., Cole, J., Delanoë, J., Domenech, C., Donovan, D. P., and et al.: The EarthCARE Satellite: The Next Step Forward in Global Measurements of Clouds, Aerosols, Precipitation, and Radiation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, 1311–1332, <https://doi.org/10.1175/bams-d-12-00227.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00227.1>, 2015a.
- 25 Illingworth, A. J., Cimini, D., Gaffard, C., Haefelin, M., Lehmann, V., Löhnert, U., O'Connor, E. J., and Ruffieux, D.: Exploiting existing ground-based remote sensing networks to improve high-resolution weather forecasts, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, 2107–2125, <https://doi.org/10.1175/bams-d-13-00283.1>, 2015b.
- Janisková, M.: Assimilation of cloud information from space-borne radar and lidar: experimental study using a 1D+4D-Var technique, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 141, 2708–2725, <https://doi.org/10.1002/qj.2558>, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2558>, 2015.
- 30 Kumar, P., Deb, S. K., Kishtawal, C., and Pal, P.: Impact of assimilation of INSAT-3D retrieved atmospheric motion vectors on short-range forecast of summer monsoon 2014 over the south Asian region, *Theoretical and applied climatology*, 128, 575–586, 2017.
- Li, Z., Pu, Z., Sun, J., and Lee, W.-C.: Impacts of 4DVAR assimilation of airborne Doppler radar observations on numerical simulations of the genesis of Typhoon Nuri (2008), *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53, 2325–2343, 2014.
- Martinet, M., Nuissier, O., Duffourg, F., Ducrocq, V., and Ricard, D.: Fine-scale numerical analysis of the sensitivity of the HyMeX IOP16a heavy precipitating event to the turbulent mixing-length parametrization, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 3122–3135, 2017.
- 35 Montmerle, T. and Faccani, C.: Mesoscale assimilation of radial velocities from Doppler radars in a preoperational framework, *Monthly Weather Review*, 137, 1939–1953, <https://doi.org/10.1175/2008MWR2725.1>, 2009.

Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>  
 Manuscript under review for journal Nat. Hazards Earth Syst. Sci.  
 Discussion started: 5 September 2018  
 © Author(s) 2018. CC BY 4.0 License.

Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  
 Discussions

Open Access  




- Pinty, J. and Jabouille, P.: A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations, in: Conf. on Cloud Physics, pp. 217–220, Amer. Meteor. Soc Everett, WA, 1998.
- Protat, A., Bouniol, D., Delanoë, J., O'Connor, E., May, P., Plana-Fattori, A., Hasson, A., Görndorf, U., and Heymsfield, A.: Assessment of CloudSat reflectivity measurements and ice cloud properties using ground-based and airborne cloud radar observations, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 1717–1741, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1246.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/2009JTECHA1246.1>, 2009.
- 5 Pu, Z., Li, X., and Sun, J.: Impact of airborne Doppler radar data assimilation on the numerical simulation of intensity changes of Hurricane Dennis near a landfall, *Journal of the atmospheric sciences*, 66, 3351–3365, 2009.
- Salonen, K., Cotton, J., Bormann, N., and Forsythe, M.: Characterizing AMV height-assignment error by comparing best-fit pressure statistics from the Met Office and ECMWF data assimilation systems, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54, 225–242, 2015.
- 10 Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V.: The AROME-France Convective-Scale Operational Model, *Monthly Weather Review*, 139, 976–991, <https://doi.org/10.1175/2010mwr3425.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/2010MWR3425.1>, 2011.
- Simonin, D., Ballard, S., and Li, Z.: Doppler radar radial wind assimilation using an hourly cycling 3D-Var with a 1.5 km resolution version of the Met Office Unified Model for nowcasting, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140, 2298–2314, 2014.
- 15 Wattrelot, E., Caumont, O., and Mahfouf, J.-F.: Operational Implementation of the 1D+3D-Var Assimilation Method of Radar Reflectivity Data in the AROME Model, *Monthly Weather Review*, 142, 1852–1873, <https://doi.org/10.1175/mwr-d-13-00230.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-00230.1>, 2014.
- Weng, Y. and Zhang, F.: Assimilating airborne Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter for convection-permitting hurricane initialization and prediction: Katrina (2005), *Monthly Weather Review*, 140, 841–859, 2012.
- 20 Zhang, L., Pu, Z., Lee, W.-C., and Zhao, Q.: The influence of airborne Doppler radar data quality on numerical simulations of a tropical cyclone, *Weather and Forecasting*, 27, 231–239, <https://doi.org/10.1175/waf-d-11-00028.1>, 2012.

*Competing interests.* The authors declare that they have no conflict of interest.

*Acknowledgements.* This work is a contribution to the HyMeX program supported by MISTRALS, ANR IODA-MED Grant ANR-11-BS56-0005 and ANR MUSIC Grant ANR-14-CE01-0014. This work was supported by the French national programme LEFE/INSU. The authors acknowledge the DGA (Direction Générale de l'Armement), a part of the French Ministry of Defense, for its contribution to Mary Borderies's PhD.

25

### 6.3 Discussion

Cet article fait état de la première étude dans laquelle des profils de vents horizontaux mesurés par un radar Doppler aéroporté opérant en bande W sont assimilés dans un modèle de PNT à l'échelle kilométrique. Les expériences d'assimilation ont été menées dans un cadre quasi-opérationnel, avec une version spéciale (Arome-WMed) du modèle de PNT opérationnel de Météo-France Arome, avec son système d'assimilation 3DVar. Les observations ont été recueillies par le radar Doppler aéroporté Rasta pendant une période de 45 jours sur une région de la Méditerranée particulièrement sujette aux fortes précipitations.

Une étude de sensibilité à la largeur temporelle de la fenêtre d'assimilation a été réalisée. En effet, les données de vent Rasta ne sont pas mesurées simultanément à l'heure d'assimilation, mais sur toute la durée du vol. Par conséquent, à l'heure d'assimilation  $T$ , le système d'assimilation 3DVar d'Arome-WMed ingère toutes les données disponibles le long de la trajectoire de l'avion pendant la fenêtre d'assimilation  $\Delta_t$ , comme si elles étaient valides à l'heure d'assimilation  $T$ . Une petite fenêtre d'assimilation limite le nombre de données assimilées à celles qui sont indéniablement valides à l'heure de l'assimilation. En revanche, une plus grande fenêtre conduit à une plus grande couverture spatiale, mais avec des observations qui pourraient ne plus être valides à l'heure d'assimilation. Par conséquent, le potentiel des données de vent Rasta pour améliorer les prévisions à court terme des épisodes de fortes précipitations a été testé avec trois fenêtres d'assimilation  $\Delta_t$  distinctes : 3 heures (RASTA<sub>3 h</sub>), 2 heures (RASTA<sub>2 h</sub>) et 1 heure (RASTA<sub>1 h</sub>).

L'impact positif de l'assimilation des données de vent Rasta a d'abord été mis en avant pour un cas de fortes précipitations, qui s'est produit lors de la période d'observation intensive (SOP1), le 26 septembre 2012 (IOP7a). Ce cas d'étude est dans une configuration propice pour évaluer l'apport de l'assimilation de telles données. En effet, les données qui sont assimilées à l'heure d'analyse (à 06:00 UTC) sont situées en amont de la zone où les fortes précipitations sont concentrées quelques heures plus tard (à environ 08:00 UTC). Une telle configuration est requise pour évaluer l'impact de l'assimilation des données de vent Rasta sur les prévisions ultérieures. Sauf à très courte échéance (1 heure) en raison du spin-up du modèle, l'assimilation des données de vent Rasta a conduit à une amélioration systématique des prévisions de vent pour les courtes échéances (2 heures et 3 heures) dans les trois expériences Rasta. Une perspective à ce travail est d'effectuer la même étude avec le plus récent système opérationnel Arome, puisque le spin-up du modèle a été réduit à moins d'une heure (Brousseau et al., 2016). En outre, les prévisions des précipitations cumulées sur 12 heures sont également en bien meilleur accord avec les observations radars. Par conséquent, ce cas d'étude a permis de mettre en avant un impact positif de l'assimilation des données de vent Rasta pour mieux prévoir cet événement pluvieux. Enfin, comme le montre la [Figure 6.1](#), des résultats similaires ont également été obtenus pour un autre cas d'étude qui a eu lieu sur mer le 11 octobre 2012. En effet, les vents prévus dans les trois expériences Rasta sont en meilleur accord avec les observations que dans l'expérience CTRL.

Afin de couvrir un plus grand nombre de cas d'étude, une expérience d'assimilation

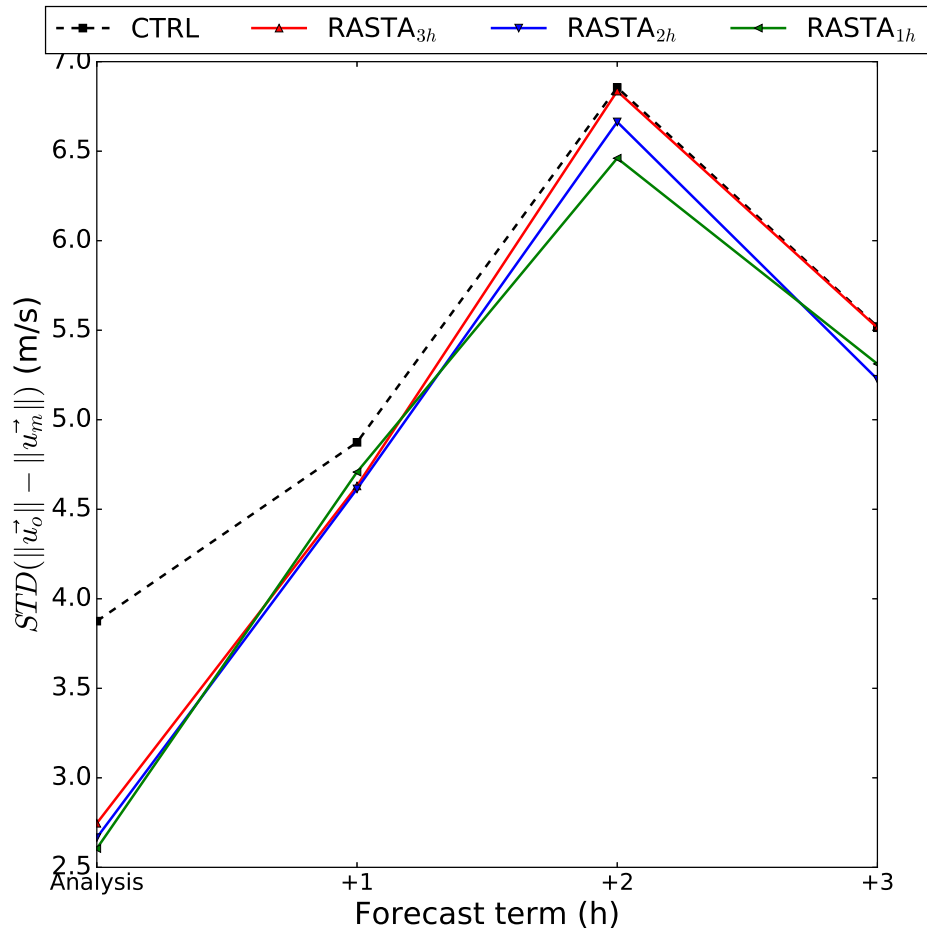


FIGURE 6.1 – Écart-type de la différence entre les vents mesurés par Rasta et ceux qui sont prévus dans chaque expérience, en fonction de l'échéance le 11 octobre 2012.

cyclée a également été menée sur une période de 45 jours, du 24 septembre 2012 au 5 novembre 2012, pour l'expérience CTRL ainsi que pour les trois expériences Rasta. Les comparaisons avec d'autres observations assimilées et les mesures des pluviomètres indiquent un impact globalement neutre, ce qui est probablement dû au faible pourcentage de données de vent Rasta qui ont été assimilées parmi le nombre total d'observations déjà assimilées (de 2% à 5% selon la fenêtre d'assimilation choisie). Néanmoins, les résultats sont encourageants puisqu'aucune dégradation majeure n'a été constatée et qu'une légère amélioration des prévisions des précipitations cumulées sur 6, 9 et 12 heures a été observée pour les seuils les plus forts.

L'étude de sensibilité à la fenêtre d'assimilation sur le cas de l'IOP7 suggère que la qualité des prévisions des cumuls de précipitations augmente avec sa taille. Par conséquent, il semble préférable d'assimiler davantage de données en augmentant la taille de la fenêtre d'assimilation, afin d'avoir une plus grande couverture spatiale. En revanche, sur l'ensemble de la période, les meilleurs scores sont atteints lorsque les données de vent Rasta sont assimilées avec une plus petite fenêtre d'assimilation ( $\Delta_t = 1$  h). Ainsi, ce dernier résultat semble indiquer que le choix d'une plus grande fenêtre d'assimilation pourrait entraîner l'assimilation de données qui ne sont plus valides à l'heure d'assimilation  $T$ , notamment pour les systèmes convectifs qui évoluent rapidement dans le temps. Toutefois, le choix de la fenêtre d'assimilation est sans doute très dépendant de la situation météorologique. En effet, une petite fenêtre est certainement requise pour les phénomènes qui évoluent rapidement durant la durée de la fenêtre d'assimilation. Au contraire, une grande fenêtre est permise pour les phénomènes qui évoluent peu, puisque cela permet d'assimiler un plus grand nombre de données valides. Enfin, les résultats doivent être pris avec prudence puisque l'étude de sensibilité est restreinte aux réseaux d'assimilation qui coïncident avec les vols du Falon 20 (35 réseaux d'assimilation pour la plus grande fenêtre d'assimilation). Davantage de cas devraient être explorés au cours d'autres campagnes de mesures, comme par exemple avec la campagne de mesures Exaedre<sup>1</sup>, afin de corroborer les résultats de cette étude de sensibilité. En outre, la question de la longueur de la fenêtre d'assimilation devient moins importante si la fréquence d'assimilation augmente et/ou si un cycle d'assimilation plus court est utilisé, comme c'est le cas dans le nouveau système d'Arome (Brousseau et al., 2016).

Il est probable que des données de mauvaises qualités aient réussi à passer le contrôle de qualité et aient donc été assimilées à tort. Pourtant, Zhang et al. (2012) ont montré l'importance du contrôle de qualité quand il s'agit d'assimiler des données provenant de radars Doppler aéroportés. Par conséquent, un contrôle de qualité plus efficace devrait améliorer nos résultats. Enfin, une dernière perspective consiste à assimiler conjointement aux vents mesurés par Rasta, la réflectivité radar en bande W. En effet, Janisková (2015) a récemment montré un impact positif de l'assimilation de la réflectivité en bande W, mesurée par le CPR à bord de CloudSat, dans le modèle global IFS, en utilisant une méthode indirecte 1D+4DVar. Un évaluation de l'impact de l'assimilation de la réflectivité en bande W dans Arome est effectuée dans le chapitre suivant.

---

1. EXploiting new Atmospheric Electricity Data for Research and the Environment, <https://www.hymex.org/exaedre/>



# 7 | Assimilation de la réflectivité en bande W mesurée par radars Doppler à nuages aéroportés

Le chapitre précédent a mis en avant un impact positif de l'assimilation des profils verticaux de vent horizontal observés par le radar Doppler à nuages Rasta. Le potentiel des observations de réflectivité mesurées en bande W sur les analyses et les prévisions est quant à lui évalué dans ce chapitre. De plus, les réflectivités en bande W, ainsi que les mesures de vent Rasta, seront assimilées seules ou en combinaison afin d'évaluer s'il est plus intéressant de modifier dans l'état initial le champ de masse (via des profils verticaux de réflectivité en bande W), ou le champ de vent (via des profils verticaux de mesures Doppler), ou d'avoir des conditions thermodynamiques et dynamiques nuageuses cohérentes (via l'assimilation conjointe).

La méthode d'assimilation employée, ainsi que les principaux résultats, sont disponibles dans un article qui a été soumis pour publication dans le journal *Natural Hazards and Earth System Sciences (NHESS)*. Un résumé en français de l'article est disponible dans la première section. La seconde section comporte la version originale de l'article, dont les principales conclusions sont ensuite rappelées dans la dernière section.

## Sommaire

---

<a href="#">7.1</a>	<a href="#">Résumé de l'article</a>	117
<a href="#">7.2</a>	<a href="#">Article</a>	118
<a href="#">7.3</a>	<a href="#">Discussion</a>	153

---

## 7.1 Résumé de l'article

L'objectif de cet article est d'évaluer le potentiel de la réflectivité en bande W pour améliorer la qualité des analyses et des prévisions des événements intenses dans la région méditerranéenne. Pour cela, la méthode d'assimilation des réflectivités radars 1D+3DVar, qui est opérationnellement utilisée pour assimiler les radars de précipitation au sol, est adaptée au radar aéroporté Rasta afin d'assimiler la réflectivité en bande W. En particulier, après avoir appliqué une correction de biais aux observations, des profils d'humidité relative sont d'abord restitués par une méthode d'inversion bayésienne 1D, qui sont ensuite assimilés à leur tour en tant que pseudo-observations dans

le système 3DVar d’Arome. L’aptitude de la méthode de restitution bayésienne 1D à restituer des champs d’humidité plus réalistes est évaluée à partir de mesures indépendantes d’humidité in situ collectées à l’altitude de vol. Le bénéfice apporté par des conditions thermodynamiques et dynamiques cohérentes dans l’état initial est également évalué en assimilant, conjointement ou individuellement, dans le système d’assimilation 3DVar d’Arome la réflectivité en bande W et les vents horizontaux mesurés par Rasta durant la SOP1 de HyMeX.

Les expériences d’assimilation sont d’abord menées sur un cas de précipitations intenses, puis sur l’ensemble des cas de la SOP1. Les résultats indiquent que, par rapport aux vents horizontaux Rasta, la réflectivité en bande W a un impact plus important sur les analyses en termes d’humidité, de température et de pression. Néanmoins, à mesure que l’échéance augmente, l’impact de l’assimilation des vents horizontaux devient rapidement plus important sur les champs d’humidité que l’assimilation de la réflectivité en bande W. En outre, l’amélioration la plus significative des cumuls de précipitations est obtenu lorsque la réflectivité en bande W est assimilée en combinaison avec les profils de vents horizontaux. Ainsi, les résultats de cette étude indiquent que des conditions thermodynamiques et dynamiques cohérentes dans l’état initial conduisent à la fois à une amélioration des états initiaux, mais également des prévisions des cumuls de précipitations. Enfin, bien que moins prononcée, l’assimilation seule de la réflectivité en bande W se traduit également par une légère amélioration des précipitations.

## 7.2 Article soumis au *Natural Hazards and Earth System Sciences*

M. Borderies, O. Caumont, J. Delanoë, V. Ducrocq, N. Fourrié et P. Marquet, in review : Impact of the assimilation of W-band radar reflectivity from airborne Doppler cloud-profiling radar in a kilometre-scale NWP system. *Submitted to Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*

# Impact of airborne cloud radar reflectivity data assimilation on kilometre-scale NWP analyses and forecasts of heavy precipitation events

Mary Borderies<sup>1</sup>, Olivier Caumont<sup>1</sup>, Julien Delanoë<sup>2</sup>, Véronique Ducrocq<sup>1</sup>, Nadia Fourrié<sup>1</sup>, and Pascal Marquet<sup>1</sup>

<sup>1</sup>CNRM UMR 3589, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

<sup>2</sup>LATMOS, IPSL, Université Versailles St-Quentin, CNRS, UPMC, Guyancourt, France

**Correspondence:** mary.borderies@meteo.fr

## Abstract.

This article investigates the potential of W-band radar reflectivity to improve the quality of analyses and forecasts of heavy precipitation events in the Mediterranean area. The 1D+3DVar assimilation method, operationally employed to assimilate ground-based precipitation radar data in the Météo-France kilometre-scale NWP model AROME, has been adapted to assimilate the W-band reflectivity measured by the airborne cloud radar RASTA during a two-month period over the Mediterranean area. After applying a bias correction, vertical profiles of relative humidity are first derived via a 1D Bayesian retrieval, and then used as relative humidity pseudo-observations in the 3DVar assimilation system of AROME. The efficiency of the 1D Bayesian method in retrieving humidity fields is assessed using independent in-flight humidity measurements. To complement this study, the benefit brought by consistent thermodynamic and dynamic cloud conditions has been investigated by assimilating separately and jointly in the 3h 3DVar assimilation system of AROME the W-band reflectivity and horizontal wind measurements collected by RASTA.

The data assimilation experiments are conducted for a single heavy precipitation event, and then for 32 cases. Results indicate that the W-band reflectivity has a larger impact on the humidity, temperature and pressure fields in the analyses, compared to the assimilation of RASTA wind data alone. Besides, the analyses get closer to independent humidity observations if the W-band reflectivity is assimilated alone or jointly with RASTA wind data. Nonetheless, the impact of the W-band reflectivity decreases more rapidly as the forecast range increases, compared to the assimilation of RASTA wind data alone. Generally, the assimilation of the W-band reflectivity jointly with wind data results in the best improvement of the rainfall precipitation forecasts. Consequently, results of this study indicate that consistent thermodynamic and dynamic cloud conditions in the analysis leads to an improvement of both model initial conditions and forecasts. Even though to a less extent, the assimilation of the W-band reflectivity alone also results in a slight improvement of the rainfall precipitation forecasts.

## 1 Introduction

Kilometre-scale NWP models are now able to explicitly resolve the convection and to represent with a reasonable degree of realism clouds and precipitation (Gustafsson et al., 2018). Doppler radar observations are particularly well suited to initialise these NWP models because they provide wind and reflectivity measurements at a comparable spatial and temporal resolution. Consequently, observations from ground-based precipitation radars are operationally assimilated in many km-scale NWP models to initialise precipitation areas (Gustafsson et al., 2018). However, ground-based precipitation radars have a very poor sensitivity to clouds. Hence, the increased number of Doppler cloud-profiling radar (Wolde and Pazmany, 2005; Delanoë et al., 2013; Illingworth et al., 2015; Chahat et al., 2016; Delanoë et al., 2016) is extremely appealing in data assimilation to initialise km-scale NWP models in cloudy areas. Indeed, cloud-profiling radars, either operating in the Ka-band ( $\approx 35$  GHz), or in the W-band ( $\approx 95$  GHz) (Kollias et al., 2007), provide valuable observations about cloud microphysical properties and light to moderate precipitation. In addition, compared to lower-frequency radars, they require small antennas to provide high spatial resolution measurements, which makes them more easily deployable aboard moving platforms such as spacecraft or aircraft (Kollias et al., 2007). In addition, recent technological breakthroughs might lead to a deployment of lower-cost ground-based W-band radar networks (Delanoë et al., 2016).

15

Over the last few years, cloud radar data have been used several times for kilometre-scale NWP model validation (Di Michele et al., 2012; Iguchi et al., 2012; Hashino et al., 2013; Borderies et al., 2018), but only a few studies were devoted to evaluate their potential in data assimilation. In particular, within the JMA's nonhydrostatic model (JMA-NHM) with an ensemble variational method (Aonashi and Eito, 2011), Okamoto et al. (2016) performed a direct assimilation of vertical reflectivity profiles of the Dual frequency Precipitation Radar (DPR) reflectivity observations from the GPM core observatory (Hou et al., 2014) for the case of Typhoon Halong in July 2014. The assimilation of DPR data resulted in an improvement in the rain mixing ratio and updraft. However, because of negative model biases in the ice regions, observations were discarded in and above the melting layer. Therefore, Okamoto et al. (2016) did not take advantage of the cloud-affected observations measured by the Ka band radar, which are very sensitive to clouds. In addition, ensemble variational methods are costly in terms of computing time, which hampers their use in most current operational systems.

20

Assimilating reflectivity with traditional variational assimilation techniques (3DVar and 4DVar) remains challenging. Indeed, the linearisation of the observation forward operator is not straightforward. In addition, it is necessary to add hydrometeor contents in the control variables, which requires to specify the associated forecast error covariances. Besides, the assimilation of humidity, wind and temperature variables have a larger impact on the forecasts, compared to hydrometeor observations (Fabry and Sun, 2010). Consequently, several studies used indirect assimilation methods to assimilate cloud radar reflectivity measurements (Storto and Tveter, 2009; Janisková et al., 2012; Janisková, 2015). The reflectivity profiles are first inverted into pseudo-observations that are closer to the control variables of the NWP model (for instance temperature or humidity) through the use of either a 1D-variational assimilation technique (Janisková et al., 2012; Janisková, 2015) or a 1D Bayesian retrieval

30

(Storto and Tveter, 2009). These pseudo-observations are then assimilated into the variational assimilation system like any other conventional observation. In most of these studies, Cloud Profiling Radar data on board the CloudSat (Stephens, 2005) satellite were assimilated in NWP models running at coarse horizontal resolutions (larger than 10 km). For example, using a technique combining a one dimensional variational (1DVar) followed by a four dimensional variational (4DVar) assimilation method, Janisková (2015) performed several assimilation experiments with the global scale NWP model IFS. To take fully advantage of the W-band reflectivity in cloudy areas, Janisková (2015) applied an appropriate bias correction scheme which depends on the altitude and on the temperature. Results suggest a slight positive impact on the subsequent forecasts when appropriate bias correction, error estimates and quality controls are performed. However, because of the inability of the reflectivity forward operator (Di Michele et al., 2012) to simulate the multiple scattering effects, observations of the most convective situations were rejected from the assimilation process. Storto and Tveter (2009) also employed a two-step method consisting of a one-dimensional Bayesian retrieval of relative humidity pseudo-observations, followed by a 3DVar assimilation method in the ALADIN NWP model (Fischer et al., 2005). Results show that, despite the small number of assimilated observations, the impact of relative humidity pseudo-observations is greater in areas poorly covered by the conventional observation networks, such as over the oceans. However, Storto and Tveter (2009) failed to identify a case study for which the humidity pseudo-observations led to a significant impact on the analysis and on the subsequent forecasts.

So far, the impact of the assimilation of W-band radar reflectivity in a kilometre-scale NWP model, with horizontal resolutions of less than 3 km, has never been investigated. Therefore, the primary objective of this article is to investigate the benefits brought by the assimilation of W-band radar reflectivity measurements to improve the forecasts of the heavy precipitation events that regularly occur in the Mediterranean area. Indeed, the accurate forecasting of the timing, position and intensity of such mesoscale convective systems remains a challenge (Duffourg et al., 2016; Martinet et al., 2017). In addition, Doppler cloud radar data also provide valuable informations on dynamical cloud properties. Borderies et al. (in review) highlighted a positive impact of the assimilation of such data in a km-scale NWP model. The assimilation of W-band reflectivity measurements jointly with wind data measured by Doppler cloud radar is expected to provide more consistent thermodynamic and dynamic cloud conditions in the initial state. Nonetheless, Bachmann et al. (2018) suggested that the joint assimilation leads to skill which are comparable to the experiments in which reflectivity and Doppler velocity observations are assimilated independently. However, their data assimilation experiments were conducted in an idealized setup, and the observations were provided by ground-based precipitation radar data. Therefore, to investigate the benefit brought by consistent thermodynamic and dynamic cloud conditions in the initial state, the W-band reflectivity will be assimilated separately and jointly with horizontal wind data measured by a Doppler W-band radar.

To assess the potential of Doppler W-band radar data to improve short term forecasts of heavy precipitation events, we take advantage of the data collected by the airborne Doppler W-band radar RASTA (Radar Airborne System Tool for Atmosphere Delanoë et al., 2013) in 2012 over the Western Mediterranean area during the HyMeX first Special Observing Period (HyMeX-SOP1 Ducrocq et al., 2014) dedicated to heavy precipitation events. The W-band reflectivity and wind measurements

collected by RASTA are assimilated separately and jointly into the 3DVar assimilation system of a special version, named AROME-WMed (Fourrié et al., 2015), of the Météo-France operational convective scale model AROME (Seity et al., 2011). The impact of the assimilation of RASTA data in synergy with all other conventional assimilated data is first evaluated for one of the most significant rainfall events which occurred during the Intensive Observing Period 7a (Hally et al., 2014, IOP7a) of the HyMeX-SOP1. Next, the experiments are run for 32 case studies of the HyMeX-SOP1 in which RASTA data are available. The 1D+ 3DVar assimilation method of Caumont et al. (2010), used operationally to assimilate ground-based precipitation radars in AROME (Wattrelot et al., 2014), is particularly well suited for vertically pointing radars and is thus employed to assimilate the W-band reflectivity observed by RASTA. Vertical profiles of relative humidity are first derived via a 1D Bayesian retrieval, and then used as pseudo-observations in the 3D-Var assimilation system of AROME. For the first time, a validation of the 1D Bayesian retrieval with humidity in-situ measurement is performed in this study.

