



HAL
open science

Microphysique des nuages convectifs - Interactions aérosols-nuages-précipitations

Céline Planche

► **To cite this version:**

Céline Planche. Microphysique des nuages convectifs - Interactions aérosols-nuages-précipitations. Océan, Atmosphère. Université Clermont Auvergne (UCA), 2021. tel-03390352

HAL Id: tel-03390352

<https://hal.science/tel-03390352v1>

Submitted on 21 Oct 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Microphysique des nuages convectifs

Interactions aérosols – nuages – précipitations

Habilitation à diriger les recherches
de l'Université Clermont Auvergne

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

Soutenue publiquement le 24 septembre 2021 par

Céline Planche

Maîtresse de conférences

Devant le jury composé de :

Rapporteurs

- Véronique Ducrocq
Ingénieure de recherche (HDR) – CNRM/Météo France, Toulouse
- Hélène Chepfer
Professeure à Sorbonne Université – LMD, Paris
- Sylvain Coquillat
Professeur à l'Université Paul Sabatier – LAERO, Toulouse

Examineurs

- Brice Boudevillain
Physicien adjoint CNAP (HDR) – OSUG, IGE, Grenoble
- Laurent Deguillaume
Physicien CNAP – OPGC, LaMP, Clermont-Fd

Garants HDR

- Andrea Flossmann & Wolfram Wobrock
Professeurs à l'Université Clermont Auvergne – LaMP, Clermont-Fd

*« Parfois notre lumière s'éteint, puis
elle est rallumée par une autre personne.
Chacun de nous doit de sincères remerciements
à ceux qui ont ravivé cette flamme ».*

— Albert Schweitzer

A Fred,

*A mes sept nièces, Louise, Solène, Candice, Cassandra,
Mathilde, Rose et Charlie,*

A ma famille et mes amis.

A la mémoire de Marine, qui nous a quittés trop tôt...



Table des matières

1	Introduction générale	19
1.1	Contexte scientifique et problématique	19
1.2	Cadre de travail	21
1.3	Moyens, encadrements et collaborations	22
2	Activités de Recherche	25
2.1	Modélisation nuageuse	25
2.1.1	Modélisation à méso-échelle	26
a	Modules dynamiques	27
b	Schémas microphysiques	30
2.1.2	Modélisation des interactions aérosols-nuages	36
a	Représentations dans les modèles à moments	36
b	Représentations dans les modèles « bin »	39
c	Spécificités du schéma microphysique DESCAM	40
2.2	Synthèse des travaux	43
2.2.1	Etudier les propriétés microphysiques des nuages et des précipitations	44
a	Hétérogénéités spatio-temporelles des précipitations à la surface	45
b	Impact des processus microphysiques sur la distribution en taille des gouttes	48
c	Distribution des phases condensées dans les nuages convectifs	55
d	Distribution en taille des cristaux de glace	58
2.2.2	Comprendre les interactions aérosols-nuages-précipitations	59
a	Sensibilité des précipitations aux aérosols dans un modèle de prévision pour des systèmes nuageux frontaux	60
b	Impacts des propriétés physico-chimiques des aérosols sur les systèmes précipitants orographiques	64
2.3	Conclusions	76
3	Perspectives scientifiques	79

3.1	Développer un nouvel outil numérique pour mieux représenter les interactions aérosols-nuages	79
3.2	Améliorer la représentation des cristaux de glace et des processus microphysiques associés	82
3.3	Améliorer la représentation des processus microphysiques de la pluie	84
3.4	Mieux quantifier les particules d'aérosol pour mieux comprendre leur impact sur les nuages	86
A	Curriculum Vitae	89
A.1	Déroulement de ma carrière	89
A.2	Activités liées à l'enseignement	90
A.3	Activités liées à la recherche	94
A.4	Communications scientifiques	97
A.5	Activités d'encadrement	103
	Bibliographie	107

Table des figures

1.1	Schéma des processus microphysiques présents dans un système nuageux de type cumulonimbus illustrant la complexité de la microphysique dans l’atmosphère nuageuse. Les processus indiqués en rouge correspondent aux processus impliquant les gouttes liquides seulement alors que ceux indiqués en violet correspondent aux processus impliquant des cristaux de glace seulement ou, à la fois, des cristaux de glace et des gouttes liquides. Figure issue de Morrison et al. (2020)	20
2.1	Diagramme illustrant, outre le cœur dynamique, les différents schémas physiques et leurs interactions qui peuvent être considérés dans les modèles météorologiques. Figure adaptée de Dudhia (2014)	26
2.2	Diagramme illustrant (a) une représentation « bin » de la distribution en taille des hydrométéores, et (b) une représentation paramétrée de la distribution en taille des hydrométéores $N(D)$	31
2.3	Diagramme illustrant (a) le schéma historique à un moment de Kessler (1969) développé pour représenter la microphysique de la phase liquide du nuage, et (b) la représentation d’un schéma de microphysique à deux moments. Les boîtes représentent les différentes classes d’hydrométéores et de vapeur d’eau. q et N sont les variables pronostiques utilisées et correspondent respectivement au rapport de mélange en masse et la concentration en nombre, pour chacune des classes. Les flèches représentent les différents processus microphysiques qui convertissent q et N entre les classes, ainsi que la sédimentation des différentes espèces. Les lignes rouges, jaunes et bleues représentent, respectivement, les processus microphysiques en phase liquide, en phase mixte et en phase glacée. Figure issue de Morrison et al. (2020)	32
2.4	Cumul de pluie au sol obtenu par le réseau d’observations ARAMIS à 12:00 UTC (a) et modélisé avec DESCAM (b), avec WRF-THOM (c) et WRF-MORR (d) après 12 h de simulations. La croix rouge indique la position du radar en bande X du LaMP déployé lors de la campagne de mesures HyMeX. Sa portée maximale est représentée par le cercle noir sur la figure b. Le cercle rouge indique la position du disdromètre de La Souche. Figures issues de Arteaga et al. (2020)	46
2.5	Champ de réflectivité radar mesuré par le radar en bande X du LaMP (a-b) et obtenu avec DESCAM (c-d) à 07:20 UTC (a, c) et à 08:00 UTC (b, d), en considérant le retard d’une heure dans les simulations. Les pas de temps choisis correspondent aux périodes de précipitations intenses. La représentation de ces images est en Plan Position Indicator (PPI), c’est à dire selon l’angle d’élévation de 1.5° du faisceau de mesures. Le trait en pointillés montre la ligne de crêtes du massif montagneux. Figures issues de Arteaga et al. (2020)	47