This article is organised as follows. In section 2, the data collected by the airborne Doppler W-band radar RASTA are presented, followed by a brief description of the NWP model AROME-WMed with its 3h-3DVar assimilation system. Section 3 provides a full description of the 1D+3DVar assimilation method used to assimilate the W-band radar reflectivity. The different data assimilation experiments are presented in section 4. These different experiments are evaluated in section 5, followed in section 6 by an evaluation over the 32 assimilation cases of the SOP1. Conclusions are drawn in section 7.

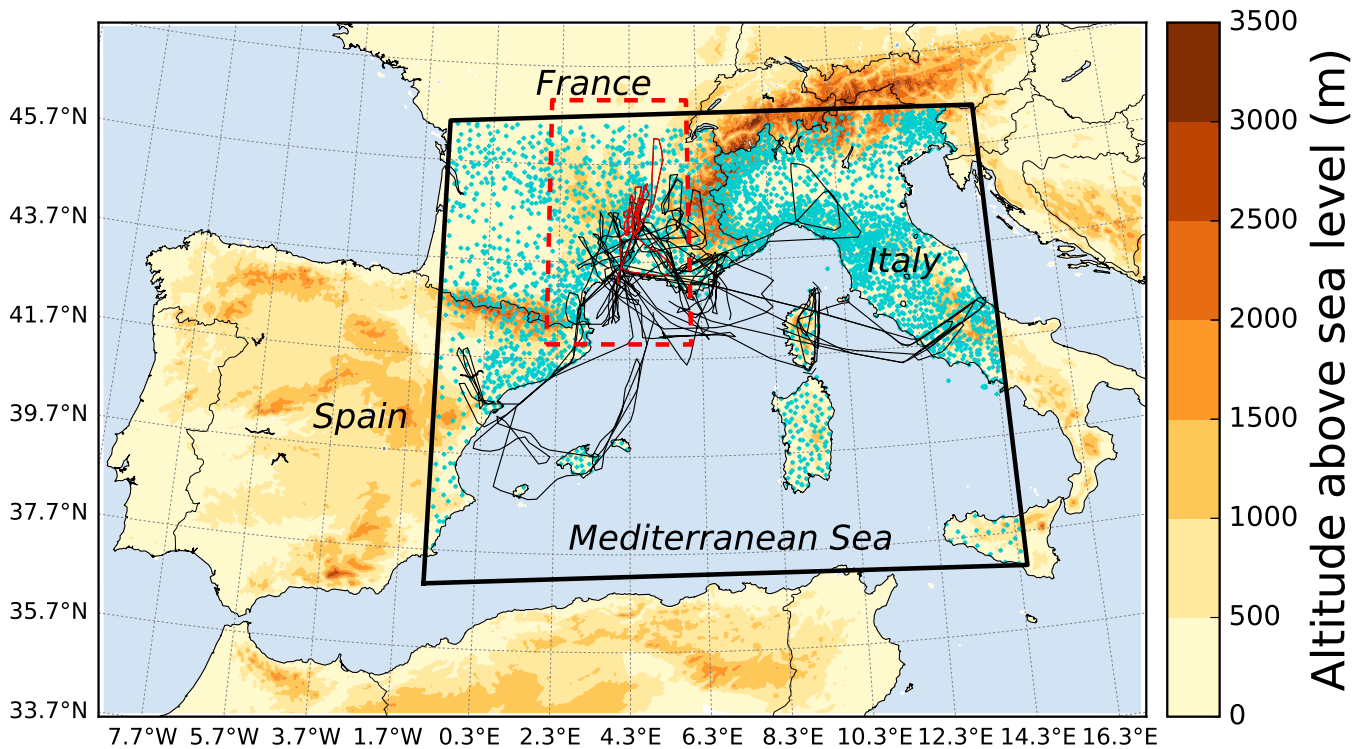
## 2 NWP model and radar data

This study takes advantage of the data collected by the Doppler W-band radar RASTA during the HyMeX first special observing period (HyMeX-SOP1), which took place from 5 September to 5 November 2012 over the western Mediterranean (Ducrocq et al., 2014). The main goal of the HyMeX-SOP1 was to document the heavy rainfall events that regularly affect the Mediterranean area.

### 2.1 The Doppler W-band radar RASTA during the HyMeX-SOP1

The airborne cloud radar RASTA is a monostatic Doppler multi-beam antenna system operating in the W-band at 95 GHz (Bouniol et al., 2008, Protat et al., 2009, Delanoë et al., 2013). The aircraft platform used is the French Falcon 20 research aircraft from the SAFIRE unit (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement). RASTA has six Cassegrain antennas to measure the reflectivity and the radial velocity in three non-collinear directions above and below the aircraft. The maximum unambiguous distance is 15 km with an unambiguous velocity of  $7.8 \text{ m s}^{-1}$  (the Pulse Repetition Frequency equals 10 kHz).

After processing, the Doppler velocities of the three upward-looking and downward-looking antennas are combined to retrieve the three components of the wind field above and below the aircraft (Bousquet et al., 2016). The measurements are collected at a time resolution of 1.5 s and at a vertical resolution of 60 m. In addition, this study takes advantage of the reflec-



**Figure 1.** The Falcon 20 flight tracks (black lines) during the HyMeX first Special Observing Period over the AROME-WMed domain. The Falcon 20 flight track during IOP7a (Flight 15) is indicated by the red line. IOP7a case study is delimited by the red box. The altitude of ground above sea level (in metres) is represented by the colour shades. Rain-gauges are represented by the blue markers. The black box shows the domain used for the impact study in subsection 6.1.

tivity measurements collected by the nadir- and zenith-pointing antennas. The zenith-pointing antenna is slightly less sensitive than the nadir-pointing antenna (-26 dBZ versus -27 dBZ at 1 km).

Therefore, this unique instrument allows the documentation of the microphysical and dynamic properties of clouds in the vertical at a high resolution of 60 m and quasi-continuously in time ( $\approx 1.5$  s) during the flights. In particular, during the HyMeX-SOP1, RASTA collected data during 18 flights in stratiform (72.6%), convective (14.3%) and clear sky (13.1%) conditions over land, sea and complex terrains (Borderies et al., 2018). RASTA flight tracks during the HyMeX-SOP1 are represented by the black lines in Figure 1. Further details about RASTA configuration during the HyMeX-SOP1 are given by Bousquet et al. (2016).

## 2.2 The AROME-WMed NWP model

This study is performed with a special version of the Météo-France operational kilometre-scale NWP model AROME (Seity et al., 2011), named AROME-WMed (Fourrié et al., 2015). AROME-WMed, which covers the entire northwestern Mediterranean Basin, was specially designed for the HyMeX-SOP1 and ran in real time to plan the airborne operations, especially in the mesoscale convective systems. The AROME-WMed domain is displayed in Figure 1. AROME-WMed runs at a horizontal resolution of 2.5 km with 60 vertical levels ranging from approximately 10 m above ground level to 1 hPa. The deep convection is explicitly resolved and the microphysical processes are governed by the ICE3 one-moment bulk microphysical scheme (Pinty and Jabouille, 1998). Six water species are predicted by AROME-WMed (water vapour, rain, cloud liquid droplets, snow, pristine ice and graupel). The Particle Size Distributions (PSDs) are expressed as generalized gamma distributions multiplied by the total number concentrations. PSDs are reduced to exponential distributions for snow, graupel and rain.

The analyses of the global operational NWP model ARPEGE are used to provide boundary conditions. AROME-WMed has a 3-hour 3D Variational (3DVar) data assimilation system (Brousseau et al., 2014) based on an incremental formulation (Fischer et al., 2005). The control variables of this system are temperature, specific humidity, surface pressure, vorticity and divergence. Background error covariances were computed using a period characterized by convective systems in October 2010 over the northwestern Mediterranean region (Fourrié et al., 2015). Every 3 hours an analysis is computed by using all observations available within a  $\pm 1$  h 30 min assimilation window and a 3-h forecast is produced to provide a background for the next cycle. The assimilation system ingests a wide variety of observations from satellite, ground-based GPS, aircraft, radiosondes, drifting buoys, balloons and wind profilers, automatic land and ship weather stations, and ground-based precipitation radars of the French network ARAMIS (reflectivity and radial velocity). The purpose of this study is to assess the impact of the assimilation of RASTA data in addition to this already dense observing network.

## 2.3 RASTA data pre-processing

RASTA data are discarded between 250 m above and 250 m below the aircraft, which is the minimal measuring range of the zenith- and nadir-pointing antennas. Ground clutter is also removed. To reduce observation and representativeness errors, RASTA data are interpolated in the model vertical and horizontal resolutions. For the reflectivity measurements, this interpolation is done by taking the average value (in  $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ ) of all data available along the aircraft track within a box of 2.5 km length between the two half model levels surrounding each model level. From a given range from the radar, when the aircraft roll and/or pitch angles are greater than a threshold ( $\text{roll} > 7^\circ$  at 10 km range), some measurements might come out of the vertical profile of interest. Therefore, these data are removed from the interpolation. The same interpolation is done for the retrieved horizontal wind component except that a median filter is employed. Indeed, applying a median filter instead of averaging allows to reduce the influence of outliers, due to the difficulty of having high quality measurements for airborne Doppler radar (Bosart et al., 2002).



After this pre-processing, a thinning is applied to RASTA data to decrease observation density and satisfy assumptions about observation error covariances, which are supposed to be  $0 \text{ dB}^2$ . It is particularly true for measurements made by different instruments, which have independent physical errors. However, this hypothesis might be no more valid if the observations are collected very close to each other by the same instrument. Applying a thinning to the observations is therefore necessary for having satisfactory assumptions about observation error covariances (Rohn et al., 2001; Liu and Rabier, 2002). Therefore, RASTA data are assimilated every 3 time steps, which is equivalent to a distance of approximately 5 km to 9 km depending on the aircraft speed and trajectory.

### 3 Assimilation method

#### 3.1 The 1D+3DVar assimilation method

Here, we employ the 1D+3DVar assimilation method (Caumont et al., 2010; Wattrelot et al., 2014) used operationally to assimilate ground-based precipitation radar data in AROME. This data assimilation technique allows to shift a pattern that was well simulated by the model but at a wrong location. It relies on the ability of the model to create consistent moisture and reflectivity profiles. Indeed, cloudy areas are generally associated with relative humidity close to the saturation and high reflectivity values. This method is particularly well suited for vertically pointing radar because the first step of the assimilation method is based on the differences between different vertical profiles of reflectivities. For instance, since March 2016, this assimilation method is operationally employed to assimilate vertical profiles of Dual-frequency Precipitation Radar (DPR) reflectivity data in the Japanese kilometer-scale NWP model (JMA-NHM) (Ikuta, 2016).

The first step consists of a 1D Bayesian retrieval of the best estimate of relative humidity ( $RH$ ) profiles, named hereafter pseudo-observations ( $PO$ ), given the observed vertical profile of reflectivity  $Z_o$ . For each observed column of reflectivity  $Z_o$ , the corresponding vertical profile of RH pseudo-observation  $y_{PO}^{RH}$  is given by

$$y_{PO}^{RH} = \sum_i x_i^{RH} \frac{\exp\left(-\frac{1}{2}J_{PO}(x_i)\right)}{\sum_j \exp\left(-\frac{1}{2}J_{PO}(x_j)\right)}, \quad (1)$$

with

$$J_{PO} = \frac{1}{n_o} \frac{\sum_k^{n_o} (Z_{o_k} - H_z(x_k) - b_k)^2}{\sigma_o^2}, \quad (2)$$

where

–  $x_i^{RH}$  is the vertical column of relative humidity from the model background;

- $H_z(x_k)$  is the simulated reflectivity (in dBZ) at the model level  $k$ , given the model state  $x_k$ ;  $H_z$  being the forward operator
  - $n_o$  is the number of valid observed reflectivity data in the column,
  - $b_k$  is the bias correction value used at the altitude  $k$  (in dB), described in subsection 3.2,
- 5    –  $\sigma_o$  is the standard deviation of observation and forward operator errors (in dB).

The W-band reflectivity forward operator  $H_z$  described by Borderies et al. (2018) is used to simulate the reflectivity. It is consistent with the ICE3 one-moment microphysical scheme of AROME and takes as input parameters the hydrometeor contents of the five hydrometeor species (rain, snow, graupel, cloud liquid water and pristine ice), temperature, pressure, relative humidity. The T-matrix method (Mishchenko et al., 1996) is employed to compute the single scattering properties. Following  
10 the results of Borderies et al. (2018), graupel axis ratio is set to 0.8, snow axis ratio to 0.7 and pristine ice axis ratio to 1. The forward operator returns the simulated reflectivity at each range gate from the radar and accounts for hydrometeors and water vapour attenuation.

According to Equation 1, for each observed vertical profile  $Z_o$ , the vertical column of RH pseudo-observation is a linear  
15 combination of the neighbouring RH profiles taken from the model background  $x_i^{RH}$ . The  $x_i^{RH}$  neighbouring profiles are located in a 160-km-wide square centred on the aircraft location. For the AROME-WMed model, this size is sufficient to reduce the effects of spatial mismatches between model and observations (Borderies et al., 2018) and to gather a database of  $x_i^{RH}$  which are consistent with the meteorological situation. In addition, the  $x_i^{RH}$  profiles would become less representative with a larger size since meteorological environments can change over  $\approx 100$  km.

20

In Equation 1, the  $x_i^{RH}$  profiles are weighted by a function ( $J_{PO}$ ) of the difference between the observed  $Z_o$  and simulated  $H_z(x_i)$  column of reflectivities (cf Equation 2). Thus, larger weights are given to the neighbouring columns that most closely resemble the observations. To ensure equivalent weights regardless of the number of altitude levels used for each neighbourhood profile, the square difference in the cost function in Equation 2 is divided by the number of valid data over the observed  
25 column of reflectivity.

The square difference is also divided by the observation error variance  $\sigma_o^2$ . A small  $\sigma_o$  will favour the neighbouring columns that most closely resemble the observation. However, if there is no simulated profile of reflectivity which is close enough to the observed one, there will be no retrieval since the weight tends towards a value close to 0. Hence, a small  $\sigma_o$  either leads to  
30 an accurate retrieval or to no retrieval at all. On the other hand, a large  $\sigma_o$  would give similar weights and smooth the neighbourhood  $x_i^{RH}$  profiles, regardless of which extent they resemble the observed profile of reflectivity (Caumont et al., 2010). Therefore, a sensitivity study is performed in subsection 3.3 to  $\sigma_o$  values.

The Bayesian retrieval is not applied in case of clear sky, ie when all the reflectivities over the whole vertical column are below the radar sensitivity in both the simulations and the observations. However, if the simulations indicate cloud or precipitation, the closest "clear-sky" profile in the vicinity of the radar is selected for the retrieval.

5 In the second step of the 1D+3DVar assimilation approach, the retrieved vertical profiles of relative humidity pseudo-observations  $y_{PO}^{RH}$  are assimilated in the 3DVar assimilation system of AROME-WMed, like any other conventional observations.

### 3.2 Bias correction

The Bayesian retrieval can also be applied to other variables using the same weights as those from the retrieval of RH profiles (in Equation 2), for example to retrieve reflectivity pseudo-observations  $y_{PO}^Z$ :

$$y_{PO}^Z = \sum_i H_z(x_i) \frac{\exp\left(-\frac{1}{2}J_{PO}(x_i)\right)}{\sum_j \exp\left(-\frac{1}{2}J_{PO}(x_j)\right)}. \quad (3)$$

The reflectivity pseudo-observation  $y_{PO}^Z$  can be used as an indicator to evaluate the quality of the 1D Bayesian retrieval and to estimate the biases that can arise between observations and simulations. Indeed, in data assimilation it is necessary to have unbiased quantities and to remove these systematic errors (Janisková, 2015; Okamoto et al., 2016). These biases can arise from the observations, the ICE3 microphysical scheme and/or the forward operator formulations. Janisková (2015) showed that the biases between observations and simulations depend on the temperature and on the altitude. Since this study is focused on one specific area of interest during the same season, the bias is mainly a function of the altitude. The bias is also a function of the error standard deviation  $\sigma_o$ . Indeed, while a small value of  $\sigma_o$  favours the simulated columns that most closely resemble the observations, a larger value of  $\sigma_o$  smooths the simulated reflectivity profiles.

20

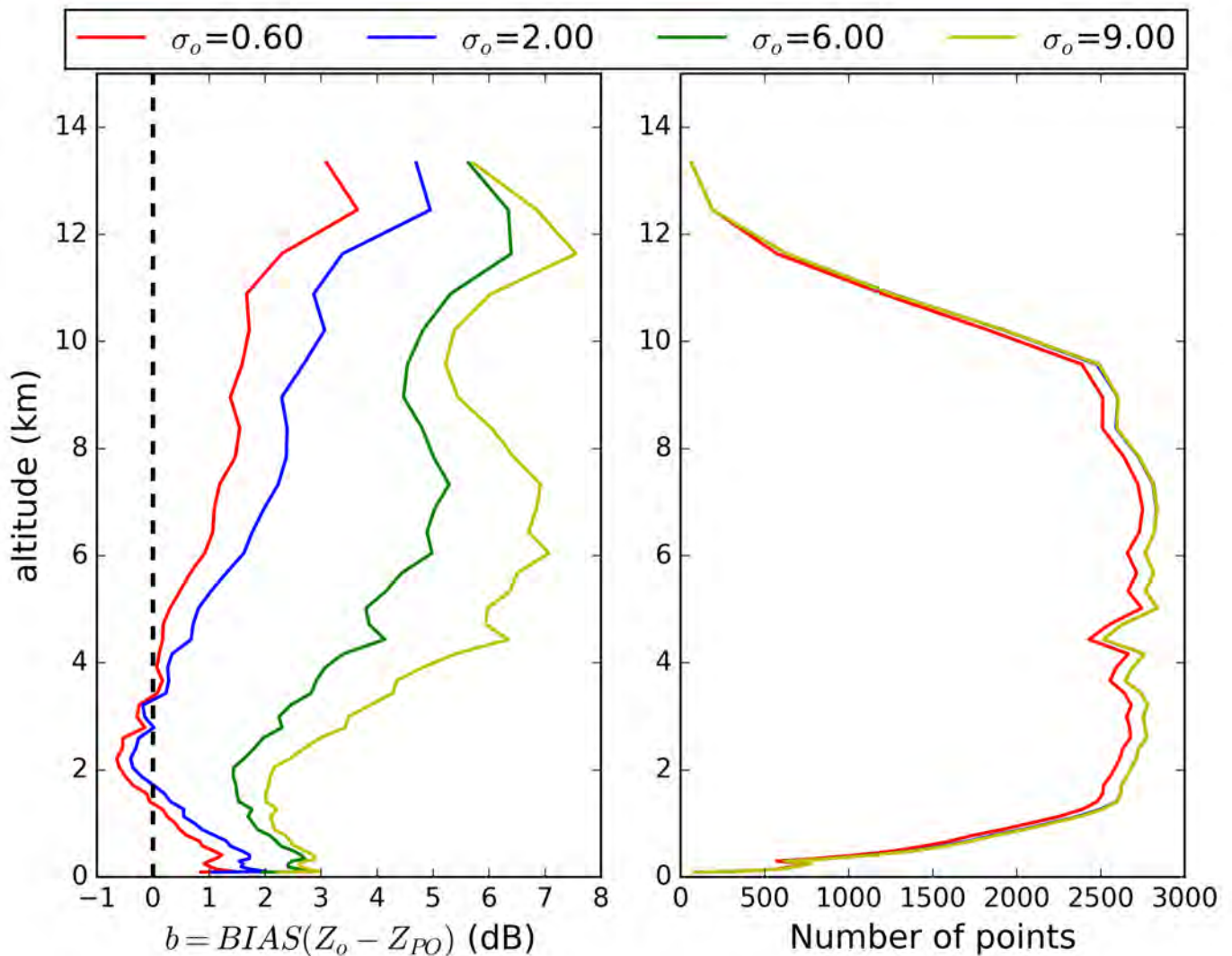
Therefore, a bias  $b$  was determined from the statistics between  $Z_o$  and  $y_{PO}^Z$  using the altitude and the error standard deviation  $\sigma_o$  as predictors. Calculations were performed over all flights during the HyMeX-SOP1 every 4 time steps. The background states of a CTRL experiment were used as a reference to simulate the reflectivity pseudo-observations and to estimate the biases. The CTRL experiment was run during a 45-day cycled period from 00 UTC 24 September 2012, which is the day when the Falcon 20 first flew during HyMeX-SOP1, to 5 November 2012, after the last flight. It includes all the observations that are operationally assimilated (see subsection 2.2).

The bias between RASTA observations and the reflectivity pseudo-observations is depicted in Figure 2 as a function of the altitude for different values of  $\sigma_o$  (see legend). Calculations were only performed if both the observation and the reflectivity pseudo-observation are above the radar sensitivity. The number of observations used for the calculations is also shown in the right panel. This number is smaller for small values of  $\sigma_o$  (red curve), because it constrains the amount of retrieved profile of

30

reflectivity pseudo-observations to only those which most closely resemble the observations.

Figure 2 shows that the bias increases with the altitude, which is consistent with the existence of model biases in cloudy areas in the ICE3 microphysical scheme of AROME-WMed (Borderies et al., 2018; Taufour et al., 2018). Figure 2 highlights the fact that, because of the smoothing effect, the bias increases with the error standard deviation  $\sigma_o$ . Indeed, at approximately 6 km of altitude, the bias can reach a value up to 6 dB if  $\sigma_o$  equals 9 dB, and only  $\approx 1.5$  dB if  $\sigma_o$  equals 2 dB.



**Figure 2.** Bias (left panel) between RASTA reflectivity and the reflectivity pseudo-observation as a function of the altitude for different values of error standard deviation  $\sigma_o$  (see legend box). The right panel shows the number of observations used for the calculations as a function of the altitude for the different values of error standard deviation  $\sigma_o$ .

### 3.3 Observation error within the Bayesian inversion

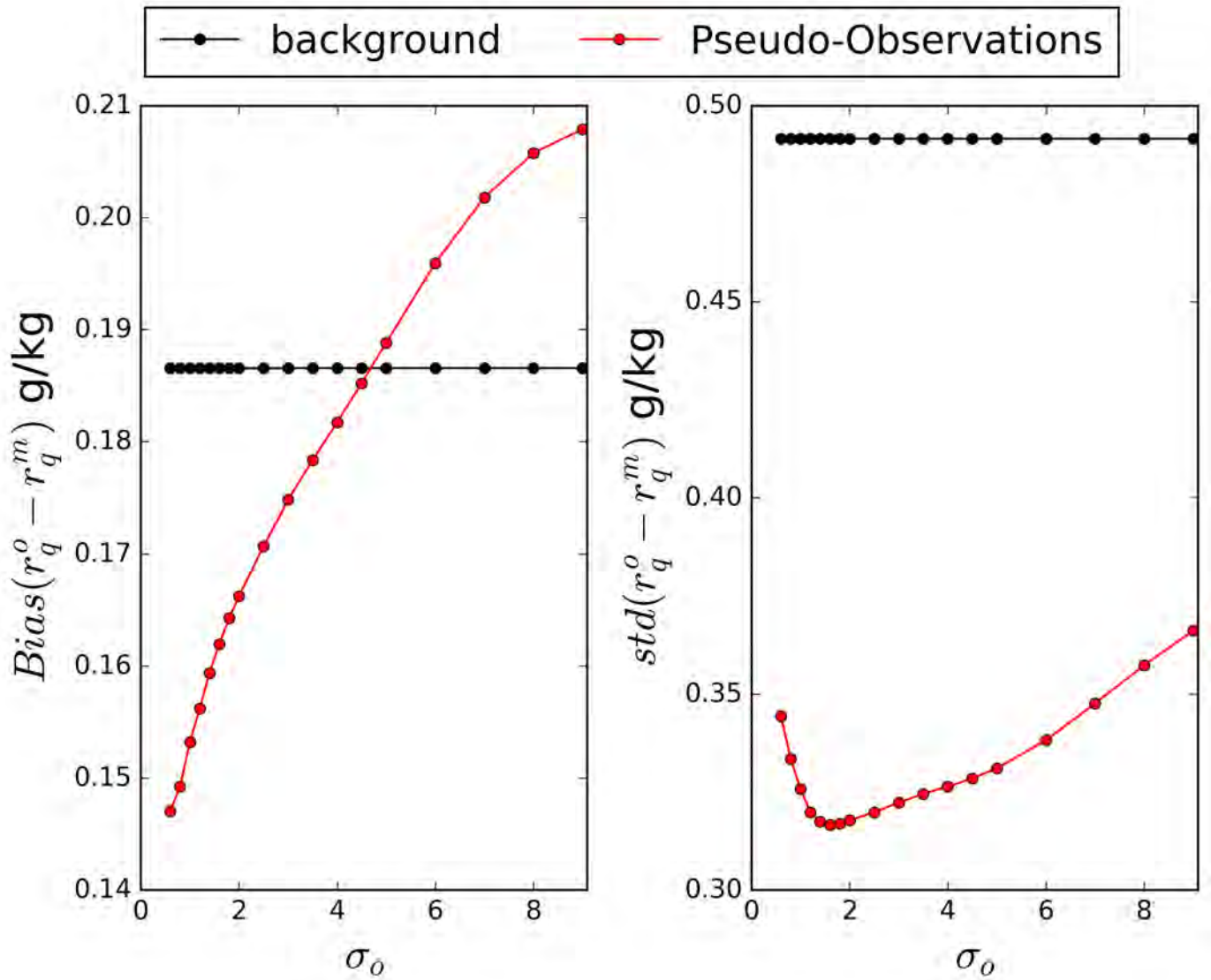
As explained in Equation 2, the quality of the 1D Bayesian retrieval relies on the specification of standard deviation of observation and forward operator errors  $\sigma_o$  (in dB). In-flight water vapour mixing ratio measurements are available at flight level and can be used to estimate  $\sigma_o$  and to evaluate the quality of the retrieval. These data present the advantage of being completely independent from the retrieval and they allow the evaluation of the humidity pseudo-observations which will then be assimilated in the 3DVar assimilation system of AROME-WMed.

The 1D-Bayesian retrieval is applied to the CTRL background states for error standard deviations  $\sigma_o$  ranging from 0.6 dB to 9 dB. The bias correction, which has been calculated for each  $\sigma_o$  in subsection 3.2, is applied in Equation 2. The retrieved pseudo-observations of water vapour mixing ratio at the flight level are then compared with the in-flight measurements over 32 flights of the HyMeX SOP1. The comparison is done as follows. First, a manual data quality control is applied to in-situ humidity observations in order to remove the poor quality measurements that can arise from instabilities or period of malfunctioning during the flights. After this quality control, it remains 24 flights out of 32. Second, water vapour mixing ratio measurements are averaged over 12 time steps to reduce observation noise and representation errors. Figure 3 shows the standard deviation (right panel) and bias (left panel) between the observed in-flight water vapour mixing ratio and the retrieved ones (red curve) as a function of the error standard deviations  $\sigma_o$ . The standard deviation between in-flight measurements and the background water vapour mixing ratio is also represented by the black data points.