- 2.6 Vent horizontal (flèches) et vertical (échelle des couleurs) obtenus pour le domaine le plus imbriqué avec DESCAM (a-b), WRF-THOM (c-d) et WRF-MORR (e-f) sous et à la base du système nuageux à 07:00 UTC (a,c,e) et à 09:00 UTC (b,d,f), c'est à dire 1 h après le début et à la fin de la période des précipitations intenses. Les lignes pointillées rouges et jaunes illustrent la position, respectivement, de la convergence des vents horizontaux en basses couches de l'atmosphère et des précipitations intenses. Figures issues de [Arteaga et al. \(2020\)](#). 49
- 2.7 Distributions moyennes en nombre (a,b) des gouttes et distributions équivalentes en masse (c,d) des gouttes : (a,c) observées à l'aide du disdromètre déployé à La Souche (à 950 m a.s.l.) lors de la campagne HyMeX, et (b,d) simulées avec DESCAM. Les distributions ont été obtenues en moyennant les DSD pour lesquelles le contenu en pluie (RWC pour Rain Water Content) dévie de $\pm 20\%$ des valeurs données : 0,5, 1 et 2 g m^{-3} . La distribution moyenne obtenue pour le RWC de $2,9 \text{ g m}^{-3}$ a toutefois été obtenue en considérant toutes les DSD ayant un RWC compris entre 2,7 et $3,5 \text{ g m}^{-3}$. Il faut noter que, dans les simulations, seules les DSD de surface à une élévation comprise entre 900 et 1000 m d'altitude ont été considérées pour calculer la DSD moyenne. De plus, aucune DSD moyenne n'est fournie pour un RWC de $2,9 \text{ g m}^{-3}$ car celui-ci n'excède jamais $2,4 \text{ g m}^{-3}$ dans les simulations DESCAM. Figures issues de [Kagkara et al. \(2020\)](#). 50
- 2.8 Evolution des réflectivités radar à 2 km a.s.l. à 06:00, 07:00 et 08:00 UTC mesurée à l'aide du radar KVNx (fréquence de 2,8 GHz) situé à Vance en Oklahoma et appartenant au réseau américain de surveillance NEXRAD (a,d,g), obtenus à l'aide des simulations WRF-MORR (b,e,h) et des simulations WRF-THOM (c,f,i). Le signe '+' présent au centre de toutes les figures indique la position du site instrumenté SGP et les autres symboles présents sur la figure (e) représentent les différentes positions utilisées pour effectuer une analyse statistique représentative des conditions mesurées au site SGP. Figures issues de [Tridon et al. \(2019a\)](#). 53
- 2.9 Profils verticaux médians obtenus pour la région stratiforme de la ligne de grains SGP pour : (a) le diamètre volumique moyen D_m , (b) le paramètre de concentration N_0^* , (c) le rapport de mélange en eau précipitante q_r , (d) le vent vertical w , (e) le taux d'évaporation ER et (f) l'humidité relative RH , déduits des observations à l'aide de la technique d'inversion de [Tridon et al. \(2017\)](#) ou du lidar Raman ([Turner et al., 2002](#)) situé à SGP pour RH (en noir), simulés à l'aide de WRF-THOM (en bleu) et de WRF-MORR (en rouge). Les simulations MORR-105 (en vert) correspondent à une étude de sensibilité pour laquelle la paramétrisation du breakup utilisée dans MORR a été modifiée. Les barres d'erreur représentent les premiers et troisièmes quartiles qui ont été déterminés à l'aide des différentes sections temps-altitudes illustrées sur la figure 2.8 par les différents symboles '+'. Le signe négatif pour le vent vertical illustre un courant descendant. Figures adaptées de [Planche et al. \(2019\)](#). 54

- 2.10 (a) **Cas SGP** : Profils verticaux médians des rapports de mélange en eau de pluie (q_r), en neige (q_s) et en graupel (q_g) pour la région stratiforme simulés avec THOM (en bleu), MORR (en rouge) et MORR-105 (en vert) et déduits des observations à l'aide des techniques d'inversion de [Tridon et al. \(2017\)](#) pour la pluie (q_r) et de [Hogan et al. \(2006\)](#) pour la glace ($q_s + q_g$). Les simulations M-105 (ou MORR-105) (en vert) correspondent à une étude de sensibilité pour laquelle la paramétrisation du breakup utilisée dans MORR a été modifiée. Figure adaptée de [Planche et al. \(2019\)](#).
 (b) **Cas HyMeX** : Profil vertical moyen du contenu en glace (IWC) déterminé à l'aide de différentes méthodes : (en vert) calculé à l'aide des mesures de sondes aéroportées (PIP : *Precipitation Imaging Probe* et 2D-S : *2D-Stereo probe*) ([Fontaine et al., 2014](#)), (en bleu) restitué à l'aide des mesures du radar en bande W aéroporté RASTA (*Radar Aéroporté et Sol de Télédétection des propriétés nuageuses*) ([Delanoë et al., 2014](#)), et (en noir pointillés) simulé à l'aide de DESCAM. Les chiffres indiqués en vert correspondent au nombre de mesures *in-situ* disponibles pour chaque niveau d'altitude considéré $z \pm 150$ m pour l'ensemble du vol. Figure adaptée de [Kagkara \(2019\)](#). 56
- 2.11 Profils verticaux moyens des rapports de mélange en eau nuageuse (a) et en glace (b) obtenus pour le cas HyMeX avec WRF-THOM (en noir), WRF-MORR (en rouge) et DESCAM (en noir) après 12 h d'intégration. Les profils moyens sont donnés avec ± 1 écart-type (σ). Figure adaptée de [Arteaga et al. \(2020\)](#). 57
- 2.12 Distributions moyennes en taille des cristaux de glace obtenues avec les sondes aéroportées pour deux niveaux atmosphériques [5,1 - 5,4] km et [5,4 - 5,7] km d'altitude et simulées à 5,6 km d'altitude entre 08:00 et 09:00 UTC. La distribution moyenne en taille des gouttes simulée, à 5,6 km d'altitude et entre 08:00 et 09:00 UTC, est aussi représentée. Figure adaptée de [Kagkara \(2019\)](#). 59
- 2.13 Taux de précipitation issus des observations radars du réseau météorologique britannique NIMROD (dont la résolution horizontale est ≈ 5 km) (a,b) et simulés à l'aide du MetUM sur le domaine où la résolution horizontale est de 1 km (c,d) pour les cas CSIP 6 (a,c) et CSIP 8 (b,d), respectivement, à 13:00 UTC et 16:00 UTC. Les rectangles noirs indiquent la position des domaines imbriqués ayant une résolution horizontale de 333 m pour chacun des cas. Figures adaptées de [Planche et al. \(2015\)](#). 62
- 2.14 Densités de probabilité du taux de pluie à la surface multiplié par le taux de précipitation obtenues pour le domaine ayant une résolution horizontale de 333 m et pour l'ensemble du cycle de vie des deux systèmes convectifs étudiés : (a,c) CSIP 6 et (b,d) CSIP 8 en considérant des environnements dits de référence (continue), propres (pointillés) et pollués (points). Les figures (c) et (d) montrent les densités de probabilité analogues obtenues en supprimant les processus microphysiques de la phase glacée dans les différentes simulations. Les courbes en gris clair correspondent aux mêmes simulations 'Default' présentées dans les figures (a) et (b). Figures adaptées de [Planche et al. \(2015\)](#). 63
- 2.15 (a) Distributions en nombre des particules d'aérosol à la surface utilisées pour initialiser les différents environnements des cas d'étude COPS et HyMeX et (b) évolutions verticales du nombre total d'aérosols pour les différentes simulations HyMeX. Figures adaptées de [Planche et al. \(2010\)](#) et [Kagkara et al. \(2020\)](#). . . 65

- 2.16 (a) Cumul de pluie au sol simulé pour le cas de référence (C-REF/100) de COPS après 1,5 h de précipitation. La croix noire symbolise la position du radar en bande X (présenté dans la section 2.2.1) qui a été déployé dans le massif des Vosges lors de la campagne COPS. (b-e) Différences des cumuls de pluie au sol en mm et 1,5 h après le début des pluies : entre le cas de référence C-REF/100 et le cas pollué C-POL/100 (b), entre le cas de référence C-REF/100 et le cas propre C-PRO/100 (c), entre le cas de référence C-REF/100 et le cas avec des aérosols supposés à 50% soluble C-REF/50 (d), et entre le cas de référence C-REF/100 et le cas avec des aérosols supposés à 5% soluble C-REF/05 (e). Noter les différentes échelles de couleurs. Figures adaptées de [Planche et al. \(2010\)](#) et [Planche \(2011\)](#). 68
- 2.17 Cumul de pluie au sol entre 06:00 et 11:00 UTC (période pendant laquelle la pluie est la plus intense) obtenu par les différentes simulations du cas HyMeX : H-REF/40 (a), H-PDD/40 (b), et H-LOW/40 (c). Voir le tableau 2.4 qui liste les différentes propriétés utilisées pour représenter les particules d'aérosol. Figures adaptées de [Kagkara et al. \(2020\)](#). 69
- 2.18 Evolution horaire des surfaces arrosées par des cumuls de pluie $> 20 \text{ mm h}^{-1}$ pour les observations de l'OHMCV (a) et pour les simulations H-REF/40 (b) et H-PDD/40 (c) qui correspondent aux situations les plus ou moins polluées. Figure adaptée de [Kagkara et al. \(2020\)](#). 70
- 2.19 Etude du comportement moyen de la sursaturation (a), de la concentration en nombre de gouttelettes (b) et de la chaleur latente libérée (c) en fonction du vent vertical dans le système nuageux observé lors de COPS pour les simulations dites de référence (en noir), polluée (en rouge) et propre (en bleu) avec une solubilité en particules d'aérosol égale à 100% (lignes continues) et à 5% (lignes pointillées) (voir détails des simulations dans le tableau 2.4). Afin de se limiter aux situations nuageuses, seuls les points de grille ayant $S \geq 0\%$, $LWC > 0,1 \text{ g m}^{-3}$ et $w \in [0,25; 7,75] \text{ m s}^{-1}$ ont été sélectionnés pour cette analyse. Le vent vertical a été scindé en 15 classes par intervalles de $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Densité de probabilité des points (d) situés dans un environnement nuageux ($LWC > 0,1 \text{ g m}^{-3}$) en fonction de la sursaturation S pour les différentes situations et pour des vents ascendants ($w > 0 \text{ m s}^{-1}$). La sursaturation a été scindée par intervalles de 0,1%. L'axe de droite donne le nombre d'occurrences pour le cas dit de référence avec des aérosols 100% soluble (C-REF/100). Figures adaptées de [Planche et al. \(2010\)](#). 72
- 2.20 (a) Profil vertical moyen du contenu en glace (IWC) (lignes continues) restitué des mesures du radar en bande W aéroporté RASTA (voir aussi figure 2.10b) et simulé avec DESCAM pour les situations de référence H-REF/40 (en noir), H-LOW/40 (en vert) et H-PDD/40 (en violet) pour lesquelles la concentration initiale des particules d'aérosol à la surface est diminuée (voir tableau 2.4). Les profils moyens du contenu en eau précipitante (RWC) sont aussi représentés (lignes en pointillés) pour les différentes simulations. (b) Même représentation mais pour une étude réalisée en considérant l'ensemble des points de grille ayant un $IWC > 0,01 \text{ g m}^{-3}$. Figures adaptées de [Kagkara \(2019\)](#). 74
- 3.1 Rapport de mélange en eau nuageuse obtenu après 40 min de simulation avec DESCAM couplé (a) au modèle de Clark ou (b) au modèle WRF pour une situation idéalisée bidimensionnelle où seuls les processus microphysiques liés à la phase liquide des nuages et des précipitations sont considérés. 81