The standard deviation values in Figure 3 demonstrate that the retrieved water vapour mixing ratios are always in better agreement with the in-flight measurements, compared to the background state. This improvement highlights the ability of the 1D Bayesian method to retrieve humidity fields that are closer to independent observations. The variation of the standard deviation indicates the existence of an optimal value of  $\sigma_o$  of approximately 2 dB. Indeed, below 2 dB, the standard deviation increases with decreasing  $\sigma_o$ . This is due to the tendency of the retrieval to be more selective for small values of  $\sigma_o$ , which results in using the background state instead of applying the retrieval. On the contrary, above 2 dB, the standard deviation increases with  $\sigma_o$ . Indeed, a large  $\sigma_o$  increases the number of successful inversions, but smooths them to produce the resulting humidity pseudo-observations. Finally, it should be noted that the bias is also improved with a  $\sigma_o$  of 2 dB (left panel). Hence, we decided to use an error standard deviation  $\sigma_o$  of 2 dB for the rest of this study.

## 4 Data assimilation experiments

To assess the potential of RASTA data to improve analyses and forecasts of heavy precipitation events, a total of 4 experiments is conducted. The CTRL experiment includes all the observations that are operationally assimilated (see subsection 2.2). Three additional RASTA experimental designs (Z, V, ZV) share the same configuration as CTRL, except that they also include the assimilation of RASTA data. The reflectivity observed by RASTA is assimilated alone in the Z experiment, and jointly with RASTA horizontal wind components in the ZV experiment. The 1D+3DVar assimilation method described in subsection 3.1 is



**Figure 3.** Standard deviations (right panel, in g/kg) and biases (left panel, in g/kg) between in-flight water vapour mixing ratio measurements ( $N=862$ ) and the retrieved ones (red) as a function of the error standard deviations  $\sigma_0$  (in dB). The standard deviations before applying the 1D-Bayesian retrieval are represented by the black data points.

employed to assimilate RASTA reflectivity observations in the Z and ZV experiments. In addition, the V experiment includes the assimilation of RASTA wind data alone. As explained by Borderies et al. (in review), the assimilation of RASTA wind data is straightforward and does not require the use of a radial wind observation operator. Indeed, the Doppler multi-beam antenna system of RASTA allows the retrieval of the horizontal wind components ( $u$ ,  $v$ ), which are directly linked to two control vari-

ables of the AROME model (vorticity and divergence).

RASTA data are not measured simultaneously, but over the flight leg. Consequently, at each assimilation cycle, the 3DVar assimilation system of AROME-WMed ingests all the RH pseudo-observations and/or RASTA wind data available during a 2-hour assimilation window centred on the assimilation time  $T$ , as if they were valid at the time  $T$ . A larger assimilation window increases the number of observations and results in larger coverage. However, since RH pseudo-observations vary with convective systems, which can evolve quickly in time, a larger assimilation window would result in assimilating data that are no longer valid at the current assimilation time  $T$ . Besides, Borderies et al. (in review) conducted a sensitivity study to the length of the assimilation window, by assimilating airborne Doppler wind radar data in the 3DVar assimilation system of AROME-WMed. Results indicated that, even though the best scores were reached with a 1 hour assimilation window, a slight positive improvement of the 6-hour precipitation forecasts was also evidenced with a 2-hour assimilation window. Therefore, a 2-hour assimilation window is a good compromise to assimilate a larger number of observations, which are nearly valid at the assimilation time, without adding any detrimental observation in the assimilation system. Hence, the length of the assimilation window has been set to 2 hours in this study.

15

The observation errors for the RH pseudo-observations  $y_{PO}^{RH}$  and RASTA wind data are the same as the one used for the radiosonde measurements. It is set to 12% for the RH pseudo-observations. RASTA wind observation error increases with the altitude from approximately  $1.8 \text{ m s}^{-1}$  at 900 hPa to approximately  $2.5 \text{ m s}^{-1}$  at 200 hPa. Finally, in addition to the pre-processing described in subsection 2.3, a quality control is also performed prior to the assimilation: observations with innovation (Observations - Background) greater than a threshold are rejected. This threshold depends on both the observation and background errors. It has a constant value of approximately 55% for the RH pseudo-observations. It increases with the altitude for RASTA wind data because the error standard deviation is a function of the altitude (approximately  $25 \text{ m s}^{-1}$  at the maximum).

25

The four different experiments are first conducted for a heavy precipitation event which occurred during the Intensive Observing Period 7a (IOP7a) over South-Eastern France on 26 September 2012. During this case study, RASTA data were collected during Flight 15 between 06:10 UTC and 09:45 UTC (red line in Figure 1). Therefore, RASTA data are assimilated for the first time at the 06:00 UTC analysis. The different experiments are named CTRL<sup>IOP7</sup>, Z<sup>IOP7</sup>, V<sup>IOP7</sup> and ZV<sup>IOP7</sup>. They share the same background field to compute the 06:00 UTC analysis. They start at 00 UTC 26 September 2012 and end at 12 UTC 26 September 2012. Next, in order to study the impact of the assimilation of RASTA data in various conditions during the whole HyMeX-SOP1, the four experiments are run for the 32 analysis cases in which RASTA data are available. For this configuration, the CTRL experiment is the same as the one used in subsection 3.2, which was run during a 45-day cycled period from 00 UTC 24 September 2012 to 5 November 2012. For the sake of simplicity, the CTRL experiment is named CTRL<sup>SOP1</sup>. The three RASTA experiments are respectively named Z<sup>SOP1</sup>, V<sup>SOP1</sup> and ZV<sup>SOP1</sup>. In order to disentangle the cycling effect

30

from the impact of the assimilation of RASTA data on the analyses, the  $Z^{\text{SOP1}}$ ,  $V^{\text{SOP1}}$  and  $ZV^{\text{SOP1}}$  experiments are not cycled and share the same background fields as the  $\text{CTRL}^{\text{SOP1}}$  experiment ones.

## 5 Impact on the IOP7a case study

To assess the potential of RASTA observations to improve short-term forecasts, focus is first made on one of the most significant precipitation events which occurred during IOP7a. More than 100 mm of rain were observed between 00:00 UTC on 26 September and 00:00 UTC on 27 September in the area delimited by the red box in Figure 1 (Hally et al., 2014). As mentioned in section 4, RASTA data are assimilated for the first time at the 06:00 UTC analysis in the  $Z^{\text{IOP7}}$ ,  $V^{\text{IOP7}}$  and  $ZV^{\text{IOP7}}$  experiments. Most of these data are located upwind of where the rainfall event took place later in the morning at approximately 08:00 UTC. Such a configuration is required to evaluate the impact of the assimilation of RASTA data to improve heavy precipitation events.

### 5.1 1D Bayesian retrieval

As explained in subsection 3.1, the first step to assimilate the reflectivity consists of a 1D-Bayesian retrieval of Relative Humidity (RH) pseudo-observation profiles, given the vertical profile of reflectivity observed by RASTA. Since no direct RH observations are available with such a high vertical resolution as the one of RASTA data, the method is validated by comparing the reflectivity pseudo-observations  $y_{PO}^Z$  with RASTA  $Z_o$  observations. Figure 4 shows RASTA observations (interpolated on the vertical grid model, A), the simulated profile of reflectivities from the background (B) and the retrieved reflectivity pseudo-observations (C). The differences between the RH pseudo-observations and the background RH profiles are also shown in the bottom panel (D). Differences are displayed in red (blue) if RH pseudo-observations are larger (smaller) than the background.

Figure 4 highlights the capability of the 1D-Bayesian method to retrieve profiles which are in better agreement with the observations than the background. For example, at approximately 06:30 UTC, the observation profiles indicate clouds below an altitude of 6 km, as opposed to the simulated profiles from the background which only indicate clear sky profiles. This has been rectified in the reflectivity pseudo-observation profiles, and in the corresponding RH pseudo-observations profiles. Indeed, the RH pseudo-observations values are larger than the background RH values (red values in D), and are thus more representative of the presence of a cloud. Inversely, at approximately 06:25 UTC, the Bayesian retrieval has been able to remove the low level clouds present in the background, and to add clouds above an altitude of about 4 km. Between 06:50 UTC and 07:00 UTC, the reflectivity pseudo-observations are also in much better agreement with the observations than the background. The corresponding RH pseudo-observations values are also larger than the background, which is consistent with the fact that larger RH values are usually associated with larger reflectivity values. Hence, Figure 4 demonstrates the ability of the Bayesian retrieval to pick-up vertical profiles in the neighbourhood which are more consistent with the observations. Indeed, this retrieval successfully dried areas associated with low reflectivity values, and moistened areas associated with high reflectivity values.



These retrieved RH pseudo-observation profiles are then assimilated in the 3DVar assimilation system of AROME-WMed in the  $Z^{IOP7}$  and  $ZV^{IOP7}$  experiments.

## 5.2 Impact on analyses

Figure 5 shows (from the top to the bottom), the relative humidity for the pseudo-observations, the CTRL<sup>IOP7</sup>, the  $Z^{IOP7}$ , the  $V^{IOP7}$  and the  $ZV^{IOP7}$  analyses. Similarly, Figure 6 represents the wind speed for the observations and the different experiments. The four different analyses were computed using the same background state.

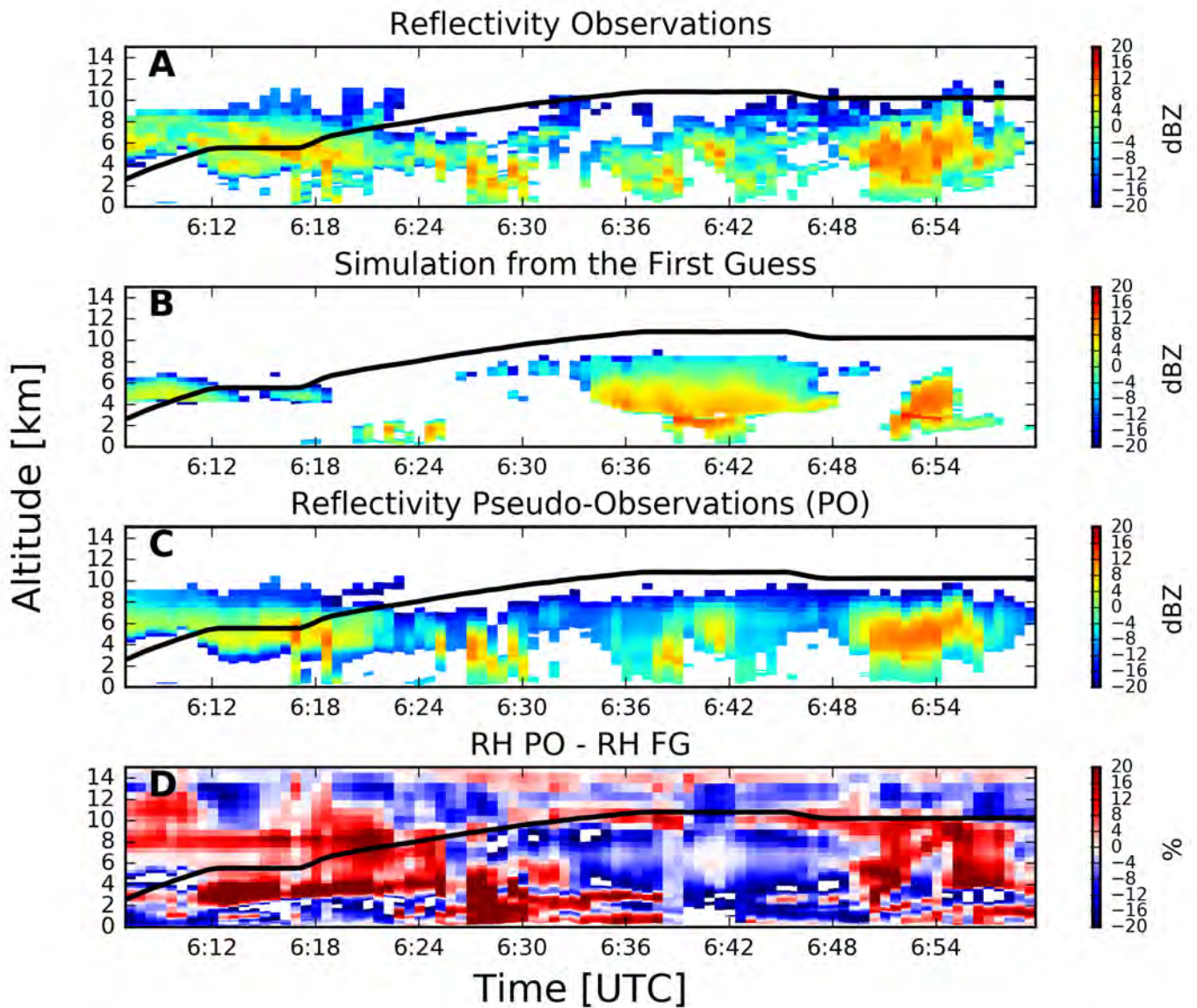
As shown in Figures 5 and 6 (top panel), the number of RH pseudo-observations which have been assimilated is larger than the number of RASTA wind data. Indeed, contrary to RASTA wind data, the reflectivity is also assimilated in case of clear sky. Besides, airborne Doppler velocity measurements are contaminated by the aircraft motion (roll/pitch/drift angles, ground speed, etc.). Therefore, because of the difficulty to have high quality measurements (Bosart et al., 2002), RASTA wind data have been more frequently rejected (Cf between 06:42 UTC and 06:50 UTC in Figure 6). In addition, contrary to the W-band reflectivity measurements, RASTA horizontal wind components are obtained through a retrieval, which might also explain the smaller number of assimilated horizontal wind data. Finally, since RH pseudo-observations are assimilated in the same way as radiosonde observations are (Cf section 4), they are rejected above an altitude of approximately 9 km because the values are very small.

Compared to the RH pseudo-observations in Figure 5, RH is overestimated in the CTRL<sup>IOP7</sup> and in the  $V^{IOP7}$  analyses. Except at approximately 8 km of altitude, the RH profiles are much more similar to the RH pseudo-observations in the  $Z^{IOP7}$  and  $ZV^{IOP7}$  analyses. Conversely, in Figure 6, the  $V^{IOP7}$  and  $ZV^{IOP7}$  analyses are in much better agreement with RASTA wind observations compared to the CTRL<sup>IOP7</sup> and the  $Z^{IOP7}$  analyses. Figure 5 shows that the  $V^{IOP7}$  analysis is very similar to the CTRL<sup>IOP7</sup> one in terms of humidity. Similarly, in Figure 6, the  $Z^{IOP7}$  analysis is very similar to the CTRL<sup>IOP7</sup> one in terms of wind speed. Therefore, the assimilation of RASTA wind data (resp. RH pseudo-observations) does not impact the humidity (resp. wind) field in the analysis, probably because wind and humidity are not highly correlated in the assimilation process through the background error covariances. However, the assimilation of the RH pseudo-observations jointly with RASTA wind data ( $ZV^{IOP7}$  experiment) results in a positive impact in terms of both the wind and the humidity fields.

## 5.3 Impact on rainfall forecasts

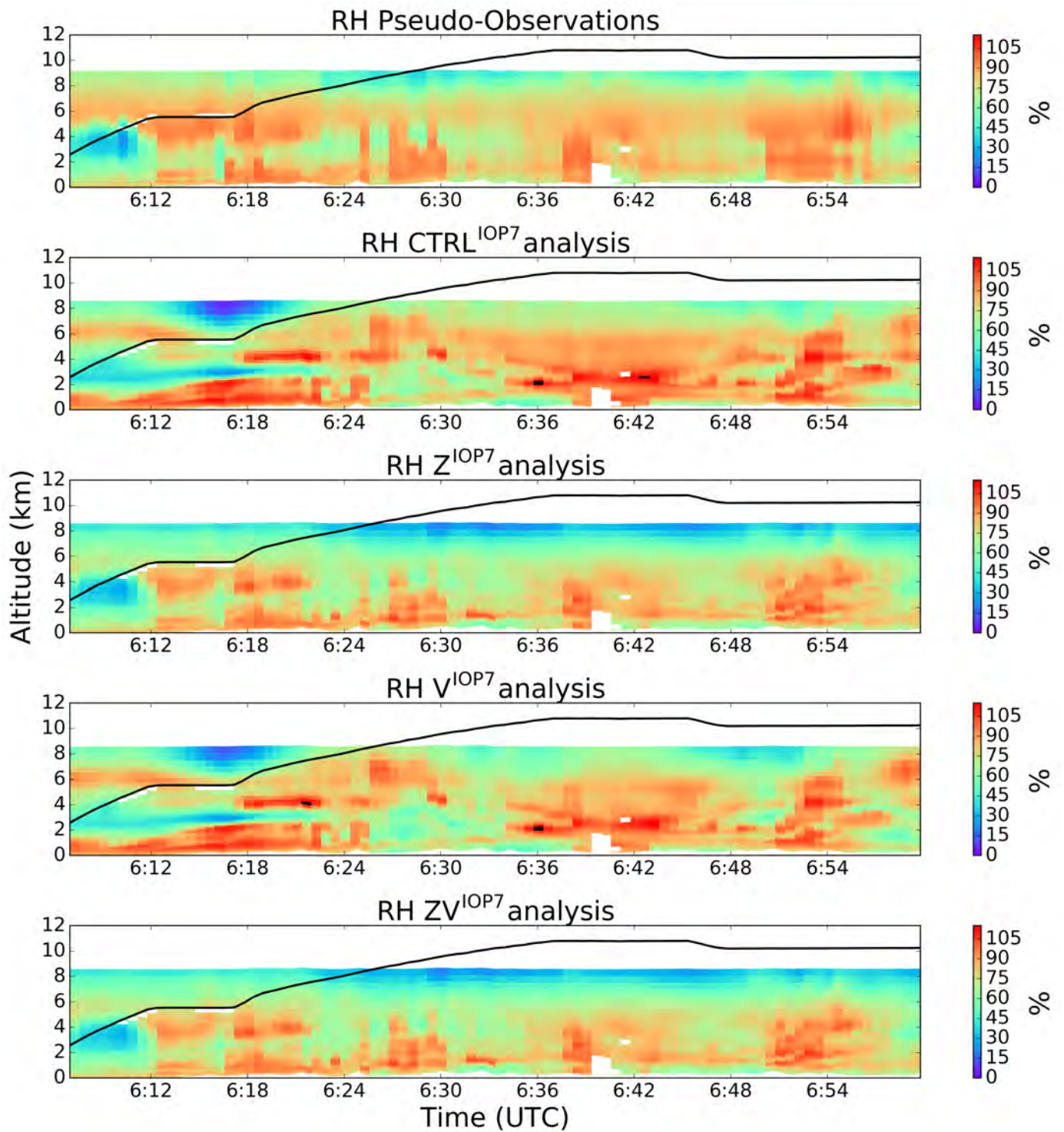
Figure 7 shows the 12-hour accumulated rainfall between 06:00 UTC and 18:00 UTC 26 September 2012 (IOP7a) for radar observations, the CTRL<sup>IOP7</sup>, the  $Z^{IOP7}$ , the  $V^{IOP7}$  and the  $ZV^{IOP7}$  experiments.

First, the predicted rainfall pattern is well reproduced in the four different experiments. As shown by Borderies et al. (in review), the maximum rainfall accumulation is overestimated in the CTRL<sup>IOP7</sup> experiment ( $\approx 142$  mm versus 93 mm in the radar observations), but is better reproduced in the  $Z^{IOP7}$  experiment (130 mm). In addition, the assimilation of RH pseudo-observations jointly with RASTA wind data in the  $ZV^{IOP7}$  experiment also results in a decrease (133.5 mm) of the predicted

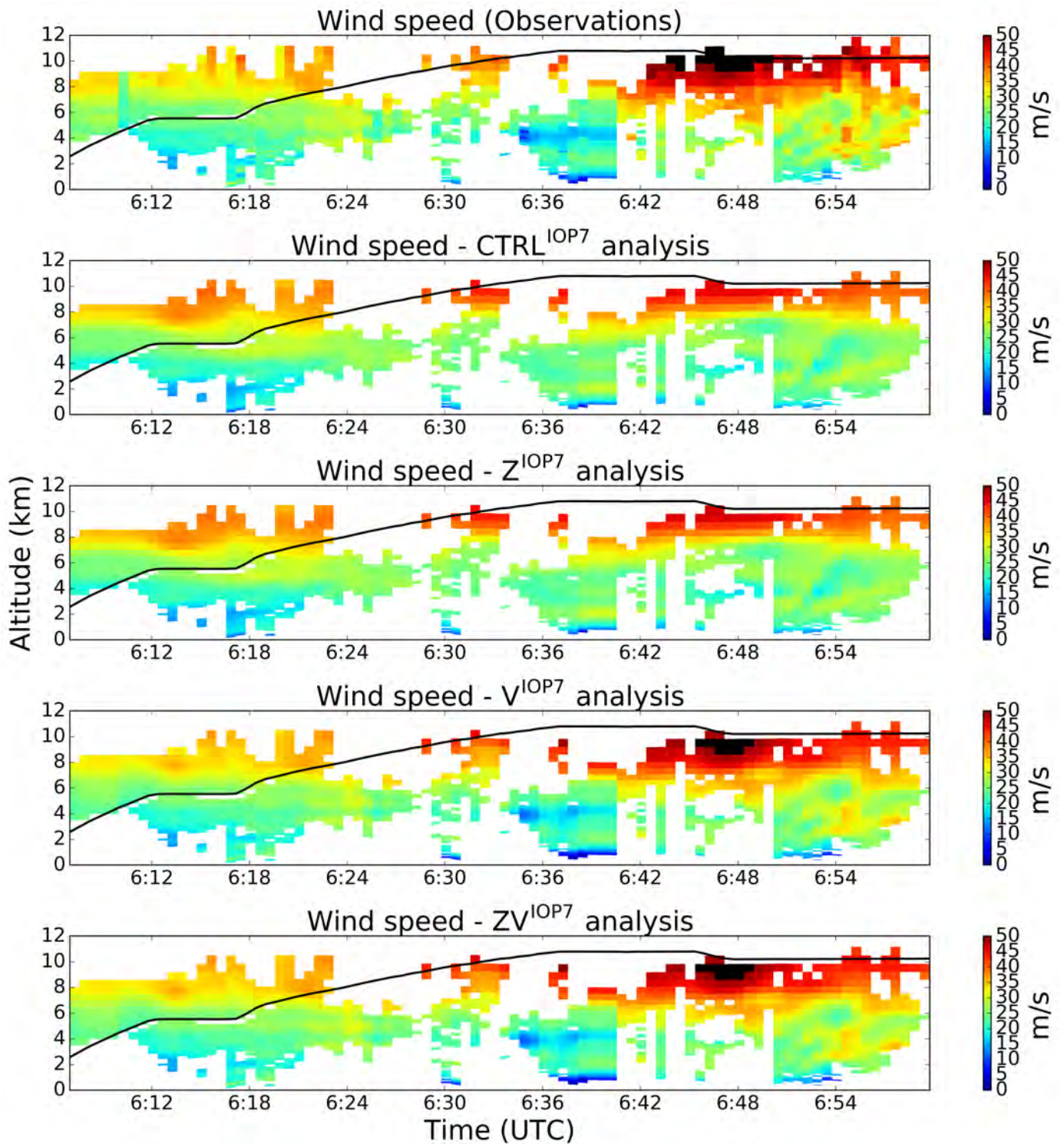


**Figure 4.** Time-height cross section of the reflectivity observed by Rasta (A), simulated from the background (B), and pseudo-observations (C). The differences between the Relative Humidity pseudo-observations and the relative humidity from the background state are shown in Figure D. Aircraft altitude is indicated by the black line.

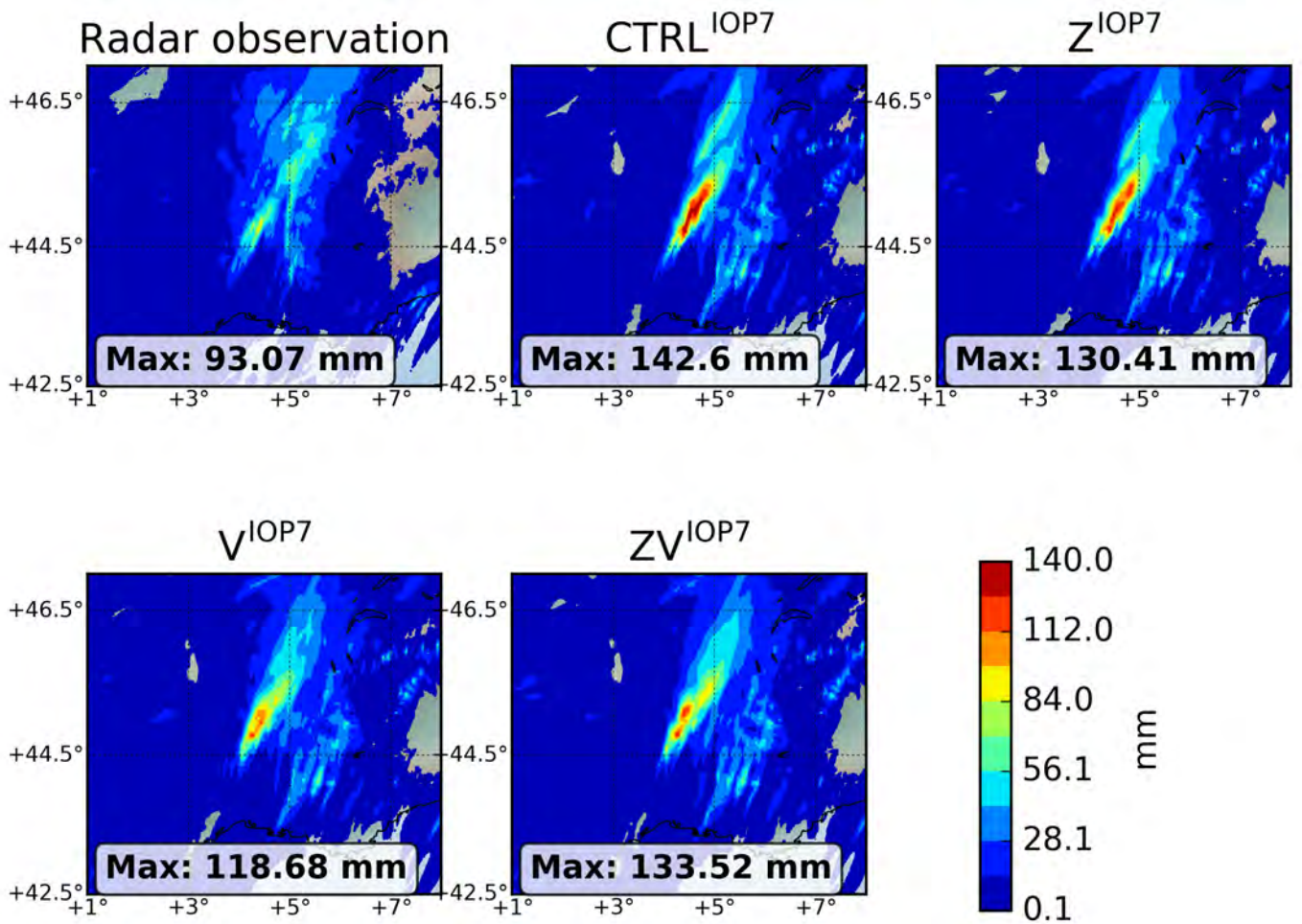
maximum rainfall accumulation. Finally, the experiment in which RASTA wind data are assimilated alone in the  $V^{IOp7}$  leads to the better agreement with the radar observations. Indeed, the maximum rainfall forecast accumulation has been reduced to only 118 mm.



**Figure 5.** Relative Humidity (RH, in%) for (from the top to the bottom) the pseudo-observations, the CTRL<sup>IOP7</sup>, the Z<sup>IOP7</sup>, the V<sup>IOP7</sup> and the ZV<sup>IOP7</sup> experiments.



**Figure 6.** Wind speed (m/s) for (from the top to the bottom) the observations, the CTRL<sup>IOP7</sup>, the Z<sup>IOP7</sup>, the V<sup>IOP7</sup> and the ZV<sup>IOP7</sup> experiments.