-
- 3.2 (a) Profils verticaux moyens des contenus en glace (IWC) (bleu) et en eau liquide (LWC) (rouge), et (b) du nombre de cristaux de glace, après 1 h d'intégration pour des simulations idéalisées où le processus de multiplication de la glace de Hallet-Mossop est représenté (lignes pointillées) ou non (lignes continues). . . . 84
- 3.3 (a) Exemple d'évolution verticale de la distribution en taille des gouttes restituée à l'aide de la technique d'inversion des radars multifréquences ([Tridon et al., 2017](#)) pour la ligne de grains SGP (décrite dans la section 2.2.1b) et (b) densité de probabilité de l'efficacité de collection de la pluie E_c en fonction du diamètre des gouttes D_r déterminée à l'aide des observations (échelle de couleurs). Les courbes MORR-CTL (indigo), MORR-105 (noir) et MORR-510 (rouge) correspondent aux différentes paramétrisations de E_c testées dans [Planche et al. \(2019\)](#). Dans MORR-CTL, la paramétrisation de E_c correspond à celle développée par [Verlinde et Cotton \(1993\)](#) et qui est utilisée, par défaut, dans le schéma de [Morrison et al. \(2009\)](#). Les paramétrisations de [Ziegler \(1985\)](#) (jaune verdâtre ; Z85) et [Seifert \(2008\)](#) (turquoise ; S08) sont également représentées. L'échelle de couleurs correspond aux nombres d'occurrences pour chacune des classes considérées pour cette étude statistique. Figure (a) issue de [Tridon et al. \(2019a\)](#) et (b) adaptée de [Causse et Niquet \(2020\)](#). 85

Liste des tableaux

2.1	Exemples de schéma microphysique. Les hydrométéores sont référencés selon la nomenclature suivante : c : gouttelettes d'eau nuageuse, r : pluie, i : cristaux de glace, s : neige, g : graupel, et h : grêle. Le <i>wir</i> (pour « water ice ratio ») correspond à la proportion des phases liquide et glacée constituant les cristaux subissant le processus de fonte. La variable utilisée pour la représentation des classes des hydrométéores dans les schémas à un moment est le rapport de mélange q et pour les schémas à deux moments la variable supplémentaire correspond à la concentration N	33
2.2	Synthèse des configurations de modélisation utilisées pour simuler les différents cas d'étude. Les références bibliographiques décrivant les spécificités des différents modules de dynamique et schémas microphysiques sont données dans la section 2.2.1.	45
2.3	Synthèse des conditions d'initialisation utilisées pour simuler les différents cas d'étude. Lorsque la résolution verticale est variable selon le profil, la valeur approximative donnée indique la valeur moyenne de cette résolution aux altitudes où le système nuageux étudié est présent. Plus de détails sur les différents cas d'étude et les configurations utilisées dans les références listées dans la section 2.2.	45
2.4	Synthèse des différentes simulations effectuées pour étudier l'impact des propriétés physico-chimiques (c.-à-d. concentration en nombre et solubilité) des particules d'aérosol sur les systèmes convectifs COPS et HyMeX.	66
2.5	Valeurs totales, maximales et moyennes des pluies, ainsi que la surface totale arrosée après 1,5 h ou 12 h de précipitation pour les simulations COPS ou HyMeX, respectivement. La quantité totale de pluie (en Mégatonnes) et la surface arrosée ont été calculées en prenant en compte tous les points de surface ayant un cumul de pluie $> 0,1$ mm pour COPS ou $\geq 0,25$ mm pour HyMeX.	67

Avant-Propos

Les nuages à l'échelle du climat

Les modèles climatiques prévoyaient jusqu'à récemment une augmentation moyenne de la température comprise entre 2 et 4,5°C à l'échelle du globe (GIEC, 2013). Cependant, certains modèles participant au 6ème Projet d'Intercomparaison des Modèles Couplés (*Coupled Model Intercomparison Project*; CMIP6) prédisent une augmentation moyenne de la température supérieure à 5°C. Cette différence a été attribuée aux effets radiatifs des nuages, qui sont maintenant mieux définis dans ces modèles. Toutefois, le mécanisme physique sous-jacent et le degré de réalisme d'une telle sensibilité climatique restent à approfondir (Bjordal et al., 2020).

L'intensité de la rétroaction nuageuse, à savoir la gamme dans laquelle les nuages amplifient ou atténuent les perturbations du climat de la Terre, représente la plus grande source d'incertitude dans les modèles de projections climatiques (Flato et al., 2013). Or, les nuages recouvrent environ les deux tiers de la surface terrestre (King et al., 2013) et jouent un rôle fondamental dans le bilan énergétique de la planète. Toutefois, les divers nuages formés dans la troposphère ont un impact différent (sur la diminution de l'énergie solaire et/ou le piégeage de l'énergie thermique) selon leur nature : altitude, épaisseur, et propriétés microphysiques ; ces caractéristiques peuvent évoluer dans le cadre d'un réchauffement global. Par exemple, les nuages de glace présents à hautes altitudes au niveau des tropiques ont tendance à être moins fréquents (Zelinka et Hartmann, 2010) et la quantité de nuages subtropicaux de basses altitudes a tendance à diminuer (Sherwood et al., 2014). Les nuages en phase mixte, c'est-à-dire les nuages constitués à la fois de gouttelettes d'eau surfondue et de cristaux de glace, qui sont observés à toutes les latitudes mais plus fréquemment à proximité des pôles et au niveau de l'océan Austral (Matus et L'Ecuyer, 2017) peuvent, selon la proportion des différentes phases thermodynamiques condensées qui les composent, eux aussi fortement influencer le bilan énergétique de la Terre (Bodas-Salcedo et al., 2019). Dans leur étude récente, Bjordal et al. (2020) considèrent même que la phase du nuage est un paramètre crucial dans l'évolution de la sensibilité climatique de la Terre au réchauffement puisque, dans ce contexte, la teneur en glace des nuages semblerait progressivement diminuer en faveur de l'eau liquide conduisant ainsi à un impact radiatif des nuages différent.