**Figure 7.** 12-hour accumulated rainfall between 06:00 UTC and 18:00 UTC 26 September 2012 (IOP7a) for radar observations, the CTRL<sup>IOP7</sup>, the Z<sup>IOP7</sup>, the V<sup>IOP7</sup> and the ZV<sup>IOP7</sup> experiments.

## 6 Results on the HyMeX SOP1

The impact of the assimilation of RASTA data is now assessed over the 32 cases in which RASTA data were assimilated during the HyMeX-SOP1. In order to use the same background fields, we use the  $Z^{\text{SOP1}}$ ,  $V^{\text{SOP1}}$  and  $ZV^{\text{SOP1}}$  experiments, which are not cycled. An exergy distance-based approach (Marquet et al., 2018) is first employed to measure the relative impact of the assimilation of RASTA observations on the analysis and forecast fields. Then, the added value of the assimilation of RASTA data on the analyses is evidenced by using independent humidity measurements. Finally, the subsequent forecasts are validated against rain-gauge measurements.

### 6.1 Impact study using an exergy distance-based approach

The moist-air available-enthalpy (exergy) distance (Marquet et al., 2018) is first briefly described, and then calculated to measure the relative impact of the assimilation of RASTA data on analyses and short-term forecasts.

#### 6.1.1 The moist-air available-enthalpy (exergy) distance

Traditionally, the impact of the assimilation of a new observation type and its synergistic effect with other observations are assessed through verification scores of a long data-denial assimilation experiment (Storto and Randriamampianina, 2010). These approaches are very expensive from a numerical point of view. The new type of observation needs to be assimilated in a large number of analysis cases, which can not be affordable for airborne radar measurements since the availability of the new observation depends on the aircraft flights. By contrast, energy-based approaches (Ehrendorfer et al., 1999; Marquet et al., 2018) are cost effective methods for evaluating the impact of the assimilation of a new observing system in a NWP model. The idea is to combine thermodynamic variables of the atmosphere into a model space-based measure (Storto and Randriamampianina, 2010), which avoids the use of long data-denial experiments and adjoint-based methods, that rely on strong linearity assumptions which are not valid at the convective scale. These approaches provide a measure of the relative impact of the observations on the analysis and forecast fields. For example, Storto and Randriamampianina (2010) employed the Moist Total Energy Norm (Ehrendorfer et al., 1999, MTEN) to evaluate the loss of quality in the forecasts when an observation type is not assimilated. A similar methodology was employed by Fabry and Sun (2010) to characterize model errors in winds, temperature, humidity, and precipitation.

Based on results of (Marquet, 1993), Marquet et al. (2018) defined a moist-air available-enthalpy (exergy) distance, which provides a more general and comprehensive metric between a perturbed thermodynamic state (here: the RASTA experiments), and a reference one (here: the CTRL experiment). It is defined by the integration over the 2D domain of the sum of four quadratic terms in horizontal wind components  $U, V$  ( $N_s$ ), temperature  $T$  ( $N_T$ ), surface pressure  $p_s$  ( $N_p$ ) and water vapour

mixing ratio  $r_v$  ( $N_v$ ). The four contribution terms of the exergy distance are then given by

$$N_T = \int_D \frac{C_{pd} T_r}{2} \frac{(T^{CTRL} - T^i)^2}{\overline{T^{CTRL}}^2} dD, \quad (4)$$

$$N_P = \int_D \frac{R_d T_r}{2} \frac{(p_s^{CTRL} - p_s^i)^2}{\overline{p_s^{CTRL}}^2} dD, \quad (5)$$

$$N_v = \int_D \frac{R_v T_r}{2} \frac{(r_v^{CTRL} - r_v^i)^2}{\overline{r_v^{CTRL}}} dD, \quad (6)$$

$$5 \quad N_s = \int_D \frac{(U^{CTRL} - U^i)^2 + (V^{CTRL} - V^i)^2}{2} dD, \quad (7)$$

where the superscript  $i$  denotes the RASTA experiments ( $Z^{SOP1}$ ,  $V^{SOP1}$  or  $ZV^{SOP1}$ ),  $C_{pd}$  is the specific heat of dry air,  $R_d$  is the dry air constant,  $R_v$  is the water vapour gas constant, and  $T_r$  is the reference temperature (taken to 300 K). The total exergy distance is then given by the sum of the four quadratic terms  $N_T$ ,  $N_p$ ,  $N_v$  and  $N_s$ .

In equations 4, 5 and 6, the contribution terms of the exergy distance are divided by the weighting factors  $\overline{T^{CTRL}}$ ,  $\overline{p_s^{CTRL}}$  and  $\overline{r_v^{CTRL}}$ , which correspond to the average values over the 2D domain of  $T^{CTRL}$ ,  $p_s^{CTRL}$  and  $r_v^{CTRL}$ , respectively. Hence, as defined by Ehrendorfer et al. (1999), the weighting factors  $\overline{T^{CTRL}}$  and  $\overline{r_v^{CTRL}}$  are a function of the altitude, where an arbitrary factor " $\epsilon$ " was introduced however with unknown values between 0.1 and 10. This arbitrariness is removed by Marquet et al. (2018) where  $\overline{r_v^{CTRL}}$  varies significantly with height, since the water vapour mixing ratio decreases by 3 orders of magnitude between the surface and the stratosphere. Therefore, moisture analysis and forecast impacts between the different atmospheric levels are fully taken into account through the use of these altitude-dependent weighting factors. Hence, the use of the exergy distance is expected to more fairly rank the different observing systems through the use of more balanced contributions between wind, temperature and water vapour.

In this study, the four different contribution terms of the exergy distance will be studied independently in order to evaluate the respective impact of the assimilation of the RH pseudo-observations and/or RASTA wind components on temperature (Equation 4), surface pressure (Equation 5), water vapour mixing ratio (Equation 6) and wind (Equation 7) fields.

### 6.1.2 Impact on analyses

The temperature  $N_T$ , surface pressure  $N_p$ , humidity  $N_v$  and kinetic  $N_s$  contribution terms of the exergy distance are calculated over the domain defined by the black box in Figure 1. Figure 8 represents  $N_T$  (A),  $N_p$  (B),  $N_v$  (C) and  $N_s$  (D) as a function of the altitude for the  $Z^{SOP1}$  (red curve),  $V^{SOP1}$  (blue curve) and  $ZV^{SOP1}$  (black curve) analyses. The different contribution terms are averaged over the 32 analyses in which RASTA data have been assimilated.

First, Figure 8 demonstrates that the assimilation of RH pseudo-observations and/or RASTA wind data has a small impact on the temperature  $N_T$  (A) and surface pressure  $N_p$  (B) contribution terms of the exergy distance. Indeed, even though there is a correlation between the different variables through the background error covariance matrix (Fabry and Sun, 2010), there

is a larger impact on the contribution terms ( $N_v$  and/or  $N_s$ ) that are associated to the variables (wind and/or humidity) directly linked to the assimilated observations. On the analyses, the experiment which has the smallest impact on  $N_T$  (A) and  $N_p$  (B) is the  $V^{SOP1}$  experiment (blue curve), followed by the  $Z^{SOP1}$  experiment. However, this rank order is reversed after only one-hour forecast (not shown). The larger impact on  $N_T$  and  $N_p$  is obtained if RH pseudo-observations are assimilated jointly with RASTA wind data ( $ZV^{SOP1}$  experiment, black curve).

As expected, since RH pseudo-observations are linked to the humidity fields, the impact of the assimilation of RH pseudo-observations ( $Z^{SOP1}$ ) is larger on  $N_v$  than on the other contribution terms. Similarly, since RASTA wind observations are linked to the horizontal wind components, their assimilation ( $V^{SOP1}$ ) result in a larger impact on  $N_s$ . Next, the assimilation of RH pseudo-observations (resp. RASTA wind data) does not impact significantly  $N_s$  (resp.  $N_v$ ). Therefore, humidity and horizontal wind data do not seem to be highly correlated with one another, which is consistent with the results of subsection 5.2. A larger impact on both the  $N_v$  and  $N_s$  contribution terms is obtained if RH pseudo-observations and RASTA wind data are assimilated jointly ( $ZV^{SOP1}$ , black curve), along with a larger impact on all the contribution terms. Consequently, this result indicates that the joint assimilation is required to have an impact on both the wind and humidity fields in the analyses.

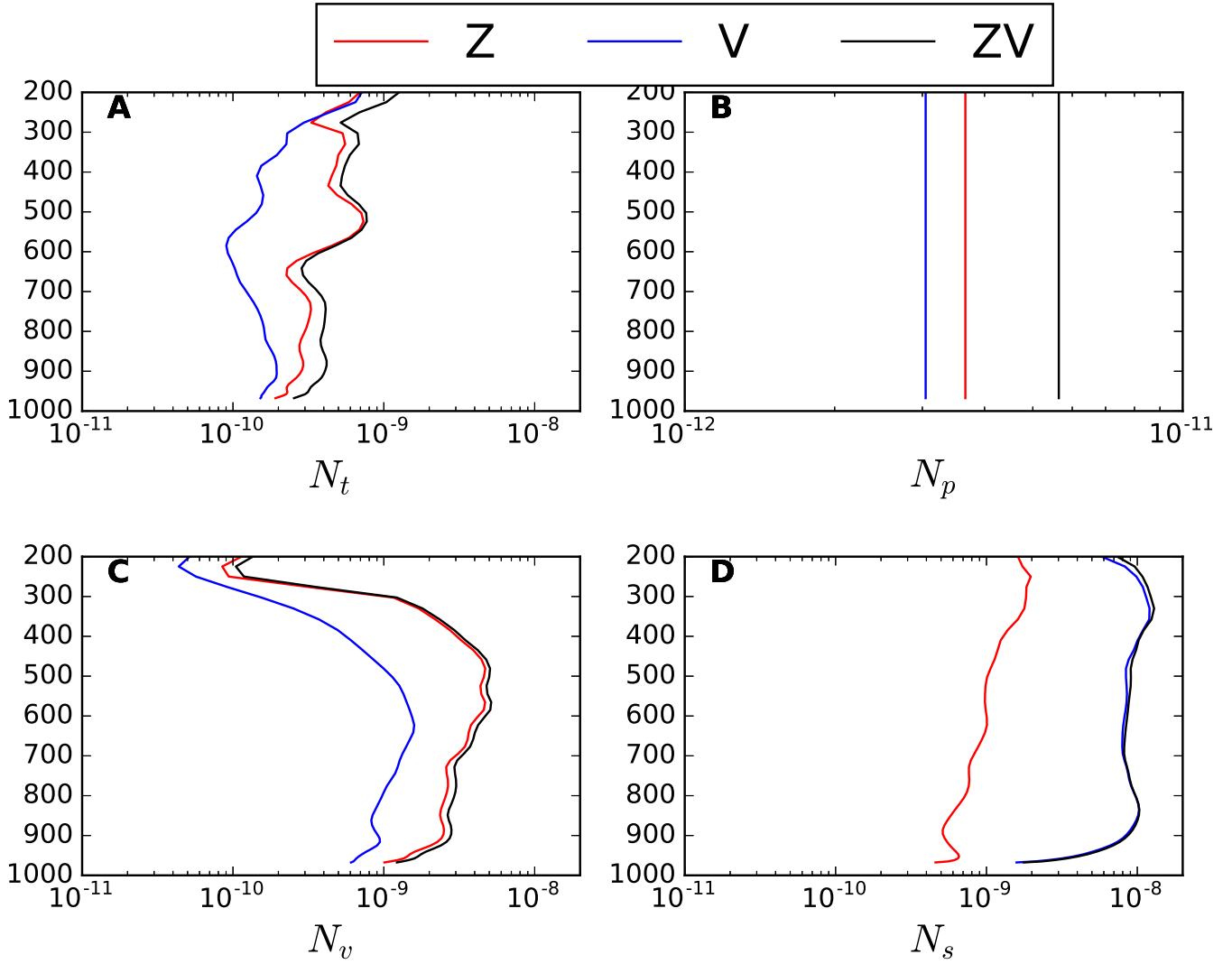
### 6.1.3 Impact on short-term forecasts

Equations 4 and 6 are now integrated over the two dimensional domain and the vertical levels for different forecast terms. Results are only shown for the kinetic ( $N_s$ ) and humidity ( $N_v$ ) contribution terms of the exergy distances because the major differences have mainly been evidenced on these two terms (see Figure 8). Figure 9 represents  $N_s$  (C and D) and  $N_v$  (A and B) as a function of the forecast term over land (left panels) and over sea (right panels) for the  $Z^{SOP1}$  (red curve),  $V^{SOP1}$  (blue curve) and  $ZV^{SOP1}$  (black curve) experiments.

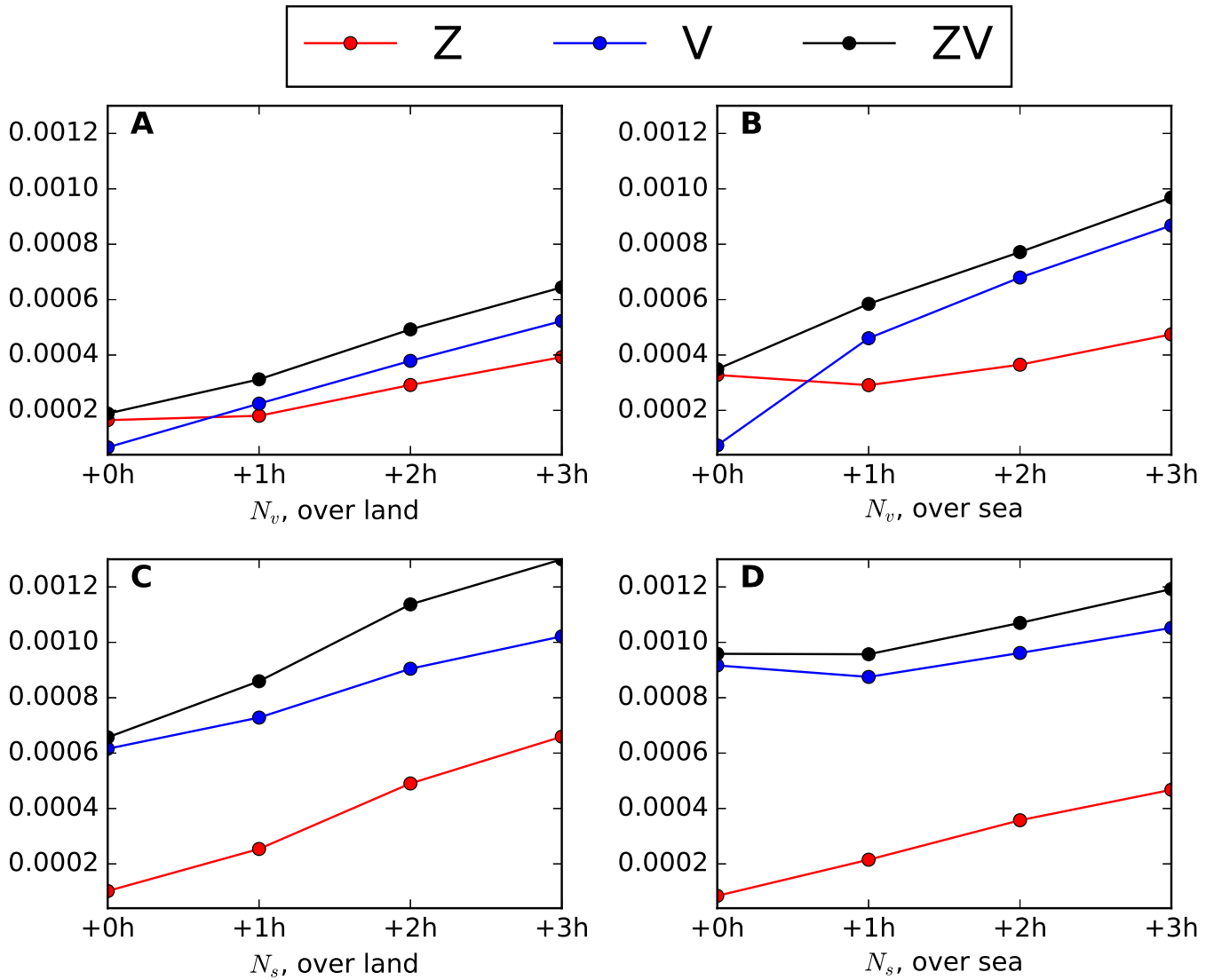
Generally, Figure 8 shows that the impact is larger over sea (right panels) than over land (left panels). Indeed, ground-based precipitation radar data (reflectivity and Doppler velocity) are also assimilated over land. Therefore, there is a lack of wind and humidity observations over sea, which is partly compensated by the assimilation of RASTA data. This is particularly evidenced for the humidity contribution term  $N_v$  of the exergy distance (A and B panels). However, after 2-hour forecast term, the impact of the  $V^{SOP1}$  and  $ZV^{SOP1}$  experiments on  $N_s$  is of the same order of magnitude over land and over sea.

Except at the analysis time on the humidity contribution term  $N_v$ , the impact of the assimilation of RH pseudo-observations ( $Z^{SOP1}$  experiment) is always smaller than the impact of RASTA wind data ( $V^{SOP1}$  experiment). This can be attributed to the fact that the forecast system seems to have a short memory of RH pseudo-observations, which is consistent with the findings of Storto and Tveter (2009). The impact of the assimilation of RASTA wind data has a larger impact on the humidity forecasts, probably by adjusting large structures, and by modifying in return the frontal and/or convective features. In addition, the impact is always larger when RH pseudo-observations are assimilated jointly with RASTA wind data ( $ZV^{SOP1}$  experiment, black curve). This result was expected because the number of assimilated observations has been increased in the  $ZV^{SOP1}$  experiment. Besides, the  $ZV^{SOP1}$  experiment seems to take the benefits (or disadvantages) of both the  $Z^{SOP1}$  and the  $V^{SOP1}$  experiments. The small impact of the  $Z^{SOP1}$  experiment seems to indicate that it is pointless to assimilate RH pseudo-observations without modifying in a consistent way the wind field. Finally, the  $ZV^{SOP1}$  experiment leads to a larger impact on the kinetic contribution





**Figure 8.** Temperature  $N_T$  (A), surface pressure  $N_p$  (B), humidity  $N_v$  (C) and kinetic  $N_s$  (D) contribution terms of the exergy distance as a function of the altitude for the  $Z^{\text{SOP1}}$  (red curve),  $V^{\text{SOP1}}$  (blue curve) and  $ZV^{\text{SOP1}}$  (black curve) experiments.



**Figure 9.** Temperature ( $N_s$ ) (C and D) and humidity ( $N_v$ ) (A and B) contribution terms of the exergy distances as a function of the forecast term over land (left panels) and over sea (right panels) for the  $Z^{\text{SOP1}}$  (red curve),  $V^{\text{SOP1}}$  (blue curve) and  $ZV^{\text{SOP1}}$  (black curve) experiments.

term  $N_s$  than on the humidity contribution term  $N_v$ . This can be explained by the fact that the  $V^{\text{SOP1}}$  experiment has more impact on  $N_s$  than the  $Z^{\text{SOP1}}$  experiment has on  $N_v$ .

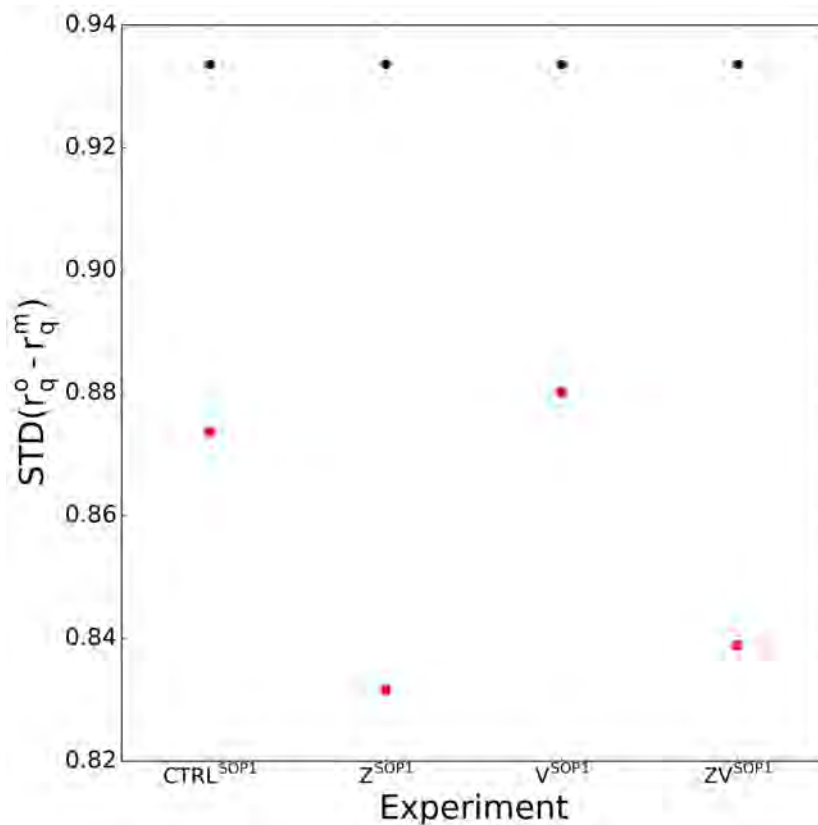
To conclude, the relative impact of the assimilation of RASTA data on the analysis and forecasts fields has been evidenced using the exergy distance. This impact study highlighted that RH pseudo-observations have a modest impact on the analyses on the humidity field, which vanishes soon as the forecast term increases compared to the experiment in which RASTA wind data are assimilated alone. The impact on the subsequent forecasts is more important if both data are assimilated jointly. The benefit brought by this impact will be evaluated in the next sections.

## 6.2 Analyses evaluation: comparisons against in situ measurements

The aim of this section is to assess the added value of the assimilation of RASTA data on the analyses. The evaluation is not shown against other conventional assimilated observations, because, as expected, the fit to observations is always better in  $\text{CTRL}^{\text{SOP1}}$  than in the RASTA experimental analyses. However, in-flight humidity measurements at flight level are not assimilated in any of the experiments, and are used as independent observations to assess the impact of the assimilation of RASTA data on the humidity analyses. As explained in subsection 3.3, poor quality measurements are removed for the comparisons. Hence, after the manual quality control, it only remains 24 analysis cases. Figure 10 shows the standard deviation between humidity mixing ratio measurements and the analysed ones for the different experiments ( $Z^{\text{SOP1}}$ ,  $V^{\text{SOP1}}$  and  $ZV^{\text{SOP1}}$ ) during the 24 analysis cases. The standard deviation between the measurements and the water vapour mixing ratios from the background state is also represented by the black data points, which is a constant value because the same background states are used in all the different experiments.

First, it should be noted that the analysed water vapour mixing ratios are always in better agreement with the observations compared to the background field, which is quite reassuring. Next, the standard deviation is slightly larger for the  $V^{\text{SOP1}}$  than for the  $\text{CTRL}^{\text{SOP1}}$  experiment. Hence, the assimilation of RASTA wind data alone ( $V^{\text{SOP1}}$ ) does not improve the analysis in terms of humidity, which was expected because RASTA wind data are only slightly related to humidity, so it is likely that the humidity analysis field moves away from humidity observations. The experiment that reduces the most the standard deviation is the  $Z^{\text{SOP1}}$  experiment, which indicates that the assimilation of RH pseudo-observations alone impacts positively the analysis in terms of humidity.

Even though slightly less pronounced, the assimilation of RH pseudo-observations jointly with RASTA wind data ( $ZV^{\text{SOP1}}$  experiment) also leads to an improvement of the analysed humidity field. The respective impacts of the  $Z^{\text{SOP1}}$  and  $V^{\text{SOP1}}$  experiments are both present in the  $ZV^{\text{SOP1}}$  experiment. Therefore, since the standard deviation is slightly larger for the  $V^{\text{SOP1}}$  experiment, it seems logical that the standard deviation in Figure 10 is larger for the  $ZV^{\text{SOP1}}$  experiment than for the  $Z^{\text{SOP1}}$ . In addition, it has been demonstrated in Figure 8 that the humidity field in the analysis is more impacted by the assimilation of RH pseudo-observations ( $Z^{\text{SOP1}}$ ) than RASTA wind data ( $V^{\text{SOP1}}$ ). Consequently, the  $ZV^{\text{SOP1}}$  experiment inherits more from the benefits of the  $Z^{\text{SOP1}}$  experiment than from the disadvantages of the  $V^{\text{SOP1}}$  experiment in the humidity analysis.

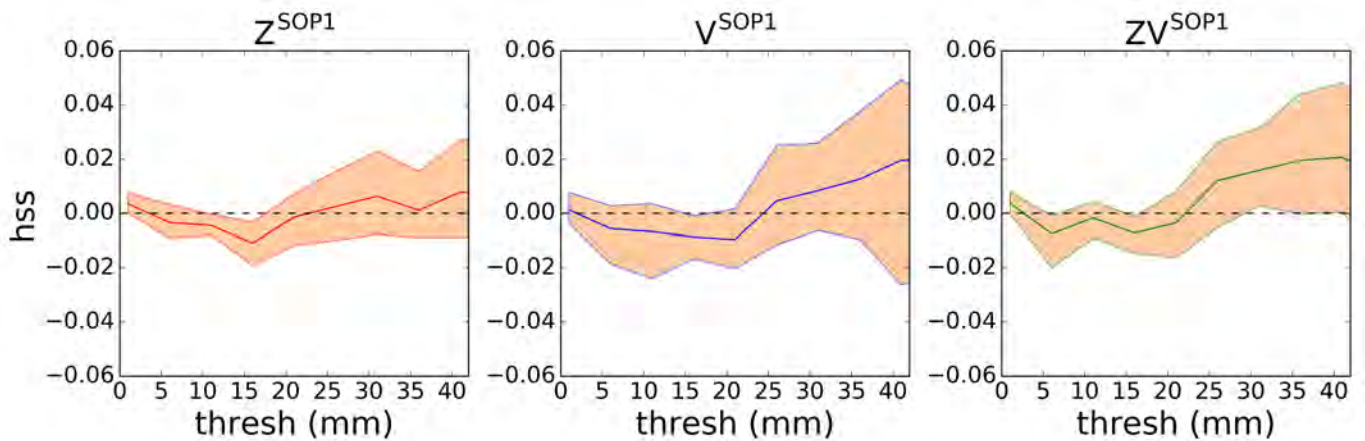


**Figure 10.** Standard deviation (g/kg) between in-flight humidity measurements and the analyses as a function of the different experiments ( $CTRL^{SOP1}$ ,  $Z^{SOP1}$ ,  $V^{SOP1}$  and  $ZV^{SOP1}$ ) over the 24 analyses. The standard deviation between the measurements and the background state is also shown by the black data points ( $N=6307$ ).

### 6.3 Rainfall forecast evaluation

Forecast scores are now validated using the rain-gauge network available from the HyMeX database. The rain-gauge measurement locations are indicated by the blue markers in Figure 1. For the comparisons, model outputs are interpolated to the rain-gauge station locations using a linear interpolation. Heidke Skill Score (HSS) is calculated for the 6-h accumulated rainfall forecasts for the  $CTRL^{SOP1}$  and the three RASTA experiments ( $Z^{SOP1}$ ,  $V^{SOP1}$  and  $ZV^{SOP1}$ ). HSS is calculated for the 32 assimilation cases in which RASTA data have been assimilated. Figure 11 represents the mean HSS differences of the 6-h accumulated rainfall forecasts between the RASTA and the  $CTRL^{SOP1}$  experiment, as a function of the rainfall accumulation threshold (mm). The bootstrap confidence intervals are also shown for each threshold. They are quite large because HSS has only been calculated over 32 cases. The impact of the assimilation of RASTA wind data is positive if the differences are above 0.

10



**Figure 11.** Differences in the average HSS of the 6-h cumulated precipitation forecasts versus rain gauge measurements, between the three RASTA experiments and the CTRL<sup>SOP1</sup> experiment (from left to right: Z<sup>SOP1</sup>, V<sup>SOP1</sup> and ZV<sup>SOP1</sup>). Calculations were performed over the 32 runs in which RASTA data were assimilated. The error bars represent the 95% bias-corrected and accelerated (BCa) bootstrap confidence intervals (see Efron et al., 1993).

Figure 11 indicates that the benefit of the RH pseudo-observations (Z<sup>SOP1</sup>) is neutral to slightly positive above approximately the threshold 25 mm. Besides, the impact of the assimilation of wind vertical profiles (V<sup>SOP1</sup>) is larger than that of RH pseudo-observations (Z<sup>SOP1</sup>), especially for the larger rainfall accumulation thresholds. This is consistent with the fact that the impact of the RH pseudo-observations is less pronounced than the impact of RASTA wind data as the forecast term increases (see section 6). Similar results were also obtained in prior studies (Pu et al., 2009; Zhao and Jin, 2008; Zhang et al., 2012). Finally, the best results are obtained for the ZV<sup>SOP1</sup> experiment, which suggests that the accumulated rainfall forecasts benefit more from the assimilation of the W-band reflectivity jointly with RASTA wind data. Similar results were also obtained with other categorical scores (FAR and POD), and for the 9- and 12- rainfall accumulation forecasts.

## 7 Discussions and conclusions

The primary objective of this article was to assess the impact of the assimilation of W-band radar reflectivity in a kilometre-scale NWP model, specifically to improve analyses and short-term forecasts of heavy precipitation events in the Mediterranean area. The W-band reflectivity measurements collected by the airborne Doppler W-band radar RASTA during the HyMeX-SOP1 were assimilated into the 3h 3DVar assimilation system of the NWP model AROME. To complement this study, the benefit brought by consistent thermodynamic and dynamic cloud conditions has also been investigated by assimilating separately and jointly the horizontal wind measurements retrieved by RASTA. Results of this study will provide guidance for future observing systems by assessing whether it is more relevant to improve the current technologies towards cloud radars measuring horizontal wind profiles, or only reflectivity profiles. The data assimilation experiments were first conducted for one of the most

significant heavy precipitation events of the HyMeX-SOP1 (IOP7a). Then, to cover a larger number of meteorological situations, the different experiments have been run for the 32 cases in which RASTA data were available during the HyMeX SOP1.

The 1D+3DVar assimilation method, operationally employed to assimilate ground-based precipitation radar data in AROME, has been adapted to assimilate the W-band reflectivity. Vertical profiles of relative humidity are first derived via a 1D Bayesian retrieval, and then used as pseudo-observations in the 3DVar assimilation system of AROME. In order to fully take advantage of the W-band reflectivity in cloudy areas, a bias correction scheme was applied. The error standard deviation  $\sigma_o$  was estimated by minimising the standard deviation between the retrieved humidity fields and independent in-situ humidity measurements. Results indicate that the best estimate of the error standard deviation is close to 2 dB. The comparison with in-situ humidity measurements highlighted the ability of the 1D Bayesian method to retrieve humidity field which are in better agreement with completely independent humidity measurements.

After validating the first step of the 1D+3DVar assimilation method, the exergy distance was calculated for each experiment to measure the relative impact of the assimilation of RASTA data on the analyses and the subsequent forecasts. This method allows one to assess the impact of the new observation type on the temperature, surface pressure, kinetic and humidity fields, independently. In particular, this impact study demonstrated that RH pseudo-observations have a larger impact on the humidity, temperature and pressure variables on the analyses, compared to the assimilation of RASTA wind data alone. However, after 1 hour forecast, this rank order is reversed, probably because the forecast system has a short memory of the changes made by the RH pseudo-observations on the humidity in the analysis. This result is consistent with the findings of Storto and Tveter (2009), who employed a similar method to assimilate CPR data on-board the satellite CloudSat in the ALADIN NWP model. The impact on the analyses and forecasts is always larger if the W-band reflectivity is assimilated jointly with RASTA wind data, probably because the two observations complement each other and lead to more consistent thermodynamic and dynamic of cloud or frontal conditions in the initial state. In addition, it has been demonstrated that the impact of the assimilation of RH pseudo-observations and/or RASTA wind data is more important over sea than over land, probably because these areas are poorly covered by the conventional network.

To evaluate the benefits brought by these impacts on the analyses, all assimilation experiments have been compared by calculating the standard deviation between the humidity analysis fields and in-situ humidity measurements. The comparisons demonstrated that the experiment in which RH pseudo-observations are assimilated alone improves the most the analyses in terms of humidity, slightly followed by the experiment in which RASTA wind data are also assimilated jointly.

Generally, results of this study indicate that the W-band reflectivity leads to a slight positive improvement of the rainfall precipitation forecasts. Nonetheless, the impact is even more positive if RASTA wind data are assimilated alone. Finally, the best scores are reached if the W-band reflectivity is assimilated jointly with RASTA wind data. Even though for precipitation Doppler radars and for cyclone studies, similar results were also obtained in prior studies (Zhao and Jin, 2008; Pu et al., 2009;

Zhang et al., 2012; Dong and Xue, 2012). Consequently, the results suggest that the assimilation of the two observations jointly leads to a slight improvement of both moisture initial conditions and precipitation forecasts.

5 In the future, the impact of the assimilation of the W-band reflectivity will also be investigated for other meteorological situations, such as fog. Indeed, since W-band radar are very sensitive to cloud liquid water, their assimilation in km-scale NWP model should improve fog forecasts. In particular, the lower-cost W-band radar BASTA (Delanoë et al., 2016) will be employed during dedicated field campaigns.

10 The current 1D+3DVar assimilation method requires to define the error standard deviation for the retrieved RH pseudo-observations. One perspective might be to prescribe observation errors that vary in space. In addition, it is possible that the limited impact of RH pseudo-observations as the forecast term increases is due to the fact that hydrometeors are not initialised: the condensation consumes the moisture which has just been injected in the analysis. In a near future, it will be possible to add the hydrometeor specific contents in the control variables with a flow-dependent component in the background-error covariances. Indeed, an EnVar data assimilation system is currently being developed for the AROME model (Montmerle et al.,  
15 2018). The direct assimilation of the W-band reflectivity should be favoured by this future implementation.

## References

- Aonashi, K. and Eito, H.: Displaced Ensemble Variational Assimilation Method to Incorporate Microwave Imager Brightness Temperatures into a Cloud-resolving Model, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 89, 175–194, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2011-301>, 2011.
- 5 Bachmann, K., Keil, C., and Weissmann, M.: Impact of radar data assimilation and orography on predictability of deep convection, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2018.
- Borderies, M., Caumont, O., Augros, C., Bresson, É., Delanoë, J., Ducrocq, V., Fourrié, N., Le Bastard, T., and Nuret, M.: Simulation of W-band radar reflectivity for model validation and data assimilation, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144, 391–403, <https://doi.org/10.1002/qj.3210>, <https://doi.org/10.1002/qj.3210>, 2018.
- 10 Borderies, M., Caumont, O., Delanoë, J., Ducrocq, V., and Fourrié, N.: Assimilation of wind data from airborne Doppler cloud-profiling radar in a kilometre-scale NWP system, *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 2018, 1–25, <https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246>, <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci-discuss.net/nhess-2018-246/>, in review.
- Bosart, B. L., Lee, W.-C., and Wakimoto, R. M.: Procedures to improve the accuracy of airborne Doppler radar data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 322–339, <https://doi.org/10.1175/1520-0426-19.3.322>, 2002.
- 15 Bouniol, D., Protat, A., Plana-Fattori, A., Giraud, M., Vinson, J.-P., and Grand, N.: Comparison of Airborne and Spaceborne 95-GHz Radar Reflectivities and Evaluation of Multiple Scattering Effects in Spaceborne Measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25, 1983–1995, <https://doi.org/10.1175/2008jtecha1011.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/2008JTECHA1011.1>, 2008.
- Bousquet, O., Delanoë, J., and Bielli, S.: Evaluation of 3D wind observations inferred from the analysis of airborne and ground-based radars during HyMeX SOP-1, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 867–894, <https://doi.org/10.1002/qj.2710>, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2710>, 2016.
- 20 Brousseau, P., Desroziers, G., Bouttier, F., and Chapnik, B.: A posteriori diagnostics of the impact of observations on the AROME-France convective-scale data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140, 982–994, <https://doi.org/10.1002/qj.2179>, 2014.
- Caumont, O., Ducrocq, V., Wattrelot, É., Jaubert, G., and Pradier-Vabre, S.: 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: a proof of concept, *Tellus A*, 62, 173–187, <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00430.x>, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00430.x>, 2010.
- 25 Chahat, N., Sauder, J., Hodges, R., Thomson, M., Samii, Y. R., and Peral, E.: Ka-band high-gain mesh deployable reflector antenna enabling the first radar in a CubeSat: RainCube, in: 2016 10th European Conference on Antennas and Propagation (EuCAP), pp. 1–4, <https://doi.org/10.1109/EuCAP.2016.7481692>, 2016.
- 30 Delanoë, J., Protat, A., Jourdan, O., Pelon, J., Papazzoni, M., Dupuy, R., Gayet, J.-F., and Jouan, C.: Comparison of Airborne In Situ, Airborne Radar–Lidar, and Spaceborne Radar–Lidar Retrievals of Polar Ice Cloud Properties Sampled during the POLARCAT Campaign, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30, 57–73, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00200.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00200.1>, 2013.
- Delanoë, J., Protat, A., Vinson, J.-P., Brett, W., Caudoux, C., Bertrand, F., Parent du Chatelet, J., Hallali, R., Barthes, L., Haeffelin, M., et al.: BASTA: A 95-GHz FMCW Doppler Radar for Cloud and Fog Studies, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33, 1023–1038, <https://doi.org/10.1175/jtech-d-15-0104.1>, 2016.
- 35



- Di Michele, S., Ahlgrimm, M., Forbes, R., Kulie, M., Bennartz, R., Janisková, M., and Bauer, P.: Interpreting an evaluation of the ECMWF global model with CloudSat observations: ambiguities due to radar reflectivity forward operator uncertainties, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 138, 2047–2065, <https://doi.org/10.1002/qj.1936>, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.1936>, 2012.
- Dong, J. and Xue, M.: Assimilation of radial velocity and reflectivity data from coastal WSR-88D radars using an ensemble Kalman filter for the analysis and forecast of landfalling hurricane Ike (2008), *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139, 467–487, <https://doi.org/10.1002/qj.1970>, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.1970>, 2012.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansa, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrat, P.-A., et al.: HyMeX-SOP1: The field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 1083–1100, 2014.
- Duffourg, F., Nuissier, O., Ducrocq, V., Flamant, C., Chazette, P., Delanoë, J., Doerenbecher, A., Fourrié, N., Di Girolamo, P., Lac, C., et al.: Offshore deep convection initiation and maintenance during the HyMeX IOP 16a heavy precipitation event, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 259–274, <https://doi.org/10.1002/qj.2725>, <https://doi.org/10.1002/qj.2725>, 2016.
- Efron, B., Tibshirani, R. J., et al.: *An introduction to the bootstrap*, 1993.
- Ehrendorfer, M., Errico, R. M., and Raeder, K. D.: Singular-Vector Perturbation Growth in a Primitive Equation Model with Moist Physics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56, 1627–1648, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<1627:SVPGIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<1627:SVPGIA>2.0.CO;2), [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<1627:SVPGIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<1627:SVPGIA>2.0.CO;2), 1999.
- Fabry, F. and Sun, J.: For How Long Should What Data Be Assimilated for the Mesoscale Forecasting of Convection and Why? Part I: On the Propagation of Initial Condition Errors and Their Implications for Data Assimilation, *Monthly Weather Review*, 138, 242–255, <https://doi.org/10.1175/2009mwr2883.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/2009mwr2883.1>, 2010.
- Fischer, C., Montmerle, T., Berre, L., Auger, L., and ȘTEFĂNESCU, S. E.: An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 3477–3492, <https://doi.org/10.1256/qj.05.115>, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1256/qj.05.115>, 2005.
- Fourrié, N., Bresson, E., Nuret, M., Jany, C., Brousseau, P., Doerenbecher, A., Kreitz, M., Nuissier, O., Sevault, E., Bénichou, H., Amodei, M., and Pouponneau, F.: AROME-WMED, a real-time mesoscale model designed for the HyMeX special observation periods, *Geoscientific Model Development*, 8, 1919–1941, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1919-2015>, <https://www.geosci-model-dev.net/8/1919/2015/>, 2015.
- Gustafsson, N., Janjić, T., Schraff, C., Leuenberger, D., Weissmann, M., Reich, H., Brousseau, P., Montmerle, T., Wattrelot, E., Bučánek, A., et al.: Survey of data assimilation methods for convective-scale numerical weather prediction at operational centres, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, <https://doi.org/10.1002/qj.3179>, 2018.
- Hally, A., Richard, E., and Ducrocq, V.: An ensemble study of HyMeX IOP6 and IOP7a: sensitivity to physical and initial and boundary condition uncertainties, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14, 1071–1084, <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1071-2014>, <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/14/1071/2014/>, 2014.
- Hashino, T., Satoh, M., Hagihara, Y., Kubota, T., Matsui, T., Nasuno, T., and Okamoto, H.: Evaluating cloud microphysics from NICAM against CloudSat and CALIPSO, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 7273–7292, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50564>, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/jgrd.50564>, 2013.
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., and Iguchi, T.: The global precipitation measurement mission, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 701–722, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00164.1>, 2014.

- Iguchi, T., Nakajima, T., Khain, A. P., Saito, K., Takemura, T., Okamoto, H., Nishizawa, T., and Tao, W.-K.: Evaluation of Cloud Microphysics in JMA-NHM Simulations Using Bin or Bulk Microphysical Schemes through Comparison with Cloud Radar Observations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 2566–2586, <https://doi.org/10.1175/jas-d-11-0213.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/JAS-D-11-0213.1>, 2012.
- Ikuta, Y.: Data assimilation using GPM/DPR at JMA, CAS/JSC WGENE Res. *Activ. Atmos. Oceanic Model*, 46, 01–11, 2016.
- 5 Illingworth, A. J., Barker, H. W., Beljaars, A., Ceccaldi, M., Chepfer, H., Clerbaux, N., Cole, J., Delanoë, J., Domenech, C., Donovan, D. P., and et al.: The EarthCARE Satellite: The Next Step Forward in Global Measurements of Clouds, Aerosols, Precipitation, and Radiation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, 1311–1332, <https://doi.org/10.1175/bams-d-12-00227.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00227.1>, 2015.
- Janisková, M.: Assimilation of cloud information from space-borne radar and lidar: experimental study using a 1D+4D-Var technique, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 141, 2708–2725, <https://doi.org/10.1002/qj.2558>, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2558>, 2015.
- 10 Janisková, M., Lopez, P., and Bauer, P.: Experimental 1D + 4D-Var assimilation of CloudSat observations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138, 1196–1220, <https://doi.org/10.1002/qj.988>, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.988>, 2012.
- Kollias, P., Clothiaux, E. E., Miller, M. A., Albrecht, B. A., Stephens, G. L., and Ackerman, T. P.: Millimeter-Wavelength Radars: New Frontier in Atmospheric Cloud and Precipitation Research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 1608–1624, <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-10-1608>, <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-88-10-1608>, 2007.
- 15 Liu, Z.-Q. and Rabier, F.: The interaction between model resolution, observation resolution and observation density in data assimilation: A one-dimensional study, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128, 1367–1386, <https://doi.org/10.1256/003590002320373337>, 2002.
- Marquet, P.: Exergy in meteorology: Definition and properties of moist available enthalpy, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119, 567–590, <https://doi.org/10.1002/qj.4971195112>, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.4971195112>, 1993.
- 20 Marquet, P., Mahfouf, J.-F., and Holdaway, D.: Definition of the moist-air available enthalpy (exergy) norm: a comparison with existing "moist energy norms", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, <https://arxiv.org/abs/1807.06240>, 2018.
- Martinet, M., Nuissier, O., Duffourg, F., Ducrocq, V., and Ricard, D.: Fine-scale numerical analysis of the sensitivity of the HyMeX IOP16a heavy precipitating event to the turbulent mixing-length parametrization, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 3122–3135, <https://doi.org/10.1002/qj.3167>, <https://doi.org/10.1002/qj.3167>, 2017.
- 25 Mishchenko, M. I., Travis, L. D., and Mackowski, D. W.: T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 55, 535–575, [https://doi.org/10.1016/0022-4073\(96\)00002-7](https://doi.org/10.1016/0022-4073(96)00002-7), [http://dx.doi.org/10.1016/0022-4073\(96\)00002-7](http://dx.doi.org/10.1016/0022-4073(96)00002-7), 1996.
- 30 Montmerle, T., Michel, Y., Arbogast, E., Ménétrier, B., and Brousseau, P.: A 3D Ensemble Variational Data Assimilation Scheme for the limited area AROME model: formulation and preliminary results, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, <https://doi.org/10.1002/qj.3334>, <https://doi.org/10.1002/qj.3334>, 2018.
- Okamoto, K., Aonashi, K., Kubota, T., and Tashima, T.: Experimental Assimilation of the GPM Core Observatory DPR Reflectivity Profiles for Typhoon Halong (2014), *Monthly Weather Review*, 144, 2307–2326, <https://doi.org/10.1175/mwr-d-15-0399.1>, 2016.
- 35 Pinty, J. and Jabouille, P.: A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations, in: *Conf. on Cloud Physics*, pp. 217–220, Amer. Meteor. Soc Everett, WA, 1998.
- Protat, A., Bouniol, D., Delanoë, J., O'Connor, E., May, P., Plana-Fattori, A., Hasson, A., Görsdorf, U., and Heymsfield, A.: Assessment of CloudSat reflectivity measurements and ice cloud properties using ground-based and airborne cloud radar observations, *Jour-*

- nal of Atmospheric and Oceanic Technology, 26, 1717–1741, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1246.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/2009JTECHA1246.1>, 2009.
- Pu, Z., Li, X., and Sun, J.: Impact of airborne Doppler radar data assimilation on the numerical simulation of intensity changes of Hurricane Dennis near a landfall, *Journal of the atmospheric sciences*, 66, 3351–3365, 2009.
- 5 Rohn, M., Kelly, G., and Saunders, R. W.: Impact of a New Cloud Motion Wind Product from Meteosat on NWP Analyses and Forecasts, *Monthly Weather Review*, 129, 2392–2403, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<2.0.co;2), 2001.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V.: The AROME-France Convective-Scale Operational Model, *Monthly Weather Review*, 139, 976–991, <https://doi.org/10.1175/2010mwr3425.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/2010MWR3425.1>, 2011.
- 10 Stephens, G. L.: Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review, *J. Climate*, 18, 237–273, <https://doi.org/10.1175/jcli-3243.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-3243.1>, 2005.
- Storto, A. and Randriamampianina, R.: The relative impact of meteorological observations in the Norwegian regional model as determined using an energy norm-based approach, *Atmospheric Science Letters*, 11, 51–58, <https://doi.org/10.1002/asl.257>, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/asl.257>, 2010.
- 15 Storto, A. and Tveter, T. F.: Assimilating humidity pseudo-observations derived from the cloud profiling radar aboard CloudSat in ALADIN 3D-Var, *Meteorological Applications*, 16, 461–479, <https://doi.org/10.1002/met.144>, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/met.144>, 2009.
- Taufour, M., Vié, B., Augros, C., Boudevillain, B., Delanoë, J., Delautier, G., Ducrocq, V., Lac, C., Pinty, J.-P., and Schwarzenböck, A.: Evaluation of the two-moment scheme LIMA based on microphysical observations from the HyMeX campaign, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 0, <https://doi.org/10.1002/qj.3283>, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.3283>, 2018.
- 20 Watrelet, E., Caumont, O., and Mahfouf, J.-F.: Operational Implementation of the 1D+3D-Var Assimilation Method of Radar Reflectivity Data in the AROME Model, *Monthly Weather Review*, 142, 1852–1873, <https://doi.org/10.1175/mwr-d-13-00230.1>, <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-00230.1>, 2014.
- Wolde, M. and Pazmany, A.: NRC Dual-Frequency Airborne Radar for Atmospheric Research, in: 32nd International Conference on Radar Meteorology, International Conference on Radar Meteorology, Albuquerque, New Mexico, 2005.
- 25 Zhang, L., Pu, Z., Lee, W.-C., and Zhao, Q.: The influence of airborne Doppler radar data quality on numerical simulations of a tropical cyclone, *Weather and Forecasting*, 27, 231–239, <https://doi.org/10.1175/waf-d-11-00028.1>, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-11-00028.1>, 2012.
- Zhao, Q. and Jin, Y.: High-resolution radar data assimilation for Hurricane Isabel (2003) at landfall, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89, 1355, 2008.
- 30

*Competing interests.* The authors declare that they have no conflict of interest.

*Acknowledgements.* This work is a contribution to the HyMeX program supported by MISTRALS, ANR IODA-MED Grant ANR-11-BS56-0005 and ANR MUSIC Grant ANR-14-CE01-0014. This work was supported by the French national programme LEFE/INSU. The authors

acknowledge the DGA (Direction Générale de l'Armement), a part of the French Ministry of Defense, for its contribution to Mary Borderies's PhD. The authors thank SAFIRE for operating the French Falcon 20 research aircraft during HyMeX SOP1.

## 7.3 Discussion

L'objectif principal de cette étude était d'évaluer l'impact de l'assimilation de la réflectivité radar en bande W dans un modèle de PNT à échelle kilométrique, notamment pour améliorer les prévisions des épisodes fortement précipitants du bassin méditerranéen. De plus, afin d'évaluer le bénéfice apporté par des conditions thermodynamiques et dynamiques nuageuses cohérentes dans l'état initial, les mesures de réflectivité en bande W et de vent collectées par le radar RASTA ont été assimilées séparément et conjointement dans le système d'assimilation 3DVar du modèle Arome. Les expériences d'assimilation ont d'abord été menées sur un cas de fortes précipitations qui s'est produit le 26 septembre 2012 (IOP7a) dans le sud-est de la France, et qui est plus amplement décrit dans le [chapitre 6](#). Puis, pour couvrir un plus grand nombre de situations météorologiques, les différentes expériences ont également été menées sur les 32 cas pour lesquels les données RASTA étaient disponibles lors de la SOP1 de HyMeX, lorsqu'une fenêtre d'assimilation de 2 heures est employée.

Comme indiqué dans la [section 5.3](#), la méthode d'assimilation 1D+3DVar, utilisée de façon opérationnelle pour assimiler les données de radars de précipitation au sol dans Arome (voir [section 5.3](#)), est particulièrement bien adaptée aux radars à visée verticale. Dans cette méthode d'assimilation, des profils verticaux d'humidité relative sont d'abord restitués à partir d'une inversion bayésienne 1D, puis injectés en tant que pseudo-observations d'humidité relative dans le système 3DVar d'Arome. Cette méthode d'assimilation a été adaptée à la réflectivité en bande W. En particulier, afin de tirer pleinement bénéfice de la réflectivité observée en bande W dans les zones nuageuses, une procédure de correction de biais a été appliquée. Des observations d'humidité in situ indépendantes disponibles au niveau de l'avion ont été utilisées afin d'estimer l'écart-type de l'erreur d'observation  $\sigma_o$  ( $\sigma_o \approx 2$  dB). En outre, la comparaison avec les observations d'humidité in situ a permis de mettre en évidence la capacité de la méthode bayésienne 1D à restituer des champs d'humidité qui sont en bien meilleure adéquation avec des mesures d'humidité totalement indépendantes.

Après avoir validé la première étape de la méthode d'assimilation 1D+3DVar, la distance exergie (Marquet et al., [2018](#)) a été calculée pour chaque expérience afin de mesurer l'impact relatif de l'assimilation des données RASTA (réflectivité et/ou vents horizontaux) sur les analyses et les prévisions. Une telle distance permet d'évaluer l'impact relatif d'un nouveau type d'observation sur chacun des champs de température, de pression, de vent et d'humidité, et ce, de manière indépendante. En particulier, cette étude a mis en avant que les pseudo-observations d'humidité relative ont un impact plus important sur les analyses en termes d'humidité, de température et de pression, par rapport à l'expérience dans laquelle les données de vent horizontal sont assimilées indépendamment de la réflectivité. Toutefois, après seulement une heure de prévision, les différentes valeurs calculées de la distance exergie montrent que l'impact des vents horizontaux devient rapidement plus important sur les champs d'humidité que celui des pseudo-observations d'humidité relative. Ainsi, il semblerait que le système de prévision a une courte mémoire des changements apportés par l'assimilation des pseudo-observations d'humidité relative. Ce résultat est conforme aux conclusions de Storto et Tveter ([2009](#)) qui a employé une méthode similaire pour assimiler les réflectivités en bande W mesurées par le Cloud Profiling Radar à bord

du satellite CloudSat dans le modèle de PNT Aladin. Cet impact plus important de l'assimilation des champs de vents horizontaux sur les prévisions d'humidité peut également s'expliquer par le fait qu'une modification des champs de vent dans l'état initial se traduit par une modification des grandes structures, telles que les aspects frontaux et/ou convectifs des systèmes, induisant ainsi un changement des champs d'humidité après seulement quelques heures d'échéance. Enfin, l'impact sur les analyses et les prévisions est toujours plus important si la réflectivité en bande W est assimilée en combinaison avec les vents horizontaux mesurés par Rasta, probablement en raison de conditions thermodynamiques et dynamiques nuageuses plus cohérentes dans l'état initial.

Par ailleurs, l'étude d'impact effectuée grâce au calcul de la distance exergie a montré que les analyses et les prévisions bénéficient davantage des observations collectées par Rasta (réflectivité et/ou des vents horizontaux) sur mer que sur terre, probablement en raison de la couverture moins dense en observations classiquement assimilées dans les zones maritimes (voir [section 5.2](#)). En effet, les réflectivités et vitesses Doppler observées par les radars de précipitation au sol sont déjà assimilées sur terre. Ainsi, bien qu'il ne s'agisse pas des mêmes observations, elles participent tout de même à mieux décrire l'état initial.

Le calcul de la distance exergie a permis de mesurer l'impact relatif de l'assimilation des différentes observations sur les analyses et les prévisions, mais sans établir si cet impact est à l'origine d'une amélioration ou d'une dégradation. Ainsi, dans un premier temps, le bénéfice apporté par ces impacts relatifs a été évalué sur les analyses. En particulier, elles ont été comparées aux observations d'humidité in situ mesurées au niveau de l'avion, ce qui a mis en évidence que les analyses d'humidité bénéficient davantage de l'assimilation des pseudo-observations d'humidité relative, seule ou conjointement aux mesures de vents horizontaux. Dans un deuxième temps, l'impact de l'assimilation des différentes observations a été évalué sur les prévisions des cumuls de précipitations sur le cas de l'IOP7a, ainsi que sur l'ensemble des cas de la SOP1. Les résultats montrent que l'assimilation de la réflectivité en bande W conduit à la fois à une légère amélioration des cumuls de pluie sur 12h sur le cas de l'IOP7a, mais aussi à une amélioration des scores de précipitations sur l'ensemble des cas. Cette amélioration est d'autant plus importante si la réflectivité en bande W est assimilée conjointement aux vents horizontaux mesurés par RASTA, ce qui est cohérent avec des études antérieures effectuées avec des radars de précipitation aéroportés (Zhao et Jin, [2008](#), Pu et al., [2009](#), Zhang et al., [2012](#), Dong et Xue, [2012](#)). Par conséquent, l'assimilation de la réflectivité en bande W en combinaison avec des profils de vents horizontaux permet d'améliorer à la fois les conditions initiales du modèle, mais également les prévisions des cumuls de précipitations.

Contrairement aux versions aéroportées, les radars à nuages au sol sont plus souvent exposés à des températures positives, et sont donc plus sensibles à l'eau liquide non ou faiblement précipitante. Une perspective à ce travail est donc d'évaluer le bénéfice apporté par l'assimilation de profils de réflectivité en bande W pour améliorer la prévision du brouillard. En particulier, les observations fournies par le radar au sol Basta (Delanoë et al., [2016](#)) lors de la campagne sur le brouillard en 2019 seront assimilées dans Arome.