De plus, les nuages sont à l'origine des précipitations (pluie, neige) et impactent fortement le cycle de l'eau. La connaissance des mécanismes gouvernant le cycle de vie des nuages progresse mais n'est pas encore assez développée pour bien évaluer leur rôle sur la distribution et l'intensité des précipitations ainsi que sur l'occurrence des événements météorologiques extrêmes, surtout dans le cadre du climat changeant actuel. Par exemple, Knutti et Sedláček (2013) suggèrent que les précipitations devraient augmenter en moyenne à l'échelle du globe avec toutefois de nombreuses régions terrestres plus arides. Ainsi, Bony et Stevens (2020) montrent qu'il est essentiel de comprendre les variations des propriétés nuageuses dues aux fluctuations thermodynamiques (augmentation de la vapeur d'eau disponible) et dynamiques (modification de la circulation générale atmosphérique, surtout aux tropiques) dans le cadre

du réchauffement global. Néanmoins, d'autres aspects peuvent aussi impacter les propriétés nuageuses, tel que les particules d'aérosol (Bodas-Salcedo et al., 2019; Bony et Stevens, 2020). En effet, les aérosols atmosphériques, agissant comme des noyaux essentiels à la formation des hydrométéores, influencent les propriétés nuageuses, et donc le climat. Cependant, les paramétrisations utilisées dans quelques modèles climatiques pour représenter les interactions entre les aérosols (dont les propriétés sont variables) et les nuages sont basées sur des simplifications qui ignorent la complexité des processus physiques présents à petite échelle atmosphérique. Comme suggéré par Stevens et Boucher (2014), afin de ne pas complexifier les modèles climatiques (et ainsi introduire des incertitudes supplémentaires), dans un premier temps, il serait préférable d'appréhender les interactions aérosols-nuages-précipitations dans des modèles à l'échelle de la prévision météorologique utilisant une fine résolution et une représentation plus résolue de la microphysique afin de fournir à la communauté scientifique travaillant à l'échelle climatique les paramètres clés qui permettraient d'élaborer des paramétrisations plus précises.

Mes activités de recherche, qui seront décrites dans ce manuscrit, ne s'inscrivent pas dans une démarche à l'échelle climatique mais visent à étudier les processus microphysiques et physico-chimiques présents (*i.e.*, formation des hydrométéores liquides et glacés, interactions de ces différents hydrométéores, et impacts des particules d'aérosol) au sein des systèmes nuageux à l'aide d'une modélisation régionale à fine résolution. Ces processus ont un impact significatif, par exemple, sur la formation des précipitations mais aussi sur l'évolution dynamique des systèmes nuageux et de leur environnement. Aussi, à partir de ces études régionales réalisées à fine résolution de nouvelles paramétrisations peuvent être développées en vue de leur incorporation dans des modèles de plus large échelle.

Partie 1

Introduction générale

1.1 Contexte scientifique et problématique

Les précipitations ont une forte hétérogénéité spatiale (que ce soit à l'échelle globale, régionale ou locale) et temporelle (à l'échelle climatologique, annuelle ou d'un évènement pluvieux) qui les rend difficile à prévoir. Pourtant, l'estimation de leur chronologie et de leur intensité, ainsi qu'une très bonne localisation dans l'espace sont souhaitables dans différents domaines d'activités économiques et sociétales. De plus, dans le contexte actuel de changement climatique, il est également important de comprendre l'évolution des précipitations, d'autant plus que les évènements exceptionnels destructeurs tels que les inondations et les sécheresses, semblent devenir plus fréquents (GIEC, 2013).

Même si la prévision quantitative des précipitations par les modèles météorologiques s'est considérablement améliorée ces dernières années (Brousseau et al., 2016; Simonin et al., 2017), elle reste un grand défi posé à la communauté scientifique des sciences atmosphériques dès lors que les phénomènes précipitants sont intenses, se forment au-dessus d'une zone montagneuse ou quand de fortes hétérogénéités thermiques apparaissent spatialement (Feldmann et al., 2008; Bauer et al., 2011). En effet, les modèles méso-échelle ont toujours des difficultés à simuler l'initiation et l'organisation de la convection lorsque la surface subit un réchauffement intense et hétérogène, ou que le relief est complexe impliquant une difficile prévision de la répartition des précipitations selon les différents bassins versants (Barros et Lettenmaier, 1994; Serafin et al., 2018). Les facteurs généralement évoqués pour expliquer ces mauvaises performances sont la trop faible résolution spatiale utilisée et la représentation des processus physiques dans les modèles. En effet, les paramétrisations utilisées, par exemple pour décrire les divers processus microphysiques des systèmes nuageux et des précipitations associées (figure 1.1), sont assujetties à des incertitudes.

Un problème majeur identifié pour la prévision quantitative des précipitations dans les modèles à méso-échelle est la représentation des interactions entre les particules d'aérosol et les nuages. Les particules d'aérosol, qui sont des particules solides ou liquides (à l'exclusion des gouttelettes et des cristaux), présentes en suspension dans l'atmosphère peuvent être d'origine naturelle (volcans, embruns marins, érosion des sols...) ou anthropique (usines, chauffages, transport...). Dans l'atmosphère, la formation d'une gouttelette nécessite un support particulaire tel qu'un aérosol, appelé alors noyau de condensation (ou CCN pour *Cloud Condensation Nuclei*). L'activation des particules d'aérosol en gouttelettes dépend de leurs propriétés physico-chimiques (théorie de Köhler (1921)). De même, suivant leurs propriétés, les particules d'aérosol peuvent également se comporter comme des noyaux glaçogènes (ou INP pour *Ice-Nucleating Particle*) nécessaires à la formation des cristaux de glace via le processus de nucléa-

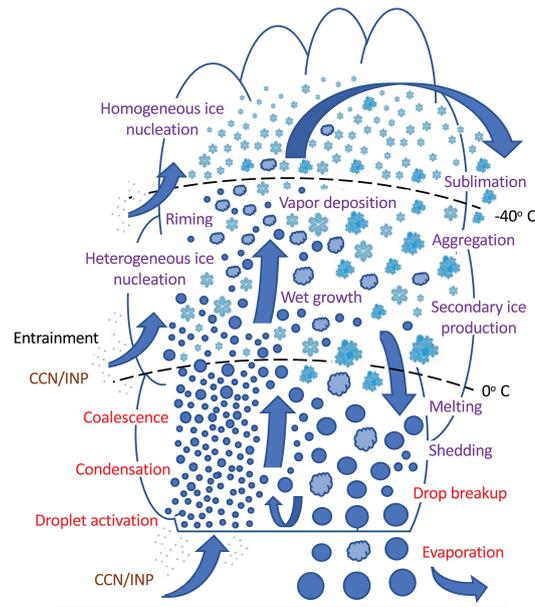


FIG. 1.1 – Schéma des processus microphysiques présents dans un système nuageux de type cumulonimbus illustrant la complexité de la microphysique dans l’atmosphère nuageuse. Les processus indiqués en rouge correspondent aux processus impliquant les gouttes liquides seulement alors que ceux indiqués en violet correspondent aux processus impliquant des cristaux de glace seulement ou, à la fois, des cristaux de glace et des gouttes liquides. Figure issue de [Morrison et al. \(2020\)](#).