La méthode actuelle d'assimilation 1D+3DVar des réflectivités nécessite de définir l'écart-type d'erreur des pseudo-observations d'humidité relative restituées. La spécification de cette erreur est primordiale puisqu'elle détermine la confiance apportée aux pseudo-observations d'humidité relative lors de la minimisation variationnelle. Dans notre étude, elle est constante et égale à celle utilisée pour les mesures effectuées par des radiosondes. Récemment, Duruisseau et al. ([in review](#)) ont conçu un modèle d'erreur qui permet de prescrire des erreurs de pseudo-observation d'humidité relative plus importantes en cas de mauvaise localisation des zones humides ou sèches. Ce modèle d'erreur s'est avéré efficace pour améliorer l'impact de l'assimilation d'observations micro-ondes passives nuageuses et pluvieuses du sondeur SAPHIR à bord du satellite Megha-Tropiques dans le système 4DVar du modèle de PNT global Arpege. Ainsi, une perspective à ce travail serait d'adapter ce modèle d'erreur aux pseudo-observations d'humidité relative restituées à partir de la réflectivité en bande W.





# Conclusions et perspectives

Ces dernières années, les radars Doppler à nuages ont vu leur cote de popularité augmenter au sein de la communauté scientifique. En effet, du fait de leur petite longueur d'onde, ils sont particulièrement sensibles aux zones nuageuses et sont facilement déployables à bord de plates-formes mobiles. Par conséquent, en fournissant des mesures de réflectivité et de vitesse Doppler à une fine résolution spatiale et temporelle, les radars Doppler à nuages permettent de combler le manque d'observations actuel dans les zones nuageuses et en altitude. Ils ont donc des atouts indéniables, d'une part pour valider les schémas microphysiques des modèles de PNT à échelle kilométrique, et d'autre part pour les initialiser dans les zones nuageuses. Pourtant, ces observations ne sont actuellement pas utilisées en Prévision Numérique du Temps (PNT).

Cette thèse avait donc pour ambition d'évaluer le potentiel des observations fournies par des radars Doppler à nuages en PNT. Elle s'est articulée autour de deux parties. La première a porté sur l'utilisation des réflectivités observées par radar à nuages pour la validation et l'initialisation de modèle de PNT à échelle kilométrique, et s'est donc consacrée à l'élaboration et à la validation d'un opérateur d'observation pour radars à nuages. La deuxième partie a permis d'évaluer l'impact de l'assimilation des réflectivités et/ou vitesses Doppler observées par radar à nuages afin d'améliorer les états initiaux et les prévisions des événements fortement précipitants qui affectent le pourtour méditerranéen.

## Partie opérateur d'observation

### Synthèse

Un opérateur d'observation pour radars à nuages a été conçu pour le modèle de PNT à échelle kilométrique Arome. Il permet de simuler la réflectivité qu'observerait un radar à nuages à visée verticale dans les conditions atmosphériques données par les prévisions du modèle Arome. À partir des champs physiques prévus par Arome, il simule la réflectivité à une distance donnée du radar, tout en prenant en compte l'atténuation due à la présence des hydrométéores et de l'air le long du chemin suivi. Les hydrométéores sont modélisés par des sphéroïdes aplatis, définis par un rapport d'axe, et la diffusion est calculée par la méthode de la matrice T. L'opérateur d'observation a été conçu en cohérence avec le schéma microphysique à un moment ICE3 d'Arome, mais de façon suffisamment générale pour pouvoir être adapté à tout type de modèle de PNT à échelle kilométrique.

Afin de dissocier les erreurs de localisation des nuages prévus par les modèles de PNT à échelle kilométrique, de celles associées aux hypothèses formulées au sein de l'opérateur d'observation, la méthode de la « Colonne la Plus Ressemblante » (CPR)

a été mise en place. Elle peut être utilisée pour valider n'importe quel opérateur d'observation mesurant la distribution verticale des nuages et des précipitations. Dans la méthode de la CPR, chaque profil de réflectivité observé est comparé avec le profil simulé qui lui est le plus semblable dans un voisinage autour de la position du radar. Ce profil correspond à celui pour lequel l'écart-type entre le profil observé et le profil simulé est minimal.

Dans cette étude, la méthode de la CPR a été employée pour valider et calibrer l'opérateur d'observation en utilisant l'ensemble des mesures de réflectivité collectées par le radar aéroporté Rasta durant la première période d'observation d'HyMeX lors de 18 vols. En particulier, elle a été utilisée afin de restituer les formes équivalentes optimales (ie, rapport d'axe moyen) des hydrométéores glacés, par minimisation de l'écart-type entre la colonne de réflectivité observée et la colonne simulée qui lui est la plus ressemblante. Cette restitution a mis en évidence que l'utilisation de formes sphéroïdales avec des rapports d'axe proches des valeurs optimales pour la neige (0,7) et le graupel (0,8), plutôt que sphériques ou trop aplaties, permet d'ajuster le biais observé entre les simulations et les observations. Dans cette étude, les rapports d'axe optimaux restitués pour la neige (0,7) et le graupel (0,8) sont sensiblement plus élevés que ceux rapportés dans des études antérieures ( $\approx 0.5-0.8$ ). En effet, il a été décidé de modéliser l'oscillation des particules autour de l'axe de visée par l'utilisation d'un rapport d'axe moyen, donc supérieur à la valeur réelle du rapport d'axe.

Enfin, les résultats indiquent que la glace primaire peut être approximée par une sphère, ce qui est contradictoire avec le fait que les nuages contiennent un nombre négligeable de particules de glace primaire sous une forme sphérique. Cette contradiction peut s'expliquer par un effet compensatoire lié à un manque de réalisme du schéma microphysique ICE3 qui a tendance à sur-estimer la quantité de glace primaire (Taufour et al., 2018), et par conséquent la réflectivité simulée associée. Ainsi, la forme optimale restituée correspond à celle pour laquelle la réflectivité simulée est la plus petite (forme sphérique dans notre cas). Par ailleurs, ces particules légères sont soumises à de fortes oscillations, ce qui accroît leur rapport d'axe apparent.

L'opérateur d'observation nous a donc permis d'identifier un excédent de glace primaire dans Arome lorsque le schéma microphysique ICE3 est employé. Ainsi, l'opérateur d'observation peut servir à la validation de champs de PNT à méso-échelle, par exemple pour étudier le bénéfice apporté par un nouveau schéma microphysique. Dans le cadre de ces travaux de thèse, cet opérateur d'observation a été utilisé pour assimiler les réflectivités observées par Rasta dans Arome.

## Perspectives

Une première perspective à ce travail de thèse serait d'évaluer le bénéfice apporté par un schéma microphysique à deux moments tel que LIMA (Vié et al., 2016), qui est actuellement en cours d'implémentation dans Arome, pour mieux représenter les zones nuageuses. En effet, des travaux de recherche parallèles effectués au CNRM ont montré que, par rapport à ICE3, les quantités d'hydrométéores glacés sont moins importantes avec ce nouveau schéma microphysique (Taufour et al., 2018). Ainsi, la forme optimale restituée pour la glace primaire serait probablement plus réaliste si les simulations avaient été effectuées avec le schéma microphysique LIMA.

De plus, bien qu'il ait été noté une sensibilité du rapport d'axe au contenu en hydrométéore, une seule valeur de rapport d'axe a été restituée par espèce glacée. Ainsi,

---

une perspective à ce travail de thèse serait d'ajouter à la minimisation une contrainte liée soit à la réflectivité, soit au contenu en hydrométéore. Toutefois, la restitution deviendrait bien plus complexe puisqu'il faudrait alors estimer un minimum de six paramètres (un seuil de dépendance pour chaque type d'hydrométéore et les rapports d'axe associés). Il pourrait alors être intéressant de tirer bénéfice des mesures Doppler fournies par le radar Rasta, qui renseignent sur la vitesse de chute des hydrométéores et, par conséquent, sur leur taille.

Enfin, l'opérateur d'observation développé dans le cadre de cette thèse est directement adaptable à des radars à nuages au sol. Contrairement aux radars à nuages aéroportés, du type de Rasta, qui sondent principalement les hydrométéores glacés, les versions au sol sont plus souvent exposées aux températures positives et sont donc plus à même de fournir des informations sur l'eau liquide non ou faiblement précipitante. Ils sont donc des atouts certains pour l'étude du brouillard. En particulier, il sera possible de tirer bénéfice des observations fournies par le radar au sol à faible coût Basta (Delanoë et al., 2016), qui fonctionne en bande W et collectera des observations de réflectivité lors de la campagne sur le brouillard, pilotée par Météo-France, et qui aura lieu en 2019. Une étude complémentaire entre radar au sol et radar aéroporté confèrera donc à l'opérateur d'observation une généralité permettant de l'appliquer à tout type de situation météorologique.

Enfin, pour adapter l'opérateur d'observation aux radars à nuages embarqués à bord de satellites (CloudSat, EarthCare, GPM, RainCube, etc.) qui échantillonnent des volumes plus importants, il est nécessaire de rajouter à l'opérateur d'observation un module procédant au calcul des effets de diffusion multiple. En effet, puisque ces effets sont moins importants pour les versions aéroportées ou au sol, ils ont été en conséquence négligés lors de la conception de l'opérateur d'observation. En revanche, ces effets sont importants pour les radars satellitaires, en particulier pour ceux opérant en bande W, et principalement lors d'événements fortement convectifs.

## Partie assimilation de données

### Synthèse

L'objectif de cette seconde partie était d'étudier le bénéfice apporté par l'assimilation d'observations de radars à nuages Doppler pour améliorer les analyses et les prévisions fournies par des modèles de PNT à échelle kilométrique. Pour cela, nous nous sommes placés dans un cadre quasi-opérationnel en utilisant une configuration spéciale du modèle Arome, appelée Arome-WMed, avec son système d'assimilation variationnel tri-dimensionnel 3DVar. Afin de couvrir un grand nombre de situations météorologiques, les observations de réflectivité et de vitesse mesurées par le radar aéroporté Rasta ont été assimilées dans le système 3DVar d'Arome-WMed. Les expériences d'assimilation ont toutes été menées sur un cas fortement précipitant qui s'est déroulé le 26 septembre 2012 dans le sud-est de la France lors de la SOP1 d'HyMeX (IOP7a), puis sur l'ensemble des vols de l'avion de la SOP1.

Traditionnellement, pour bénéficier au maximum d'observations provenant d'instruments mobiles dans un système 3DVar, toutes celles qui sont mesurées dans une fenêtre temporelle d'assimilation centrée autour de l'heure d'assimilation sont assimilées. Une grande fenêtre d'assimilation permet d'élargir la couverture spatiale et d'assimiler un plus grand nombre d'observations. Toutefois, puisque les systèmes convectifs

de mésoéchelle sont enclins à rapidement évoluer, une trop grande fenêtre peut avoir pour conséquence d'assimiler à tort une observation représentative d'une situation qui a déjà évolué. Par conséquent, une analyse de sensibilité à la largeur de la fenêtre d'assimilation a été menée en assimilant les profils verticaux de vents horizontaux mesurés par Rasta. Sur le cas de l'IOP7a, les résultats indiquent que la qualité des prévisions augmente avec la taille de la fenêtre. Néanmoins, sur l'ensemble des cas de la SOP1, les résultats recommandent l'utilisation d'une plus petite fenêtre (1 heure ou 2 heures). Le choix de la largeur de cette fenêtre d'assimilation dépend de la situation météorologique. Par exemple, si la situation est quasi-stationnaire il est préférable d'employer une plus grande fenêtre d'assimilation afin de tirer bénéfice d'un plus grand nombre d'observations. Par ailleurs, il faut noter que cette problématique perd de son intérêt si un cycle d'assimilation plus court est employé, comme c'est le cas dans la nouvelle configuration d'Arome qui utilise des cycles d'une heure, et non de trois comme dans celle utilisée dans le cadre de cette thèse.

Sur le cas de l'IOP7a, il a été montré que l'assimilation des profils verticaux de vents horizontaux observés par Rasta permet d'améliorer à la fois les prévisions à court terme ( $\leq 3$  h) de vent, mais également les prévisions des précipitations cumulées sur 12 heures. Plus généralement, les scores sur l'ensemble des vols de la SOP1 ont également mis en évidence une légère amélioration des prévisions des cumuls de précipitations sur 6 h, 9 h et 12 h.

L'impact de l'assimilation de profils de réflectivité observés en bande W par le radar Rasta a ensuite été évalué. Pour cela, la méthode d'assimilation 1D+3DVar, utilisée opérationnellement dans Arome pour assimiler les réflectivités observées par les radars de précipitation au sol, a été adaptée à la réflectivité observée en bande W par Rasta. C'est une méthode d'assimilation en deux temps dans laquelle des profils de réflectivité sont d'abord inversés en profils d'humidité relative à partir d'une inversion bayésienne unidimensionnelle. Puis ces profils sont assimilés à leur tour en tant que pseudo-observations d'humidité relative dans le 3DVar d'Arome au même titre que les autres observations classiquement assimilées. Une procédure de correction de biais a été appliquée afin de pouvoir assimiler les réflectivités dans les zones nuageuses. Puis, l'écart-type de l'erreur d'observation (en dB) a été estimé à partir d'observations d'humidité in situ mesurées à l'altitude de vol. Il a été mis en évidence la capacité de la méthode bayésienne à restituer des champs d'humidité qui sont en meilleur accord avec des observations d'humidité complètement indépendantes. L'impact de l'assimilation de la réflectivité en bande W a dans un premier temps été évalué sur le cas de l'IOP7a. Bien que l'impact soit moins prononcé par rapport à celui induit par l'assimilation de profils de vents horizontaux, les résultats indiquent toutefois une amélioration des prévisions des précipitations cumulées sur 12 heures. Les scores de précipitations calculés sur l'ensemble des cas de la SOP1 indiquent également que l'assimilation de la réflectivité en bande W est à l'origine d'une légère amélioration des prévisions des cumuls de précipitations.

Enfin, le dernier objectif de ces travaux de thèse était d'évaluer les apports respectifs de l'assimilation de profils de réflectivité et de vents horizontaux, indépendamment ou en combinaison, sur les analyses et les prévisions. Afin de dissocier le bénéfice apporté par l'assimilation des différentes observations de l'effet du cyclage, il a été décidé d'effectuer quatre expériences d'assimilation non-cyclées sur l'ensemble des cas d'étude. C'est-à-dire que toutes les analyses partent de l'ébauche de l'expérience de référence. Une première expérience de contrôle assimile toutes les observations classiquement

---

assimilées, une deuxième assimile la réflectivité en bande W, une troisième assimile les vents horizontaux, et enfin une dernière assimile la réflectivité en combinaison avec les vents horizontaux. Il a été montré que l'assimilation de la réflectivité en bande W a un impact plus important que les vents horizontaux sur les champs de pression, de température et d'humidité analysés. De plus, une comparaison avec des observations d'humidité in situ indépendantes a démontré que les analyses d'humidité bénéficient davantage de l'assimilation de la réflectivité en bande W. Cependant, à mesure que l'échéance augmente, les vents horizontaux ont un impact plus prononcé que la réflectivité en bande W, ce qui se reflète également sur les scores des prévisions des cumuls de précipitations. Enfin, l'assimilation conjointe de la réflectivité en bande W et des vents horizontaux est à l'origine du plus fort impact sur tous les champs (température, pression, vitesse et humidité) à la fois dans l'analyse, mais également sur les prévisions. Cet impact plus prononcé induit d'une part, une amélioration de l'humidité analysée, et d'autre part une amélioration des cumuls de précipitations prévus.

Par conséquent, ces travaux de thèse ont mis en avant l'apport positif de l'assimilation d'observations fournies par des radars Doppler à nuages pour améliorer les états initiaux et les prévisions des modèles de PNT à échelle kilométrique. En outre, le système de prévision semble bénéficier le plus de l'assimilation conjointe de la réflectivité et des vents horizontaux, suivi par l'assimilation seule des vents horizontaux, et enfin par l'assimilation seule de la réflectivité.

## Perspectives

Traditionnellement, le bénéfice apporté par l'assimilation d'un nouveau type d'observation est évalué à partir de scores calculés sur une longue période. Cependant, dans cette thèse, le nombre de cas d'étude a été limité par le nombre de vols du Falcon 20, qui embarquait le radar Rasta durant la SOP1 d'HyMeX. Afin de consolider nos résultats, il pourrait donc être intéressant de tirer profit des observations de vent et de réflectivité collectées dans des systèmes orageux par Rasta lors des 13 vols effectués durant la campagne d'observations Exaedre, qui s'est déroulée à l'automne 2018 en Corse. Ce nouveau jeu d'observations pourrait également permettre d'évaluer le potentiel de ces données dans la nouvelle configuration d'Arome, qui est dotée d'une plus fine résolution horizontale (1.3 km) et d'un cycle d'assimilation réduit (une heure). Enfin, durant la campagne Exaedre, un radar au sol Basta a fonctionné en mode PPI<sup>1</sup>, ce qui a permis d'observer les systèmes nuageux en trois dimensions. Il pourrait donc être intéressant d'évaluer le bénéfice apporté par l'assimilation de ce plus grand jeu de données.

Il est possible que l'impact limité des pseudo-observations d'humidité relative à mesure que l'échéance de prévision augmente soit en partie dû au fait que les hydrométéores ne sont pas initialisés. Dans un proche avenir, il sera possible d'ajouter les contenus spécifiques des hydrométéores dans les variables de contrôle avec des covariances d'erreur de l'ébauche qui dépendent de l'écoulement. En effet, un système d'assimilation de données EnVar est en cours de développement pour le modèle Arome (Montmerle et al., 2018), et devrait donc favoriser l'assimilation directe de la réflectivité en bande W.

---

1. Plan Position Indicator (PPI) : mode dans lequel l'antenne tourne autour de la verticale en faisant une révolution avec un angle constant avec l'horizontale.

Bien que le radar Rasta possède six antennes pointant dans des directions non-colinéaires au-dessus et au-dessous de l'avion, seules les réflectivités mesurées par les deux antennes pointant au zénith et au nadir de l'avion ont été utilisées afin d'assimiler un profil vertical de réflectivité. Il pourrait donc être intéressant de tirer profit des observations collectées par les autres antennes afin d'assimiler davantage d'observations en augmentant le volume échantillonné. Dans le cadre de cette thèse, nous avons assimilé des profils de vents horizontaux restitués à partir des vitesses radiales mesurées par les six antennes de Rasta. Une perspective à ce travail est d'assimiler directement dans le 3DVar d'Arome les vitesses radiales mesurées par les trois antennes.

Enfin, une perspective plus immédiate à ces travaux est d'évaluer l'impact de l'assimilation de la réflectivité en bande W pour d'autres types de situations météorologiques, comme par exemple pour des épisodes de brouillard. En effet, en dépit de leur fort impact sur les activités humaines et sur le trafic aérien, il existe un manque de justesse dans la prévision des épisodes de brouillard par les modèles de PNT à échelle kilométrique. Ainsi, puisque les radars fonctionnant en bande W sont très sensibles à l'eau liquide non-précipitante, leur assimilation devrait améliorer les prévisions du brouillard. En particulier, il sera possible de tirer bénéfice des observations fournies par le radar au sol Basta lors de la campagne sur le brouillard de 2019. Cette dernière perspective sera traitée dans le cadre d'une thèse qui démarre au CNRM.

# Glossaire

<b>1DVar</b>	Assimilation variationnelle unidimensionnelle
<b>3DVar</b>	Assimilation variationnelle tridimensionnelle
<b>4DVar</b>	Assimilation variationnelle quadridimensionnelle
<b>AROME</b>	Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
<b>AROME-WMed</b>	AROME, West Mediterranean Sea
<b>ARPEGE</b>	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
<b>BASTA</b>	Bistatic rAdar SysTem for Atmospheric studies
<b>CEPMET</b>	Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF en anglais)
<b>CloudSat/CPR</b>	Radar en bande W (Cloud Profiling Radar) à bord du satellite CloudSat
<b>CNRM</b>	Centre National de Recherches Météorologiques
<b>CPR</b>	Méthode de la Colonne la Plus Ressemblante
<b>DDA</b>	Discrete Dipole Approximation
<b>DPR</b>	Dual-frequency Precipitation Radar
<b>DFR</b>	Dual Frequency Ratio
<b>EnKF</b>	Filtre de Kalman d'ensemble
<b>FSS</b>	Fraction Skill Score
<b>GMI</b>	GPM Microwave Imager
<b>GPM</b>	Global Precipitation Measurement
<b>GPS</b>	Global Positioning System
<b>HSS</b>	Heidke Skill Score
<b>HyMeX</b>	HYdrological cycle in the Mediterranean Experiment
<b>IFS</b>	Integrated Forecasting System
<b>JAXA</b>	Japan Aerospace Exploration Agency
<b>JMA</b>	Service météorologique japonais
<b>JMA-NHM</b>	JMA-NonHydrostatic Model
<b>LIMA</b>	Liquid Ice Multiple Aerosols
<b>Met Office</b>	Service Météorologique du Royaume-Uni
<b>PNT</b>	Prévision Numérique du Temps
<b>PRF</b>	Pulse Repetition Frequency
<b>RASTA</b>	Radar Airborne System Tool for Atmosphere
<b>SER</b>	Surface Équivalente Radar
<b>SOP1</b>	Première Période Spéciale d'Observation de HyMeX
<b>SDSU</b>	Satellite Data Simulator Unit
<b>TRMM</b>	Tropical Rainfall Measurement Mission
<b>WRF</b>	Weather Research and Forecasting model





# Bibliographie

- Amodei, M., I. Sanchez et J. Stein, 2015 : Verification of the French operational high-resolution model AROME with the regional Brier probability score. *Met. Apps*, **22**(4), 731-745. ISSN : 1350-4827. DOI : [10.1002/met.1510](https://doi.org/10.1002/met.1510) (cité p. 3).
- Aonashi, K. et H. Eito, 2011 : Displaced Ensemble Variational Assimilation Method to Incorporate Microwave Imager Brightness Temperatures into a Cloud-resolving Model. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **89**(3), 175-194. DOI : [10.2151/jmsj.2011-301](https://doi.org/10.2151/jmsj.2011-301) (cité p. 72).
- Augros, C., O. Caumont, V. Ducrocq, N. Gaussiat et P. Tabary, 2016 : Comparisons between S-, C- and X-band polarimetric radar observations and convective-scale simulations of the HyMeX first special observing period. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 347-362. DOI : [10.1002/qj.2572](https://doi.org/10.1002/qj.2572) (cité pp. 16, 20-21, 26).
- Augros, C, O Caumont, V Ducrocq et N Gaussiat, 2018 : Assimilation of radar dual-polarization observations in AROME model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. DOI : [10.1002/qj.3269](https://doi.org/10.1002/qj.3269) (cité p. 82).
- Bailey, M. et J. Hallett, 2004 : Growth Rates and Habits of Ice Crystals between -20° and -70°C. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**(5), 514-544. DOI : [10.1175/1520-0469\(2004\)061<0514:GRAHOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0514:GRAHOI>2.0.CO;2) (cité p. 17).
- Baker, W. E., R. Atlas, C. Cardinali, A. Clement, G. D. Emmitt, B. M. Gentry, R. M. Hardesty, E. Källén, M. J. Kavaya, R. Langland, Z. Ma, M. Masutani, W. McCarty, R. B. Pierce, Z. Pu, L. P. Riishojgaard, J. Ryan, S. Tucker, M. Weissmann et J. G. Yoe, 2014 : Lidar-measured wind profiles: the missing link in the global observing system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**, 543-564. DOI : [10.1175/BAMS-D-12-00164.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00164.1) (cité pp. 2, 87).
- Bannister, R. N., 2017 : A review of operational methods of variational and ensemble-variational data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **143**(703), 607-633. DOI : [10.1002/qj.2982](https://doi.org/10.1002/qj.2982) (cité pp. 64, 68).
- Battaglia, A, M. Ajewole et C Simmer, 2007 : Evaluation of radar multiple scattering effects in Cloudsat configuration. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **7**(7), 1719-1730. DOI : [10.5194/acp-7-1719-2007](https://doi.org/10.5194/acp-7-1719-2007) (cité p. 24).
- Battaglia, A., K. Mroz, T. Lang, F. Tridon, S. Tanelli, L. Tian et G. M. Heymsfield, 2016 : Using a multiwavelength suite of microwave instruments to investigate the microphysical structure of deep convective cores. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**(16), 9356-9381. DOI : [10.1002/2016JD025269](https://doi.org/10.1002/2016JD025269) (cité p. 11).
- Battaglia, A., R. Dhillon et A. Illingworth, 2018 : Doppler W-band polarization diversity spaceborne radar simulator for wind studies. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, **2018**, 1-23. DOI : [10.5194/amt-2018-184](https://doi.org/10.5194/amt-2018-184) (cité p. 25).
- Battaglia, A., S. Tanelli, S. Kobayashi, D. Zrnica, R. J. Hogan et C. Simmer, 2010 : Multiple-scattering in radar systems: A review. *Journal of Quantitative Spectro-*

- scopy and Radiative Transfer*, **111**(6), 917-947. ISSN : 0022-4073. DOI : [10.1016/j.jqsrt.2009.11.024](https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2009.11.024) (cité pp. 24, 70).
- Benedetti, A., P. Lopez, P. Bauer et E. Moreau, 2005 : Experimental use of TRMM precipitation radar observations in 1D+4D-Var assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**(610), 2473-2495. DOI : [10.1256/qj.04.89](https://doi.org/10.1256/qj.04.89) (cité pp. 69-70).
- Bodas-Salcedo, A., M. J. Webb, M. E. Brooks, M. A. Ringer, K. D. Williams, S. F. Milton et D. R. Wilson, 2008 : Evaluating cloud systems in the Met Office global forecast model using simulated Cloudsat radar reflectivities. *Journal of Geophysical Research*, **113**. ISSN : 0148-0227. DOI : [10.1029/2007jd009620](https://doi.org/10.1029/2007jd009620) (cité p. 23).
- Bohren, C. F. et D. R. Huffman, 1983 : Absorption and scattering of light by small particles. *Inc: John Wiley & Sons, New York, USA* (cité p. 20).
- Borderies, M., O. Caumont, J. Delanoë, V. Ducrocq et N. Fourrié, in review : Assimilation of wind data from airborne Doppler cloud-profiling radar in a kilometre-scale NWP system. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1-25. DOI : [10.5194/nhess-2018-246](https://doi.org/10.5194/nhess-2018-246) (cité p. 88).
- Borderies, M., O. Caumont, J. Delanoë, V. Ducrocq, N. Fourrié et P. Marquet, in review : Impact of the assimilation of W-band radar reflectivity from airborne Doppler cloud-profiling radar in a kilometre-scale NWP system. *Submitted to Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions* (cité p. 118).
- Borderies, M., O. Caumont, C. Augros, É. Bresson, J. Delanoë, V. Ducrocq, N. Fourrié, T. Le Bastard et M. Nuret, 2018 : Simulation of W-band radar reflectivity for model validation and data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144**(711), 391-403. DOI : [10.1002/qj.3210](https://doi.org/10.1002/qj.3210) (cité p. 44).
- Bormann, N., S. Saarinen, G. Kelly et J.-N. Thépaut, 2003 : The Spatial Structure of Observation Errors in Atmospheric Motion Vectors from Geostationary Satellite Data. *Monthly Weather Review*, **131**(4), 706-718. DOI : [10.1175/1520-0493\(2003\)131<0706:TSS00E>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0706:TSS00E>2.0.CO;2) (cité p. 66).
- Bouniol, D., J. Delanoë, C. Duroure, A. Protat, V. Giraud et G. Penide, 2010 : Microphysical characterisation of West African MCS anvils. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**(S1), 323-344. DOI : [10.1002/qj.557](https://doi.org/10.1002/qj.557) (cité p. 12).
- Bouniol, D., A. Protat, A. Plana-Fattori, M. Giraud, J.-P. Vinson et N. Grand, 2008 : Comparison of Airborne and Spaceborne 95-GHz Radar Reflectivities and Evaluation of Multiple Scattering Effects in Spaceborne Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **25**(11), 1983-1995. ISSN : 1520-0426. DOI : [10.1175/2008jtecha1011.1](https://doi.org/10.1175/2008jtecha1011.1) (cité pp. 12, 24, 38, 70).
- Bousquet, O., J. Delanoë et S. Bielli, 2016 : Evaluation of 3D wind observations inferred from the analysis of airborne and ground-based radars during HyMeX SOP-1. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142** (S1), 86-94. ISSN : 0035-9009. DOI : [10.1002/qj.2710](https://doi.org/10.1002/qj.2710) (cité pp. 39-40, 73).
- Brandes, E. A., G. Zhang et J. Vivekanandan, 2002 : Experiments in Rainfall Estimation with a Polarimetric Radar in a Subtropical Environment. *J. Appl. Meteor.* **41**(6), 674-685. ISSN : 1520-0450. DOI : [10.1175/1520-0450\(2002\)041<0674:eirewa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2002)041<0674:eirewa>2.0.co;2) (cité p. 26).
- Brousseau, P., L. Berre, F. Bouttier et G. Desroziers, 2011 : Background-error covariances for a convective-scale data-assimilation system: AROME-France 3D-Var. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**(655), 409-422. DOI : [10.1002/qj.750](https://doi.org/10.1002/qj.750) (cité p. 33).