tion hétérogène (figure 1.1). A noter que les cristaux peuvent aussi se former par congélation de gouttelettes nuageuses via le processus de nucléation homogène. Les noyaux de condensation et glaçogènes influencent ainsi le nombre de gouttelettes et de cristaux formés. L’évolution du nuage et la formation des précipitations sont donc directement dépendantes des caractéristiques des particules d’aérosol. L’impact de la pollution particulaire sur les nuages, c.-à-d. le second effet indirect des aérosols ([Twomey, 1974](#); [Albrecht, 1989](#)), est une des problématiques au cœur du débat actuel sur le changement climatique ([GIEC, 2013](#)). A l’échelle d’un système précipitant, des études ont déjà été réalisées pour essayer de comprendre l’impact de ces particules d’aérosol sur les propriétés des précipitations (intensité, durée, distribution...). Certaines ont estimé qu’une augmentation de la pollution particulaire provoquait une diminution des précipitations ([Leroy et al., 2009](#); [Kogan, 2012](#), parmi d’autres) alors que d’autres ont montré un comportement inverse ([Lee et al., 2008](#); [Guo et al., 2014](#), par exemples). Or, dans la plupart des modèles actuels de prévision, les interactions aérosols-nuages-précipitations, qui sont des interactions complexes sont prises en compte d’une manière incomplète.

De plus, comme la phase glacée du nuage est très importante dans le cycle des précipitations ([Szyrmer et Zawadzki, 1999](#)), il est essentiel de bien prévoir sa formation via les INP par le processus de nucléation hétérogène mais aussi par le processus de nucléation homogène et via les différents mécanismes de multiplication de la glace ([Field et al., 2017](#)). Un des chantiers de la communauté scientifique après la compréhension de la formation de la glace reste la représentation de la microphysique froide (c.-à-d. liée aux cristaux de glace) dans les modèles numériques puisque les cristaux de glace, ayant des formes complexes et des densités variées, interviennent dans de nombreux processus microphysiques (voir les processus indiqués en violet sur la figure 1.1). Ainsi, pour limiter les erreurs liées à la phase glacée du nuage dans la quantification des précipitations, il est nécessaire de bien comprendre ces processus microphysiques et de bien les reproduire dans les modèles, et ceci sous différentes conditions atmosphériques (c.-à-d. avec des propriétés thermodynamiques variées) ([Fan et al., 2016](#)).

Les précipitations les plus intenses sont généralement produites par des systèmes nuageux

convectifs. Ces systèmes essentiellement présents aux tropiques et aux moyennes latitudes ont une dynamique complexe et peuvent horizontalement couvrir une large gamme d'échelles, appelée méso-échelle (Orlanski, 1975), comprises entre quelques kilomètres et quelques centaines de kilomètres, allant d'orages monocellulaires généralement induits par un forçage diurne à des systèmes multicellulaires, comme les lignes de grains qui sont des MCSs (*Mesoscale Convective Systems*). La structure et la persistance de ces systèmes convectifs sont régies par l'humidité et l'instabilité atmosphérique, et par les propriétés verticales du vent (tel que le cisaillement) (Schumacher et Rasmussen, 2020). Cependant, les processus microphysiques (*e.g.* évaporation des gouttes de pluie et fonte des cristaux de glace) peuvent impacter la dynamique (ou le cycle de vie) de ces systèmes convectifs précipitants par des effets diabatiques (Phillips et al., 2007; Dearden et al., 2016). Les systèmes convectifs précipitants sont donc des phénomènes atmosphériques de multi-échelles résultant d'interactions complexes (encore méconnues et/ou mal représentées dans les modèles numériques) entre les propriétés thermodynamiques, dynamiques et microphysiques.

Mes travaux de recherche s'inscrivent dans ce contexte puisqu'ils ont pour but de comprendre les processus physico-chimiques et microphysiques des systèmes nuageux convectifs précipitants à l'aide de la modélisation détaillée à fine échelle et de développer de nouvelles paramétrisations afin d'améliorer leur représentation dans les modèles de plus large échelle.

Au vu des verrous scientifiques restants, ma stratégie est d'étudier différents systèmes précipitants convectifs (ayant des intensités de pluie variées) formés sur des reliefs plus ou moins complexes en décrivant au mieux les processus microphysiques et les interactions aérosols-nuages. Ceci est principalement réalisé à l'aide d'un modèle numérique travaillant à l'échelle du nuage avec des résolutions sub-kilométriques et utilisant une représentation résolue de la microphysique (module DESCAM : *DEtailed SCAvenging Model*; Flossmann et Wobrock (2010)). Les résultats de simulation ainsi obtenus sont directement confrontés aux diverses observations disponibles (réalisées à l'aide de radars, sondes microphysiques aéroportées...) pour évaluer les performances du modèle utilisé mais aussi pour en extraire des signatures microphysiques afin d'aider à identifier les paramètres clés dans la formation des précipitations. Cette approche de modélisation numérique permet également d'étudier des processus physiques et microphysiques qui sont peu ou pas accessibles via la mesure, telles que les interactions aérosols-nuages.

1.2 Cadre de travail

Depuis mon diplôme de Master, j'ai réalisé des études de différents systèmes nuageux convectifs précipitants observés aux moyennes latitudes ayant des propriétés dynamiques et thermodynamiques variées. Estimant que la modélisation est indissociable des observations (en effet, les mesures sont nécessaires à l'initialisation et/ou la validation d'un modèle, les modèles permettent d'étudier et de comprendre les processus physiques qui interviennent, et les observations peuvent aider à l'élaboration de paramétrisations), j'ai utilisé tout au long de ma carrière cette dualité observations-simulations. Pour identifier les propriétés physiques caractéristiques des différents systèmes précipitants étudiés, des comparaisons quantitatives entre observations et simulations ont été réalisées à l'aide de différents outils statistiques.

Les différentes études que j'ai effectuées s'inscrivaient dans le cadre d'expériences de terrain qui avaient pour objectifs de mieux comprendre les systèmes nuageux convectifs et mieux quantifier les précipitations associées. Ces campagnes de mesures correspondaient aux programmes CSIP (*Convective Storm Initiation Project*; Browning et al. (2007)), COPS (*Convective and Orographically induced Precipitation Study*; Wulfmeyer et al. (2008, 2011)), HyMeX (*Hydrological cycle in the Mediterranean EXperiment*; Ducrocq et al. (2014)) et ARM (*Atmospheric*

Radiation Measurement program - U.S. Department of Energy; www.arm.gov). Les systèmes convectifs que j'ai étudiés ont donc respectivement été observés sur le Sud-Ouest du Royaume-Uni en été 2005, à la frontière franco-allemande (massif des Vosges) en été 2007, dans le Sud-Est de la France (massifs des Cévennes-Vivarais) en automne 2012 (période marquée par la présence des systèmes intenses de type cévenol) et dans les grandes plaines américaines de l'Oklahoma en juin 2011. Ces différentes campagnes de mesures ont fourni un ensemble d'observations pour caractériser le cycle de vie des systèmes précipitants, depuis l'environnement pré-convectif jusqu'à la dissipation du système en passant par sa phase la plus intense (ou mature). De plus, ces réseaux d'observations ont permis de mieux déterminer la répartition spatiale et temporelle des précipitations et les propriétés des systèmes nuageux à fine échelle. Ces observations associées à la modélisation à fine échelle ont ainsi permis d'établir des résultats importants afin de mieux représenter et quantifier les précipitations.

Les principaux résultats obtenus lors de mes différentes activités de recherche sont synthétisés dans la partie 2 de ce manuscrit. Des précisions sont toutefois disponibles dans les références bibliographiques citées dans les différentes sections qui composent cette partie. Il est à noter que la totalité de mes travaux a été réalisée à l'aide de la modélisation. Cependant, bien que le modèle principalement utilisé pour étudier les interactions aérosols-nuages-précipitations soit un modèle 3D utilisant une représentation (bin) détaillée de la microphysique (DESCAM; Flossmann et Wobrock (2010)), j'ai aussi utilisé d'autres modèles ayant différentes représentations pour les processus nuageux afin de mieux identifier les limitations et les possibilités de ces représentations paramétrées. Ensuite, la partie 3 fournit une description des différentes perspectives scientifiques envisagées qui s'inscrivent dans la continuité des travaux déjà effectués et qui visent à mieux comprendre les processus physico-chimiques et microphysiques des systèmes nuageux convectifs (*i.e.* dans le cadre d'une dynamique complexe) et les interactions aérosols-nuages-précipitations à l'aide de la modélisation des nuages.

Afin de mener à bien mes activités de recherche, j'ai participé à divers projets de recherche nationaux et internationaux au cours desquels j'ai eu l'opportunité d'initier des collaborations mais aussi d'effectuer des encadrements. Avant de décrire mes principaux résultats de recherche, la section suivante fournit une synthèse des moyens obtenus, des encadrements réalisés et des collaborations mises en place.

1.3 Moyens, encadrements et collaborations

Mes différents travaux de recherche ont été réalisés lors de mon doctorat au LaMP, de mon post-doctorat à l'Université de Leeds (Royaume-Uni) en collaboration avec le MetOffice, ou dans le cadre de différents projets de recherche qui ont été financés depuis mon arrivée en tant qu'enseignante-chercheuse au LaMP en janvier 2014 et pour lesquels j'étais soit coordinatrice principale, soit impliquée en tant que membre partenaire. L'ensemble de ces projets visait à mieux comprendre les processus physico-chimiques et microphysiques des systèmes nuageux convectifs précipitants et les interactions aérosols-nuages-précipitations à l'aide de la modélisation à fine échelle.

J'ai ainsi eu l'opportunité de coordonner quatre projets financés par le programme LEFE-IMAGO du CNRS-INSU et le LabEx ClerVolc de l'Université Clermont Auvergne (UCA) (des détails supplémentaires sont fournis dans mon CV en annexe A) qui portaient, plus spécifiquement, sur :

WRF-DESCAM (LEFE-IMAGO, 2014-2019) : le développement d'un nouvel outil numérique (I) : couplage de la microphysique chaude (*i.e.* phase liquide du nuage) du module DESCAM (*DEtailed SCAvening Model*; Flossmann et Wobrock (2010)) au modèle

- WRF (*Weather Research and Forecasting model*; Skamarock et al. (2005, 2008)),
- EMPORiuM** (LEFE-IMAGO, 2016-2017) : l'évaluation de la représentation de la microphysique de la pluie dans le modèle WRF,
- IANuP** (LEFE-IMAGO, 2019-2021) : le développement d'un nouvel outil numérique (II) : couplage de la microphysique froide (*i.e.* phase glacée du nuage) de DESCAM à WRF,
- MONUVO** (LabEx ClerVolc, 2020-2021) : l'étude de l'impact des aérosols volcaniques sur la formation des nuages (projet au cours duquel je co-supervise un contrat post-doctoral d'une durée de 1 an).

Ces différents projets ont été réalisés en étroite collaboration avec des chercheurs de l'université de Leicester (Royaume-Uni), du *National Center for Atmospheric Research* (NCAR, Boulder, USA) et de l'*Institute for Advanced Sustainability Studies* (IASS, Postdam, Allemagne).