- Brousseau, P., G. Desroziers, F. Bouttier et B. Chapnik, 2014 : A posteriori diagnostics of the impact of observations on the AROME-France convective-scale data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **140**(680), 982-994. DOI : [10.1002/qj.2179](https://doi.org/10.1002/qj.2179) (cité p. 79).
- Brousseau, P., Y. Seity, D. Ricard et J. Léger, 2016 : Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**(699), 2231-2243. DOI : [10.1002/qj.2822](https://doi.org/10.1002/qj.2822) (cité pp. 3, 32, 77, 114, 116).
- Bruggeman, V. D., 1935 : Berechnung verschiedener physikalischer konstanten von heterogenen substanzen. i. dielektrizitätskonstanten und leitfähigkeiten der mischkörper aus isotropen substanzen. *Annalen der physik*, **416**(7), 636-664 (cité pp. 20-21).
- Bubnová, R., G. Hello, P. Bénard et J.-F. Geleyn, 1995 : Integration of the Fully Elastic Equations Cast in the Hydrostatic Pressure Terrain-Following Coordinate in the Framework of the ARPEGE/Aladin NWP System. *Monthly Weather Review*, **123**(2), 515-535. DOI : [10.1175/1520-0493\(1995\)123<0515:IOTFEE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<0515:IOTFEE>2.0.CO;2) (cité p. 32).
- Caniaux, G., 1993 : *Paramétrisation de la phase glace dans un modèle non hydrostatique de nuage: application à une ligne de grains tropicale: [thèse en partie soutenue sur un ensemble de travaux]*. Thèse de doctorat dirigée par Redelsperger, Jean-Luc Physique de l'atmosphère Toulouse 3 1993. Thèse de doct., 257 p (cité p. 37).
- Casati, B., L. J. Wilson, D. B. Stephenson, P. Nurmi, A. Ghelli, M. Pocerich, U. Damrath, E. E. Ebert, B. G. Brown et S. Mason, 2008 : Forecast verification: current status and future directions. *Met. Apps*, **15**(1), 3-18. ISSN : 1469-8080. DOI : [10.1002/met.52](https://doi.org/10.1002/met.52) (cité p. 3).
- Caumont, O., 2007 : *Simulation et assimilation de données radar pour la prévision de la convection profonde à fine échelle*. Thèse de doctorat dirigée par Bouttier, Francois et Ducrocq, Véronique Physique de l'atmosphère Toulouse 3 2007. Thèse de doct., 1 vol. (252 p.) (Cité pp. 13, 35).
- Caumont, O. et V. Ducrocq, 2008 : What Should Be Considered When Simulating Doppler Velocities Measured by Ground-Based Weather Radars? *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**(8), 2256-2262. DOI : [10.1175/2008JAMC1894.1](https://doi.org/10.1175/2008JAMC1894.1) (cité pp. 16, 73).
- Caumont, O., V. Ducrocq, É. Wattrelot, G. Jaubert et S. Pradier-Vabre, 2010 : 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: a proof of concept. *Tellus A*, **62**(2), 173-187. ISSN : 1600-0870. DOI : [10.1111/j.1600-0870.2009.00430.x](https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00430.x) (cité pp. 71, 76, 79-80).
- Chahat, N., J. Sauder, R. Hodges, M. Thomson, Y. R. Samii et E. Peral, 2016 : Ka-band high-gain mesh deployable reflector antenna enabling the first radar in a CubeSat: RainCube. In : *2016 10th European Conference on Antennas and Propagation (EuCAP)*, 1-4. DOI : [10.1109/EuCAP.2016.7481692](https://doi.org/10.1109/EuCAP.2016.7481692) (cité pp. 2, 9).
- Courtier, P., J.-N. Thépaut et A. Hollingsworth, 1994 : A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**(519), 1367-1387. DOI : [10.1002/qj.49712051912](https://doi.org/10.1002/qj.49712051912) (cité p. 66).
- Courtier, P., E Andersson, W Heckley, D Vasiljevic, M Hamrud, A Hollingsworth, F Rabier, M Fisher et J Pailleux, 1998 : The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). I: Formulation. *Quarterly Journal*

- of the Royal Meteorological Society*, **124**(550), 1783-1807. DOI : [10.1002/qj.49712455002](https://doi.org/10.1002/qj.49712455002) (cité p. 67).
- Deb, S., C. Kishtawal, P. Kumar, A. K. Kumar, P. Pal, N. Kaushik et G. Sangar, 2016 : Atmospheric Motion Vectors from INSAT-3D: Initial quality assessment and its impact on track forecast of cyclonic storm NANAUK. *Atmospheric Research*, **169**, 1-16. DOI : [10.1016/j.atmosres.2015.09.010](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.09.010) (cité pp. 2, 79, 87).
- Delanoë, J. et R. J. Hogan, 2008 : A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar, and infrared radiometer. *Journal of Geophysical Research*, **113**(D7). ISSN : 0148-0227. DOI : [10.1029/2007jd009000](https://doi.org/10.1029/2007jd009000) (cité p. 22).
- Delanoë, J., A. Protat, D. Bouniol, A. Heymsfield, A. Bansemmer et P. Brown, 2007 : The characterization of ice cloud properties from Doppler radar measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**(10), 1682-1698. DOI : [10.1175/JAM2543.1](https://doi.org/10.1175/JAM2543.1) (cité pp. 12, 22, 40).
- Delanoë, J., A. Protat, O. Jourdan, J. Pelon, M. Papazzoni, R. Dupuy, J.-F. Gayet et C. Jouan, 2013 : Comparison of Airborne In Situ, Airborne Radar-Lidar, and Spaceborne Radar-Lidar Retrievals of Polar Ice Cloud Properties Sampled during the POLARCAT Campaign. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**(1), 57-73. DOI : [10.1175/JTECH-D-11-00200.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00200.1) (cité pp. 2, 9, 12, 38).
- Delanoë, J., A. Protat, J.-P. Vinson, W. Brett, C. Caudoux, F. Bertrand, J. Parent du Chatelet, R. Hallali, L. Barthes, M. Haeffelin et al., 2016 : BASTA: a 95-GHz FMCW Doppler Radar for Cloud and Fog Studies. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **33**(5), 1023-1038. DOI : [10.1175/jtech-d-15-0104.1](https://doi.org/10.1175/jtech-d-15-0104.1) (cité pp. 2, 8, 154, 159).
- Desroziers, G., J.-T. Camino et L. Berre, 2014 : 4D-EnVar: link with 4D state formulation of variational assimilation and different possible implementations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **140**(684), 2097-2110. DOI : [10.1002/qj.2325](https://doi.org/10.1002/qj.2325) (cité p. 68).
- Di Girolamo, P., C. Flamant, M. Cacciani, E. Richard, V. Ducrocq, D. Summa, D. Stelitano, N. Fourrié et F. Saïd, 2016 : Observation of low-level wind reversals in the Gulf of Lion area and their impact on the water vapour variability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 153-172. DOI : [10.1002/qj.2767](https://doi.org/10.1002/qj.2767) (cité p. 1).
- Di Michele, S., M. Ahlgrimm, R. Forbes, M. Kulie, R. Bennartz, M. Janisková et P. Bauer, 2012 : Interpreting an evaluation of the ECMWF global model with Cloudsat observations: ambiguities due to radar reflectivity forward operator uncertainties. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **138**(669), 2047-2065. ISSN : 0035-9009. DOI : [10.1002/qj.1936](https://doi.org/10.1002/qj.1936) (cité pp. 1, 3, 15, 23, 25, 70).
- Dong, J. et M. Xue, 2012 : Assimilation of radial velocity and reflectivity data from coastal WSR-88D radars using an ensemble Kalman filter for the analysis and forecast of landfalling hurricane Ike (2008). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **139**(671), 467-487. DOI : [10.1002/qj.1970](https://doi.org/10.1002/qj.1970) (cité p. 154).
- Draine, B. T. et P. J. Flatau, 1994 : Discrete-Dipole Approximation For Scattering Calculations. *J. Opt. Soc. Am. A*, **11**(4), 1491. ISSN : 1520-8532. DOI : [10.1364/josaa.11.001491](https://doi.org/10.1364/josaa.11.001491) (cité p. 18).
- Drobinski, P., V. Ducrocq, P. Alpert, E. Anagnostou, K. Béranger, M. Borga, I. Braud, A. Chanzy, S. Davolio, G. Delrieu et al., 2014 : HyMeX: A 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**(7), 1063-1082. DOI : [10.1175/BAMS-D-12-00242.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00242.1) (cité p. 29).

- Ducrocq, V., J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger et F. Orain, 2000 : Initialization of a fine-scale model for convective-system prediction: A case study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**(570), 3041-3065. DOI : [10.1002/qj.49712657004](https://doi.org/10.1002/qj.49712657004) (cité pp. 1, 63).
- Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore et F. Orain, 2002 : Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: On the importance of the initial humidity field. *Weather and Forecasting*, **17**(6), 1236-1256. DOI : [10.1175/1520-0434\(2002\)017<1236:SSNRPF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2002)017<1236:SSNRPF>2.0.CO;2) (cité pp. 1, 63).
- Ducrocq, V., I. Braud, S. Davolio, R. Ferretti, C. Flamant, A. Jansa, N. Kalthoff, E. Richard, I. Taupier-Letage, P.-A. Ayrat et al., 2014 : HyMeX-SOP1: The field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**(7), 1083-1100. DOI : [10.1175/BAMS-D-12-00244.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00244.1) (cité pp. 12, 29-31).
- Duffourg, F., O. Nuissier, V. Ducrocq, C. Flamant, P. Chazette, J. Delanoë, A. Doerenbecher, N. Fourrié, P Di Girolamo, C. Lac et al., 2016 : Offshore deep convection initiation and maintenance during the HyMeX IOP 16a heavy precipitation event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**(S1), 259-274. DOI : [10.1002/qj.2725](https://doi.org/10.1002/qj.2725) (cité pp. 3, 87).
- Durden, S. L., E. Im, F. K. Li, W. Ricketts, A. Tanner et W. Wilson, 1994 : ARMAR: An Airborne Rain-Mapping Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **11**(3), 727-737. DOI : [10.1175/1520-0426\(1994\)011<0727:AAARMR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1994)011<0727:AAARMR>2.0.CO;2) (cité p. 12).
- Duruiseau, F., P. Chambon, E. Wattrelot, M. Barreyat et J.-F. Mahfouf, in review : Assimilating cloudy and rainy microwave observations from SAPHIR on-board Megha-Tropiques within the ARPEGE global model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (cité pp. 82, 155).
- Evensen, G., 1994 : Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **99**(C5), 10143-10162. DOI : [10.1029/94JC00572](https://doi.org/10.1029/94JC00572) (cité p. 67).
- 2003 : The ensemble Kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation. *Ocean dynamics*, **53**(4), 343-367. DOI : [10.1007/s10236-003-0036-9](https://doi.org/10.1007/s10236-003-0036-9) (cité p. 67).
- Faroux, S., A. T. Kaptué Tchuenté, J.-L. Roujean, V. Masson, E. Martin et P. Le Moigne, 2013 : ECOCLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, **6**(2), 563-582. DOI : [10.5194/gmd-6-563-2013](https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013) (cité p. 33).
- Fischer, C., T. Montmerle, L. Berre, L. Auger et S. E. ȘTEFĂNESCU, 2005 : An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**(613), 3477-3492. DOI : [10.1256/qj.05.115](https://doi.org/10.1256/qj.05.115) (cité pp. 70, 77).
- Fischer, C., F. Bouyssel, P. Brousseau, R. El Khatib, P. Pottier, Y. Seity, É. Wattrelot et A. Joly, 2018 : Les modèles opérationnels de prévision numérique à aire limitée de Météo-France. *Rubrique: Prévision*. DOI : [10.4267/2042/65139](https://doi.org/10.4267/2042/65139) (cité p. 32).
- Fontaine, E., A. Schwarzenboeck, J. Delanoë, W. Wobrock, D. Leroy, R. Dupuy, C. Gourbeyre et A. Protat, 2014 : Constraining mass-diameter relations from hydrometeor images and cloud radar reflectivities in tropical continental and oceanic

- convective anvils. *Atmos. Chem. Phys.* **14**(20), 11367-11392. ISSN : 1680-7324. DOI : [10.5194/acp-14-11367-2014](https://doi.org/10.5194/acp-14-11367-2014) (cité pp. 12, 22, 26, 40).
- Fourrié, N., E. Bresson, M. Nuret, C. Jany, P. Brousseau, A. Doerenbecher, M. Kreitz, O. Nuissier, E. Sevault, H. Bénichou, M. Amodei et F. Poupponeau, 2015 : AROME-WMED, a real-time mesoscale model designed for the HyMeX special observation periods. *Geoscientific Model Development*, **8**(7), 1919-1941. DOI : [10.5194/gmd-8-1919-2015](https://doi.org/10.5194/gmd-8-1919-2015) (cité pp. 32-34, 43).
- Fourrié, N., M. Nuret, P. Brousseau, O. Caumont, A. Doerenbecher, P. Moll et al., 2018 : The second AROME-WMED reanalysis of SOP1. In : *11th HyMeX workshop* (cité p. 35).
- Fox, N. I. et A. J. Illingworth, 1997 : The Retrieval of Stratocumulus Cloud Properties by Ground-Based Cloud Radar. *Journal of Applied Meteorology*, **36**(5), 485-492. DOI : [10.1175/1520-0450\(1997\)036<0485:TROSCP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<0485:TROSCP>2.0.CO;2) (cité p. 22).
- Gao, J., M. Xue, A. Shapiro et K. K. Droegemeier, 1999 : A variational method for the analysis of three-dimensional wind fields from two doppler radars. *Monthly weather review*, **127**(9), 2128-2142. DOI : [10.1175/1520-0493\(1999\)127<2128:AVMFTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2128:AVMFTA>2.0.CO;2) (cité p. 73).
- Gérard, É. et R. Saunders, 1999 : Four-dimensional variational assimilation of Special Sensor Microwave/Imager total column water vapour in the ECMWF model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**(560), 3077-3101. DOI : [10.1002/qj.49712556014](https://doi.org/10.1002/qj.49712556014) (cité p. 70).
- Gultepe, I. et G. A. Isaac, 2004 : Aircraft observations of cloud droplet number concentration: Implications for climate studies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**(602), 2377-2390. DOI : [10.1256/qj.03.120](https://doi.org/10.1256/qj.03.120) (cité p. 36).
- Gustafsson, N., T. Janjić, C. Schraff, D. Leuenberger, M. Weissmann, H. Reich, P. Brousseau, T. Montmerle, E. Wattrelot, A. Bučánek et al., 2018 : Survey of data assimilation methods for convective-scale numerical weather prediction at operational centres. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. DOI : [10.1002/qj.3179](https://doi.org/10.1002/qj.3179) (cité pp. 1, 63, 66, 78).
- Hashino, T., M. Satoh, Y. Hagihara, T. Kubota, T. Matsui, T. Nasuno et H. Okamoto, 2013 : Evaluating cloud microphysics from NICAM against CloudSat and CALIPSO. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**(13), 7273-7292. DOI : [10.1002/jgrd.50564](https://doi.org/10.1002/jgrd.50564) (cité pp. 24, 72).
- Haynes, J., R. Marchand, Z. Luo, A. Bodas-Salcedo et G. Stephens, 2007 : A multi-purpose radar simulation package: QuickBeam. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**(11), 1723. DOI : [10.1175/BAMS-88-11-1723](https://doi.org/10.1175/BAMS-88-11-1723) (cité p. 23).
- Heymsfield, A. J., S. Y. Matrosov et N. B. Wood, 2016 : Toward Improving Ice Water Content and Snow-Rate Retrievals from Radars. Part I: X and W Bands, Emphasizing CloudSat. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**(9), 2063-2090. DOI : [10.1175/JAMC-D-15-0290.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0290.1) (cité p. 22).
- Heymsfield, G. M., S. W. Bidwell, I. J. Caylor, S. Ameen, S. Nicholson, W. Boncyk, L. Miller, D. Vandemark, P. E. Racette et L. R. Dod, 1996 : The EDOP Radar System on the High-Altitude NASA ER-2 Aircraft. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **13**(4), 795-809. DOI : [10.1175/1520-0426\(1996\)013<0795:TERSOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1996)013<0795:TERSOT>2.0.CO;2) (cité p. 11).
- Hogan, R. J., A. J. Illingworth et H. Sauvageot, 2000 : Measuring Crystal Size in Cirrus Using 35- and 94-GHz Radars. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*,

- 17(1), 27-37. DOI : [10.1175/1520-0426\(2000\)017<0027:MCSICU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<0027:MCSICU>2.0.CO;2) (cité p. 8).
- Hogan, R. J., L. Tian, P. R. A. Brown, C. D. Westbrook, A. J. Heymsfield et J. D. Eastment, 2012 : Radar Scattering from Ice Aggregates Using the Horizontally Aligned Oblate Spheroid Approximation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51**(3), 655-671. ISSN : 1558-8432. DOI : [10.1175/jamc-d-11-074.1](https://doi.org/10.1175/jamc-d-11-074.1) (cité pp. 3, 16, 22, 26).
- Hogan, R. J., R. Honeyager, J. Tyynel  et S. Kneifel, 2017 : Calculating the millimetre-wave scattering phase function of snowflakes using the self-similar Rayleigh–Gans Approximation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **143**(703), 834-844. DOI : [10.1002/qj.2968](https://doi.org/10.1002/qj.2968) (cité p. 19).
- Hong, G., 2007 : Radar backscattering properties of nonspherical ice crystals at 94 GHz. *Journal of Geophysical Research*, **112**(D22). ISSN : 0148-0227. DOI : [10.1029/2007jd008839](https://doi.org/10.1029/2007jd008839) (cité pp. 18, 23).
- Hong, G., P. Yang, B. A. Baum et A. J. Heymsfield, 2008 : Relationship between ice water content and equivalent radar reflectivity for clouds consisting of nonspherical ice particles. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**(D20). DOI : [10.1029/2008JD009890](https://doi.org/10.1029/2008JD009890) (cité p. 22).
- Hou, A. Y., R. K. Kakar, S. Neeck, A. A. Azarbarzin, C. D. Kummerow, M. Kojima, R. Oki, K. Nakamura et T. Iguchi, 2014 : The global precipitation measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**(5), 701-722. DOI : [10.1175/BAMS-D-13-00164.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00164.1) (cité pp. 9, 18, 71).
- Houtekamer, P. L. et F. Zhang, 2016 : Review of the Ensemble Kalman Filter for Atmospheric Data Assimilation. *Monthly Weather Review*, **144**(12), 4489-4532. DOI : [10.1175/MWR-D-15-0440.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0440.1) (cité p. 68).
- Hu, M., M. Xue et K. Brewster, 2006 : 3DVAR and cloud analysis with WSR-88D level-II data for the prediction of the Fort Worth, Texas, tornadic thunderstorms. Part I: Cloud analysis and its impact. *Monthly Weather Review*, **134**(2), 675-698. DOI : [10.1175/MWR3092.1](https://doi.org/10.1175/MWR3092.1) (cité p. 69).
- Hulst, H. C. Van de, 1981 : *Light scattering by small particles*. Courier Corporation (cité p. 17).
- Ide, K., P. Courtier, M. Ghil et A. C. Lorenc, 1997 : Unified Notation for Data Assimilation: Operational, Sequential and Variational (gtSpecial Issue) Data Assimilation in Meteorology and Oceanography: Theory and Practice). *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **75**(1B), 181-189 (cité p. 64).
- Iguchi, T., T. Nakajima, A. P. Khain, K. Saito, T. Takemura, H. Okamoto, T. Nishizawa et W.-K. Tao, 2012 : Evaluation of Cloud Microphysics in JMA-NHM Simulations Using Bin or Bulk Microphysical Schemes through Comparison with Cloud Radar Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **69**(8), 2566-2586. ISSN : 1520-0469. DOI : [10.1175/jas-d-11-0213.1](https://doi.org/10.1175/jas-d-11-0213.1) (cité pp. 24-25).
- Ikuta, Y., 2016 : Data assimilation using gpm/dpr at jma. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Model*, **46**, 01-11 (cité p. 84).
- Illingworth, A. J., H. W. Barker, A. Beljaars, M. Ceccaldi, H. Chepfer, N. Clerbaux, J. Cole, J. Delano , C. Domenech, D. P. Donovan et et al., 2015 : The EarthCARE Satellite: The Next Step Forward in Global Measurements of Clouds, Aerosols, Precipitation, and Radiation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **96**(8), 1311-1332. ISSN : 1520-0477. DOI : [10.1175/bams-d-12-00227.1](https://doi.org/10.1175/bams-d-12-00227.1) (cité pp. 2, 9).

- Illingworth, A., A. Battaglia, J. Bradford, M. Forsythe, P. Joe, P. Kollias, K. Lean, M. Lori, J.-F. Mahfouf, S. Mello, R. Midthassel, Y. Munro, J. Nicol, R. Potthast, M. Rennie, T. Stein, S. Tanelli, F. Tridon, C. Walden et M. Wolde, 2018 : WIVERN: A new satellite concept to provide global in-cloud winds, precipitation and cloud properties. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **99**(8), 1669-1687. DOI : [10.1175/BAMS-D-16-0047.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0047.1) (cité pp. 2, 9, 25).
- Janisková, M., 2015 : Assimilation of cloud information from space-borne radar and lidar: experimental study using a 1D+4D-Var technique. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **141**(692), 2708-2725. ISSN : 0035-9009. DOI : [10.1002/qj.2558](https://doi.org/10.1002/qj.2558) (cité pp. 2, 24, 70, 72, 76, 116).
- Janisková, M., P. Lopez et P. Bauer, 2012 : Experimental 1D + 4D-Var assimilation of CloudSat observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **138**(666), 1196-1220. DOI : [10.1002/qj.988](https://doi.org/10.1002/qj.988) (cité pp. 2, 24, 70, 76).
- Johnson, B. T., 2007 : *Multi-frequency passive microwave and dual-frequency radar remote sensing of snowfall*. Thèse de doct. The University of Wisconsin - Madison (cité p. 18).
- Johnson, B. T., G. W. Petty et G. Skofronick-Jackson, 2012 : Microwave properties of ice-phase hydrometeors for radar and radiometers: Sensitivity to model assumptions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51**(12), 2152-2171. DOI : [10.1175/JAMC-D-11-0138.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0138.1) (cité pp. 3, 16, 20-21).
- Kahnert, F., 2003 : Numerical methods in electromagnetic scattering theory. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **79-80**. Electromagnetic and Light Scattering by Non-Spherical Particles, 775 -824. ISSN : 0022-4073. DOI : [10.1016/S0022-4073\(02\)00321-7](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(02)00321-7) (cité p. 19).
- Kessler, E., 1969 : On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. In : *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations*. Boston, MA : American Meteorological Society, 1-84. ISBN : 978-1-935704-36-2. DOI : [10.1007/978-1-935704-36-2\\_1](https://doi.org/10.1007/978-1-935704-36-2_1) (cité p. 37).
- Kintea, D. M., T. Hauk, I. V. Roisman et C. Tropea, 2015 : Shape evolution of a melting nonspherical particle. *Phys. Rev. E*, **92** (3), 033012. DOI : [10.1103/PhysRevE.92.033012](https://doi.org/10.1103/PhysRevE.92.033012) (cité p. 21).
- Kollias, P., E. E. Clothiaux, M. A. Miller, B. A. Albrecht, G. L. Stephens et T. P. Ackerman, 2007 : Millimeter-Wavelength Radars: New Frontier in Atmospheric Cloud and Precipitation Research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**(10), 1608-1624. DOI : [10.1175/BAMS-88-10-1608](https://doi.org/10.1175/BAMS-88-10-1608) (cité pp. 1, 8, 15).
- Korolev, A. G. Isaac et J. Hallett, 2000 : Ice particle habits in stratiform clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**(569), 2873-2902. ISSN : 0035-9009. DOI : [10.1256/smsqj.56912](https://doi.org/10.1256/smsqj.56912) (cité p. 17).
- Krishnamurti, T., S. Pattnaik et D. B. Rao, 2007 : Mesoscale moisture initialization for monsoon and hurricane forecasts. *Monthly weather review*, **135**(7), 2716-2736. DOI : [10.1175/MWR3417.1](https://doi.org/10.1175/MWR3417.1) (cité p. 68).
- Kulie, M. S., M. J. Hiley, R. Bennartz, S. Kneifel et S. Tanelli, 2014 : Triple-Frequency Radar Reflectivity Signatures of Snow: Observations and Comparisons with Theoretical Ice Particle Scattering Models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53**(4), 1080-1098. DOI : [10.1175/JAMC-D-13-066.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-066.1) (cité p. 12).
- Kumar, P., S. K. Deb, C. Kishtawal et P. Pal, 2017 : Impact of assimilation of INSAT-3D retrieved atmospheric motion vectors on short-range forecast of summer mon-



- soon 2014 over the south Asian region. *Theoretical and applied climatology*, **128**(3-4), 575-586. DOI : [10.1007/s00704-015-1722-5](https://doi.org/10.1007/s00704-015-1722-5) (cité pp. 2, 79, 87).
- Kuo, K.-S., W. S. Olson, B. T. Johnson, M. Grecu, L. Tian, T. L. Clune, B. H. van Aartsen, A. J. Heymsfield, L. Liao et R. Meneghini, 2016 : The Microwave Radiative Properties of Falling Snow Derived from Nonspherical Ice Particle Models. Part I: An Extensive Database of Simulated Pristine Crystals and Aggregate Particles, and Their Scattering Properties. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**(3), 691-708. ISSN : 1558-8432. DOI : [10.1175/jamc-d-15-0130.1](https://doi.org/10.1175/jamc-d-15-0130.1) (cité p. 18).
- Lee, Y., C. D. Kummerow et M. Zupanski, 2018 : Impacts of Assimilating Vertical Velocity, Latent Heating, or Hydrometeor Water Contents Retrieved From a Single Reflectivity Data Set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **123**(3), 1673-1693. DOI : [10.1002/2017JD027637](https://doi.org/10.1002/2017JD027637) (cité pp. 72-73).
- Leinonen, J, S Kneifel, D Moisseev, J Tyynelä, S Tanelli et T Nousiainen, 2012 : Evidence of nonspheroidal behavior in millimeter-wavelength radar observations of snowfall. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **117**(D18). DOI : [0.1029/2012JD017680](https://doi.org/0.1029/2012JD017680) (cité p. 18).
- Leinonen, J., M. D. Lebsock, S. Tanelli, K. Suzuki, H. Yashiro et Y. Miyamoto, 2015 : Performance assessment of a triple-frequency spaceborne cloud-precipitation radar concept using a global cloud-resolving model. *Atmospheric Measurement Techniques*, **8**(8), 3493-3517. DOI : [10.5194/amt-8-3493-2015](https://doi.org/10.5194/amt-8-3493-2015) (cité pp. 10, 18).
- Leinonen, J., M. D. Lebsock, S. Tanelli, O. O. Sy, B. Dolan, R. J. Chase, J. A. Finlon, A. von Lerber et D. Moisseev, 2018 : Retrieval of snowflake microphysical properties from multifrequency radar observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, **11**(10), 5471-5488. DOI : [10.5194/amt-11-5471-2018](https://doi.org/10.5194/amt-11-5471-2018) (cité p. 18).
- Lhermitte, R, 1987 : A 94 GHz Doppler radar for clouds observations. *J. Atmos. Oceanic Technol*, **4**, 36-48. DOI : [10.1175/1520-0426\(1987\)004<0036:AGDRFC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1987)004<0036:AGDRFC>2.0.CO;2) (cité pp. 1, 8).
- Li, L., G. M. Heymsfield, P. E. Racette, L. Tian et E. Zenker, 2004 : A 94-GHz Cloud Radar System on a NASA High-Altitude ER-2 Aircraft. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **21**(9), 1378-1388. DOI : [10.1175/1520-0426\(2004\)021<1378:AGCRSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<1378:AGCRSO>2.0.CO;2) (cité pp. 2, 9, 11).
- Li, L., G. M. Heymsfield, L. Tian et P. E. Racette, 2005 : Measurements of ocean surface backscattering using an airborne 94-GHz cloud radar-implication for calibration of airborne and spaceborne W-band radars. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **22**(7), 1033-1045. DOI : [10.1175/JTECH1722.1](https://doi.org/10.1175/JTECH1722.1) (cité p. 40).
- Li, Z., Z. Pu, J. Sun et W.-C. Lee, 2014 : Impacts of 4DVAR assimilation of airborne Doppler radar observations on numerical simulations of the genesis of Typhoon Nuri (2008). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53**(10), 2325-2343. DOI : [10.1175/JAMC-D-14-0046.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0046.1) (cité pp. 73-74, 76).
- Liao, L. et R. Meneghini, 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. DOI : [10.1175/2010JAMC2499.1](https://doi.org/10.1175/2010JAMC2499.1) (cité pp. 18, 22).
- Liebe, H. J., 1985 : An updated model for millimeter wave propagation in moist air. *Radio Science*, **20**(5), 1069-1089. DOI : [10.1029/RS020i005p01069](https://doi.org/10.1029/RS020i005p01069) (cité p. 15).
- Liebe, H. J., G. A. Hufford et T. Manabe, 1991 : A model for the complex permittivity of water at frequencies below 1 THz. *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, **12**(7), 659-675. DOI : [10.1007/BF01008897](https://doi.org/10.1007/BF01008897) (cité p. 19).

- Liu, G., 2008 : A Database of Microwave Single-Scattering Properties for Nonspherical Ice Particles. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **89**(10), 1563-1570. ISSN : 1520-0477. DOI : [10.1175/2008bams2486.1](https://doi.org/10.1175/2008bams2486.1) (cité p. 18).
- Llasat, M., M Llasat-Botija, O Petrucci, A. Pasqua, J Rosselló, F Vinet et L Bois-sier, 2013 : Towards a database on societal impact of mediterranean floods within the framework of the hymex project. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **13**(5), 1337-1350. DOI : [10.5194/nhess-13-1337-2013](https://doi.org/10.5194/nhess-13-1337-2013) (cité p. 3).
- Lopez, P., A. Benedetti, P. Bauer, M. Janisková et M. Köhler, 2006 : Experimental 2D-Var assimilation of ARM cloud and precipitation observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**(617), 1325-1347. DOI : [10.1256/qj.05.24](https://doi.org/10.1256/qj.05.24) (cité p. 69).
- Macpherson, B, 2001 : Operational experience with assimilation of rainfall data in the Met Office Mesoscale model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **76**(1-2), 3-8. DOI : [10.1007/s007030170035](https://doi.org/10.1007/s007030170035) (cité p. 69).
- Mahfouf, J.-F., O. Caumont, T. Montmerle, E. Wattrelot et V. Ducrocq, 2013 : Assimilation des données radar dans le modèle arome. *La Météorologie*. DOI : [10.4267/2042/52053](https://doi.org/10.4267/2042/52053) (cité pp. 1, 83).
- Mahfouf, J.-F., F. Ahmed, P. Moll et F. N. Teferle, 2015 : Assimilation of zenith total delays in the AROME France convective scale model: a recent assessment. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **67**(1), 26106. DOI : [10.3402/tellusa.v67.26106](https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.26106) (cité p. 79).
- Majewski, D., D. Liermann, P. Prohl, B. Ritter, M. Buchhold, T. Hanisch, G. Paul, W. Wergen et J. Baumgardner, 2002 : The operational global icosahedral-hexagonal gridpoint model GME: description and high-resolution tests. *Monthly Weather Review*, **130**(2), 319-338. DOI : [10.1175/1520-0493\(2002\)130<0319:T0GIHG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<0319:T0GIHG>2.0.CO;2) (cité p. 23).
- Marchand, R., J. Haynes, G. G. Mace, T. Ackerman et G. Stephens, 2009 : A comparison of simulated cloud radar output from the multiscale modeling framework global climate model with CloudSat cloud radar observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**(D8). DOI : [10.1029/2008JD009790](https://doi.org/10.1029/2008JD009790) (cité p. 23).
- Marécal, V. et J.-F. Mahfouf, 2002 : Four-Dimensional Variational Assimilation of Total Column Water Vapor in Rainy Areas. *Monthly Weather Review*, **130**(1), 43-58. DOI : [10.1175/1520-0493\(2002\)130<0043:FDVAOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<0043:FDVAOT>2.0.CO;2) (cité p. 70).
- Marquet, P., J.-F. Mahfouf et D. Holdaway, 2018 : Definition of the moist-air available enthalpy (exergy) norm: a comparison with existing "moist energy norms". *Submitted to the Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (cité p. 153).
- Martinet, M, O Nuissier, F Duffourg, V Ducrocq et D Ricard, 2017 : Fine-scale numerical analysis of the sensitivity of the HyMeX IOP16a heavy precipitating event to the turbulent mixing-length parametrization. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **143**(709), 3122-3135. DOI : [10.1002/qj.3167](https://doi.org/10.1002/qj.3167) (cité pp. 3, 87).
- Mason, S. L., J. C. Chiu, R. J. Hogan et L. Tian, 2017 : Improved rain rate and drop size retrievals from airborne Doppler radar. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**(18), 11567-11589. DOI : [10.5194/acp-17-11567-2017](https://doi.org/10.5194/acp-17-11567-2017) (cité p. 11).
- Masson, V., P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu, A. Boone, F. Bouyssel, P. Brousseau, E. Brun, J.-C. Calvet, D. Carrer, B. Decharme, C. Delire, S. Donier, K. Essaouini, A.-L. Gibelin, H. Giordani, F. Habets, M. Jidane, G. Kerdraon, E. Kourzeneva, M. Lafaysse, S. Lafont, C. Lebeaupin

- Brossier, A. Lemonsu, J.-F. Mahfouf, P. Marguinaud, M. Mokhtari, S. Morin, G. Pigeon, R. Salgado, Y. Seity, F. Taillefer, G. Tanguy, P. Tulet, B. Vincendon, V. Vionnet et A. Voldoire, 2013 : The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, **6**(4), 929-960. DOI : [10.5194/gmd-6-929-2013](https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013) (cité p. 32).
- Masunaga, H., T. Matsui, W.-k. Tao, A. Y. Hou, C. D. Kummerow, T. Nakajima, P. Bauer, W. S. Olson, M. Sekiguchi et T. Y. Nakajima, 2010 : Satellite Data Simulator Unit. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91**(12), 1625-1632. DOI : [10.1175/2010BAMS2809.1](https://doi.org/10.1175/2010BAMS2809.1) (cité p. 24).
- Matrosov, S. Y., 2015 : Evaluations of the Spheroidal Particle Model for Describing Cloud Radar Depolarization Ratios of Ice Hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **32**(5), 865-879. ISSN : 1520-0426. DOI : [10.1175/jtech-d-14-00115.1](https://doi.org/10.1175/jtech-d-14-00115.1) (cité p. 26).
- Matrosov, S. Y. et A. J. Heymsfield, 2008 : Estimating ice content and extinction in precipitating cloud systems from CloudSat radar measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**(D8). DOI : [10.1029/2007JD009633](https://doi.org/10.1029/2007JD009633) (cité p. 22).
- Matrosov, S., 2008 : Assessment of Radar Signal Attenuation Caused by the Melting Hydrometeor Layer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **46**(4), 1039-1047. ISSN : 1558-0644. DOI : [10.1109/tgrs.2008.915757](https://doi.org/10.1109/tgrs.2008.915757) (cité p. 21).
- Maxwell-Garnett, J., 1904 : Colours in metal glasses and metal films. *Philos. Trans. R. Soc. London, Sect. A*, **3**, 385-420 (cité pp. 20-21).
- McGill, M., L Li, W. Hart, G. Heymsfield, D. Hlavka, P. Racette, L Tian, M. Vaughan et D. Winker, 2004 : Combined lidar-radar remote sensing: Initial results from CRYSTAL-FACE. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **109**(D7). DOI : [10.1029/2003JD004030](https://doi.org/10.1029/2003JD004030) (cité p. 11).
- Mead, J. B., A. L. Pazmany, S. M. Sekelsky et R. E. McIntosh, 1994 : Millimeter-wave radars for remotely sensing clouds and precipitation. *Proceedings of the IEEE*, **82**(12), 1891-1906. ISSN : 0018-9219. DOI : [10.1109/5.338077](https://doi.org/10.1109/5.338077) (cité p. 8).
- Mech, M., E. Orlandi, S. Crewell, F. Ament, L. Hirsch, M. Hagen, G. Peters et B. Stevens, 2014 : HAMP ? the microwave package on the High Altitude and LOng range research aircraft (HALO). *Atmospheric Measurement Techniques*, **7**(12), 4539-4553. DOI : [10.5194/amt-7-4539-2014](https://doi.org/10.5194/amt-7-4539-2014) (cité p. 9).
- Meneghini, R. et L. Liao, 1996 : Comparisons of Cross Sections for Melting Hydrometeors as Derived from Dielectric Mixing Formulas and a Numerical Method. *Journal of Applied Meteorology*, **35**(10), 1658-1670. DOI : [10.1175/1520-0450\(1996\)035<1658:COCSFM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<1658:COCSFM>2.0.CO;2) (cité p. 21).
- Meyers, M. P., P. J. DeMott et W. R. Cotton, 1992 : New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *Journal of Applied Meteorology*, **31**(7), 708-721. DOI : [10.1175/1520-0450\(1992\)031<0708:npinpi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1992)031<0708:npinpi>2.0.co;2) (cité p. 35).
- Miller, S. D., C. E. Weeks, R. G. Bullock, J. M. Forsythe, P. A. Kucera, B. G. Brown, C. A. Wolff, P. T. Partain, A. S. Jones et D. B. Johnson, 2014 : Model-Evaluation Tools for Three-Dimensional Cloud Verification via Spaceborne Active Sensors. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53**(9), 2181-2195. DOI : [10.1175/jamc-d-13-0322.1](https://doi.org/10.1175/jamc-d-13-0322.1) (cité p. 3).
- Mishchenko, M. I., L. D. Travis et D. W. Mackowski, 1996 : T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review. *Journal of Quantitative*

- Spectroscopy and Radiative Transfer*, **55**(5), 535-575. ISSN : 0022-4073. DOI : [10.1016/0022-4073\(96\)00002-7](https://doi.org/10.1016/0022-4073(96)00002-7) (cité pp. 18, 26).
- Mitra, S., O Vohl, M Ahr et H. Pruppacher, 1990 : A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. IV: Experiment and theory for snow flakes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47**(5), 584-591. DOI : [10.1175/1520-0469\(1990\)047<0584:awtats>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<0584:awtats>2.0.co;2) (cité p. 21).
- Montmerle, T. et C. Faccani, 2009 : Mesoscale assimilation of radial velocities from Doppler radars in a preoperational framework. *Monthly Weather Review*, **137**(6), 1939-1953. DOI : [10.1175/2008MWR2725.1](https://doi.org/10.1175/2008MWR2725.1) (cité pp. 1, 73, 79, 84).
- Montmerle, T., Y. Michel, E. Arbogast, B. Ménétrier et P. Brousseau, 2018 : A 3D Ensemble Variational Data Assimilation Scheme for the limited area AROME model: formulation and preliminary results. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. DOI : [10.1002/qj.3334](https://doi.org/10.1002/qj.3334) (cité p. 161).
- Moran, K. P., B. E. Martner, M. J. Post, R. A. Kropfli, D. C. Welsh et K. B. Widener, 1998 : An Unattended Cloud-Profiling Radar for Use in Climate Research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**(3), 443-455. DOI : [10.1175/1520-0477\(1998\)079<0443:AUCPRF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0443:AUCPRF>2.0.CO;2) (cité p. 8).
- Okamoto, H., S. Iwasaki, M. Yasui, H. Horie, H. Kuroiwa et H. Kumagai, 2003 : An algorithm for retrieval of cloud microphysics using 95-GHz cloud radar and lidar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108**(D7). DOI : [10.1029/2001JD001225](https://doi.org/10.1029/2001JD001225) (cité p. 22).
- Okamoto, K., K. Aonashi, T. Kubota et T. Tashima, 2016 : Experimental Assimilation of the GPM Core Observatory DPR Reflectivity Profiles for Typhoon Halong (2014). *Monthly Weather Review*, **144**(6), 2307-2326. DOI : [10.1175/mwr-d-15-0399.1](https://doi.org/10.1175/mwr-d-15-0399.1) (cité pp. 24, 71-72, 75).
- Pazmany, A. L., R. E. McIntosh, R. D. Kelly et G. Vali, 1994 : An airborne 95 GHz dual-polarized radar for cloud studies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32**(4), 731-739. ISSN : 0196-2892. DOI : [10.1109/36.298002](https://doi.org/10.1109/36.298002) (cité p. 9).
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel et F. Couvreur, 2009 : A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-Layer Meteorology*, **132**(1), 83. ISSN : 1573-1472. DOI : [10.1007/s10546-009-9388-0](https://doi.org/10.1007/s10546-009-9388-0) (cité p. 32).
- Petty, G. W. et W. Huang, 2010 : Microwave backscatter and extinction by soft ice spheres and complex snow aggregates. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67**(3), 769-787. DOI : [0.1175/2009JAS3146.1](https://doi.org/0.1175/2009JAS3146.1) (cité p. 18).
- Pinty, J. et P. Jabouille, 1998 : A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. In : *Conf. on Cloud Physics*. Amer. Meteor. Soc Everett, WA, 217-220 (cité pp. 32, 35, 44).
- Probert-Jones, J., 1962 : The radar equation in meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **88**(378), 485-495. DOI : [10.1002/qj.49708837810](https://doi.org/10.1002/qj.49708837810) (cité pp. 13-14).
- Protat, A., J. Delanoë, D. Bouniol, A. J. Heymsfield, A. Bansemmer et P. Brown, 2007 : Evaluation of Ice Water Content Retrievals from Cloud Radar Reflectivity and Temperature Using a Large Airborne In Situ Microphysical Database. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**(5), 557-572. DOI : [10.1175/JAM2488.1](https://doi.org/10.1175/JAM2488.1) (cité p. 22).

- Protat, A., J. Delanoë, J. W. Strapp, E. Fontaine, D. Leroy, A. Schwarzenboeck, L. Lilie, C. Davison, F. Dezitter, A. Grandin et M. Weber, 2016 : The Measured Relationship between Ice Water Content and Cloud Radar Reflectivity in Tropical Convective Clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**(8), 1707-1729. DOI : [10.1175/JAMC-D-15-0248.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0248.1) (cité pp. 12-13, 22).
- Protat, A., D Bouniol, J. Delanoë, E O'Connor, P. May, A Plana-Fattori, A Hasson, U Görndorf et A. Heymsfield, 2009 : Assessment of CloudSat reflectivity measurements and ice cloud properties using ground-based and airborne cloud radar observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**(9), 1717-1741. DOI : [10.1175/2009JTECHA1246.1](https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1246.1) (cité pp. 9, 12, 38).
- Pu, Z., X. Li et J. Sun, 2009 : Impact of airborne Doppler radar data assimilation on the numerical simulation of intensity changes of Hurricane Dennis near a landfall. *Journal of the atmospheric sciences*, **66**(11), 3351-3365. DOI : [10.1175/2009JAS3121.1](https://doi.org/10.1175/2009JAS3121.1) (cité pp. 74-76, 154).
- Rauber, R. M., M. K. Macomber, D. M. Plummer, A. A. Rosenow, G. M. McFarquhar, B. F. Jewett, D. Leon et J. M. Keeler, 2014 : Finescale Radar and Airmass Structure of the Comma Head of a Continental Winter Cyclone:The Role of Three Airstreams. *Monthly Weather Review*, **142**(11), 4207-4229. DOI : [10.1175/MWR-D-14-00057.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00057.1) (cité p. 12).
- Reitter, S., K. Fröhlich, A. Seifert, S. Crewell et M. Mech, 2011 : Evaluation of ice and snow content in the global numerical weather prediction model GMe with CloudSat. *Geosci. Model Dev.* **4**(3), 579-589. ISSN : 1991-9603. DOI : [10.5194/gmd-4-579-2011](https://doi.org/10.5194/gmd-4-579-2011) (cité pp. 3, 22-23).
- Ricard, D., V. Ducrocq et L. Auger, 2012 : A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area. *Journal of applied meteorology and climatology*, **51**(3), 468-488. DOI : [10.1175/JAMC-D-11-017.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-017.1) (cité p. 3).
- Roberts, N. M. et H. W. Lean, 2008 : Scale-Selective Verification of Rainfall Accumulations from High-Resolution Forecasts of Convective Events. *Monthly Weather Review*, **136**(1), 78-97. ISSN : 1520-0493. DOI : [10.1175/2007mwr2123.1](https://doi.org/10.1175/2007mwr2123.1) (cité p. 3).
- Sadowy, G. A., R. E. McIntosh, S. J. Dinardo, S. L. Durden, W. N. Edelman, F. K. Li, A. B. Tanner, W. J. Wilson, T. L. Schneider et G. L. Stephens, 1997 : The NASA DC-8 airborne cloud radar:design and preliminary results. In : *IGARSS'97. 1997 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development*. T. 4, 1466-1469 vol.4. DOI : [10.1109/IGARSS.1997.608896](https://doi.org/10.1109/IGARSS.1997.608896) (cité p. 12).
- Sadowy, G., A. Berkun, W Chun, E Im et S. Durden, 2003 : Development of an advanced airborne precipitation radar. *Microwave Journal*, **46**(1), 84-86 (cité p. 12).
- Salonen, K., J. Cotton, N. Bormann et M. Forsythe, 2015 : Characterizing AMV height-assignment error by comparing best-fit pressure statistics from the Met Office and ECMWF data assimilation systems. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **54**(1), 225-242. DOI : [10.1175/JAMC-D-14-0025.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0025.1) (cité pp. 2, 79, 87).
- Sassen, K., J. R. Campbell, J. Zhu, P. Kollias, M. Shupe et C. Williams, 2005 : Lidar and triple-wavelength Doppler radar measurements of the melting layer: A revised model for dark-and brightband phenomena. *Journal of Applied Meteorology*, **44**(3), 301-312. DOI : [10.1175/jam-2197.1](https://doi.org/10.1175/jam-2197.1) (cité p. 21).

- Sato, K. et H. Okamoto, 2006 : Characterization of Ze and LDR of nonspherical and inhomogeneous ice particles for 95-GHz cloud radar: Its implication to microphysical retrievals. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. DOI : [10.1029/2005JD006959](https://doi.org/10.1029/2005JD006959) (cité pp. 3, 16).
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac et V. Masson, 2011 : The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Monthly Weather Review*, **139**(3), 976-991. DOI : [10.1175/2010mwr3425.1](https://doi.org/10.1175/2010mwr3425.1) (cité pp. 3, 32, 77).
- Simonin, D, S. Ballard et Z Li, 2014 : Doppler radar radial wind assimilation using an hourly cycling 3D-Var with a 1.5 km resolution version of the Met Office Unified Model for nowcasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **140**(684), 2298-2314. DOI : [10.1002/qj.2298](https://doi.org/10.1002/qj.2298) (cité pp. 1, 73).
- Squires, P., 1958 : The Microstructure and Colloidal Stability of Warm Clouds. *Tellus*, **10**(2), 262-271. DOI : [10.1111/j.2153-3490.1958.tb02012.x](https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1958.tb02012.x) (cité p. 36).
- Stephan, K., S Klink et C Schraff, 2008 : Assimilation of radar-derived rain rates into the convective-scale model COSMO-DE at DWD. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**(634), 1315-1326. DOI : [10.1002/qj.269](https://doi.org/10.1002/qj.269) (cité p. 69).
- Stephens, G. L., 2005 : Cloud Feedbacks in the Climate System:A Critical Review. *J. Climate*, **18**(2), 237-273. ISSN : 1520-0442. DOI : [10.1175/jcli-3243.1](https://doi.org/10.1175/jcli-3243.1) (cité pp. 1, 76).
- Stephens, G. L., D. G. Vane, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. J. O'Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden et et al., 2002 : THE CLOUDSAT MISSION AND THE A-TRAIN. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**(12), 1771-1790. ISSN : 1520-0477. DOI : [10.1175/bams-83-12-1771](https://doi.org/10.1175/bams-83-12-1771) (cité pp. 2, 9).
- Stephens, G. L., D. G. Vane, S. Tanelli, E. Im, S. Durden, M. Rokey, D. Reinke, P. Partain, G. G. Mace, R. Austin, T. L'Ecuyer, J. Haynes, M. Lebsock, K. Suzuki, D. Waliser, D. Wu, J. Kay, A. Gettelman, Z. Wang et R. Marchand, 2008 : Cloudsat mission:performance and early science after the first year of operation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**(D8). DOI : [10.1029/2008JD009982](https://doi.org/10.1029/2008JD009982) (cité p. 1).
- Storto, A. et T. F. Tveter, 2009 : Assimilating humidity pseudo-observations derived from the cloud profiling radar aboard CloudSat in ALADIN 3D-Var. *Meteorological Applications*, **16**(4), 461-479. DOI : [10.1002/met.144](https://doi.org/10.1002/met.144) (cité pp. 2, 70-71, 76, 153).
- Talagrand, O. et P. Courtier, 1987 : Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. i:theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **113**(478), 1311-1328. DOI : [10.1002/qj.49711347812](https://doi.org/10.1002/qj.49711347812) (cité p. 67).
- Tan, D. G. H., E. Andersson, J. D. Kloe, G.-J. Marseille, A. Stoffelen, P. Poli, M.-L. Denneulin, A. Dabas, D. Huber, O. Reitebuch, P. Flamant, O. L. Rille et H. Nett, 2008 : The ADM-Aeolus wind retrieval algorithms. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **60**(2), 191-205. DOI : [10.1111/j.1600-0870.2007.00285.x](https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2007.00285.x) (cité pp. 2, 87).
- Taufour, M., B. Vié, C. Augros, B. Boudevillain, J. Delanoë, G. Delautier, V. Ducrocq, C. Lac, J.-P. Pinty et A. Schwarzenböck, 2018 : Evaluation of the two-moment scheme LIMA based on microphysical observations from the HyMeX campaign. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **0**(0). DOI : [10.1002/qj.3283](https://doi.org/10.1002/qj.3283) (cité pp. 12, 58, 158).

- Trapero, L., J. Bech, F. Duffourg, P. Esteban et J. Lorente, 2013 : Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **13**(11), 2969-2990. DOI : [10.5194/nhess-13-2969-2013](https://doi.org/10.5194/nhess-13-2969-2013) (cité p. 1).
- Tyynela, J., J. Leinonen, D. Moisseev et T. Nousiainen, 2011 : Radar Backscattering from Snowflakes: Comparison of Fractal, Aggregate, and Soft Spheroid Models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **28**(11), 1365-1372. ISSN : 1520-0426. DOI : [10.1175/jtech-d-11-00004.1](https://doi.org/10.1175/jtech-d-11-00004.1) (cité pp. 3, 16, 18, 23).
- Vié, B., J.-P. Pinty, S. Berthet et M. Leriche, 2016 : LIMA (v1.0): A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei. *Geoscientific Model Development*, **9**(2), 567-586. DOI : [10.5194/gmd-9-567-2016](https://doi.org/10.5194/gmd-9-567-2016) (cité pp. 59, 158).
- Wang, Z., J. French, G. Vali, P. Wechsler, S. Haimov, A. Rodi, M. Deng, D. Leon, J. Snider, L. Peng et A. L. Pazmany, 2012 : Single Aircraft Integration of Remote Sensing and In Situ Sampling for the Study of Cloud Microphysics and Dynamics. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**(5), 653-668. DOI : [10.1175/BAMS-D-11-00044.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00044.1) (cité p. 11).
- Waterman, P., 1965 : Matrix formulation of electromagnetic scattering. *Proceedings of the IEEE*, **53**(8), 805-812. DOI : [10.1109/PROC.1965.4058](https://doi.org/10.1109/PROC.1965.4058) (cité p. 18).
- Wattrelot, E., O. Caumont et J.-F. Mahfouf, 2014 : Operational Implementation of the 1D+3D-Var Assimilation Method of Radar Reflectivity Data in the AROME Model. *Monthly Weather Review*, **142**(5), 1852-1873. ISSN : 1520-0493. DOI : [10.1175/mwr-d-13-00230.1](https://doi.org/10.1175/mwr-d-13-00230.1) (cité pp. 1, 71, 76, 79-80).
- Weng, Y. et F. Zhang, 2012 : Assimilating airborne Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter for convection-permitting hurricane initialization and prediction: Katrina (2005). *Monthly Weather Review*, **140**(3), 841-859. DOI : [10.1175/2011MWR3602.1](https://doi.org/10.1175/2011MWR3602.1) (cité p. 74).
- Xiao, Q., X. Zhang, C. Davis, J. Tuttle, G. Holland et P. J. Fitzpatrick, 2009 : Experiments of hurricane initialization with airborne Doppler radar data for the Advanced Research Hurricane WRF (AHW) model. *Monthly Weather Review*, **137**(9), 2758-2777. DOI : [10.1175/2009MWR2828.1](https://doi.org/10.1175/2009MWR2828.1) (cité pp. 74, 76).
- Yan, X., V. Ducrocq, G. Jaubert, P. Brousseau, P. Poli, C. Champollion, C. Flamant et K. Boniface, 2009 : The benefit of GPS zenith delay assimilation to high-resolution quantitative precipitation forecasts: A case-study from COPS IOP 9. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **135**(644), 1788-1800. DOI : [10.1002/qj.508](https://doi.org/10.1002/qj.508) (cité p. 79).
- Zhang, J, F Carr et K Brewster, 1998 : ADAS cloud analysis. In : *Preprints, 12th Conf. on Numerical Weather Prediction, Phoenix, AZ, Amer. Meteor. Soc.* T. 185188 (cité p. 69).
- Zhang, L., Z. Pu, W.-C. Lee et Q. Zhao, 2012 : The influence of airborne Doppler radar data quality on numerical simulations of a tropical cyclone. *Weather and Forecasting*, **27**(1), 231-239. DOI : [10.1175/waf-d-11-00028.1](https://doi.org/10.1175/waf-d-11-00028.1) (cité pp. 74-76, 116, 154).
- Zhao, Q. et Y. Jin, 2008 : High-resolution radar data assimilation for Hurricane Isabel (2003) at landfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **89**(9), 1355. DOI : [10.1175/2008BAMS2562.1](https://doi.org/10.1175/2008BAMS2562.1) (cité pp. 75, 154).

Zupanski, M., 2005 : Maximum Likelihood Ensemble Filter: Theoretical Aspects. *Monthly Weather Review*, **133**(6), 1710-1726. DOI : [10 . 1175 / MWR2946 . 1](https://doi.org/10.1175/MWR2946.1) (cité p. [73](#)).