De plus, j'ai été impliquée, pour mon expertise en modélisation des nuages et des interactions aérosols-nuages-précipitations, dans plusieurs projets collaboratifs, dont deux sont encore en cours, portant sur:

- MUSIC** (projet ANR porté par V. Ducrocq, 2014-2019) : des études multi-échelles d'épisodes de pluie convective intense en Méditerranée (projet au cours duquel j'ai co-dirigé une doctorante),
- ETNA** (projet LabEx ClerVolc porté par K. Sellegri, 2016-2018) : le développement d'une paramétrisation décrivant la formation d'aérosols volcaniques dans le panache passif de l'Etna (projet au cours duquel j'ai co-supervisé un contrat post-doctoral d'une durée de 2 ans),
- Sea2Cloud** (projet ERC porté par K. Sellegri, 2018-2023) : l'influence des microorganismes marins sur la formation des nuages en Pacifique Sud,
- (MPC)2** (projet porté par O. Jourdan, 2020-2023) : l'étude de la microphysique des nuages arctiques en phase mixte (projet au cours duquel je co-dirige une doctorante).

Ces projets m'ont permis d'initier de nouvelles collaborations en France (LAERO, CNRM, LATMOS...) et au niveau international (Nouvelle-Zélande (NIWA), Colorado State University, Allemagne (Université de Cologne)...) qui sont un atout certain pour mener à bien mes différentes activités de recherche en cours et à venir.

Partie 2

Activités de Recherche

Le chapitre 2.2 synthétise les activités de recherche que j'ai pu effectuer depuis ma thèse soutenue en 2011. Ces activités portent principalement sur la compréhension des processus physico-chimiques et microphysiques des nuages convectifs de moyennes latitudes et des interactions aérosols-nuages-précipitations. Ayant travaillé au cours de ma carrière avec différents modèles à méso-échelle qui utilisaient une représentation détaillée ou paramétrée de la microphysique nuageuse, j'ai choisi de rappeler dans le chapitre 2.1, les principaux éléments qui me semblent nécessaires pour appréhender la modélisation nuageuse. Dans le chapitre 2.1, j'ai aussi ajouté quelques points techniques dans des encarts spécifiques afin de montrer des méthodes variées de représentations numériques pour décrire des propriétés microphysiques similaires. Dans ce même chapitre, différentes méthodes de représentation des interactions aérosols-nuages dans les modèles à méso-échelle ont été référencées afin de pouvoir identifier les particularités du schéma à microphysique détaillée que j'ai utilisé (DESCAM : DEtailed SCAvenging Model (Flossmann et Wobrock, 2010)). Le chapitre 2.3 fournit les principales conclusions issues de mes différents travaux de recherche.

2.1 Modélisation nuageuse

Les modèles utilisés pour étudier les nuages peuvent être composés de plusieurs schémas physiques (rayonnement, surface, couche limite... ; voir figure 2.1) dont un module dynamique et un schéma microphysique permettant d'analyser la plupart des interactions nuageuses (Dudhia, 2014). Le module dynamique permet d'obtenir l'évolution des paramètres atmosphériques tels que la pression p , la température T , la masse volumique de l'air ρ , la quantité de vapeur d'eau q_v et les différentes composantes du vent $\vec{v} = (u, v, w)$, et le schéma microphysique permet de représenter les processus physiques des nuages et des précipitations incluant les changements de phase et les flux associés de chaleur latente, les propriétés des différents hydrométéores (gouttelettes nuageuses, gouttes de pluie, cristaux de glace, neige, grêle...) et leur évolution : interactions, sédimentation.

Toutefois, les capacités des machines de calcul ne permettent pas encore de disposer d'un modèle atmosphérique représentant la myriade des processus nuageux à leurs différentes échelles spatiales et temporelles. Ainsi, selon la problématique de l'étude (*e.g.* à l'échelle synoptique, à l'échelle des systèmes nuageux ou à l'échelle des processus), le modèle utilisé doit donc être choisi avec pertinence en considérant la représentation nécessaire pour la dynamique et la microphysique ainsi que le coût en temps de calcul. Les modules dynamiques se différencient surtout par les approximations considérées pour représenter l'évolution du fluide atmosphérique et par le nombre de dimensions spatiales utilisées : parcelle d'air, 1D1/2, 2D ou 3D, et

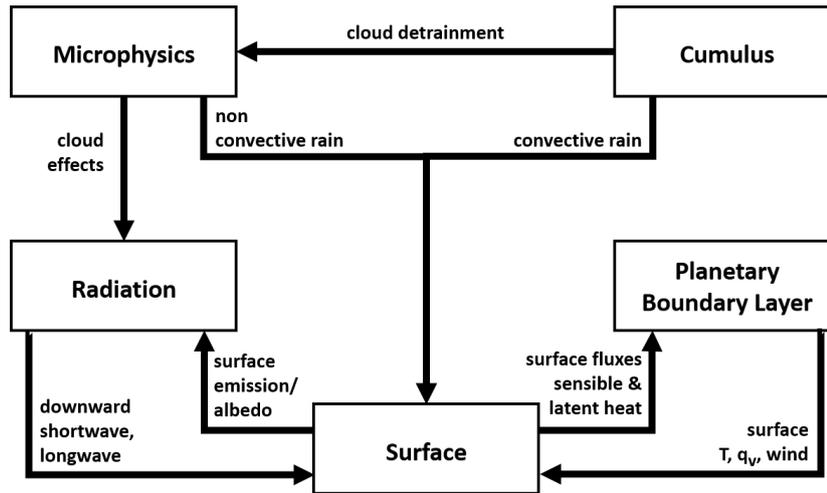


FIG. 2.1 – Diagramme illustrant, outre le cœur dynamique, les différents schémas physiques et leurs interactions qui peuvent être considérés dans les modèles météorologiques. Figure adaptée de [Dudhia \(2014\)](#).

les schémas microphysiques se différencient par la complexité de représentation utilisée pour la granulométrie des hydrométéores et les processus microphysiques.

Pour étudier les propriétés microphysiques des nuages convectifs qui sont des nuages ayant une extension horizontale pouvant varier de quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres, les modèles de méso-échelle composés d'un module dynamique 3D où la convection est résolue sont préférables (*i.e.* le schéma physique 'Cumulus' (figure 2.1) paramétrant la convection n'est pas utilisé). Ainsi, lors de mes différentes études, j'ai utilisé la modélisation à méso-échelle en adoptant des résolutions sub-kilométriques horizontalement et verticalement afin de pouvoir analyser les propriétés microphysiques internes aux systèmes nuageux. Au cours de mes expériences en France et au Royaume-Uni, j'ai utilisé différents modèles à méso-échelle pour étudier diverses situations nuageuses : le MetUM (Met Office Unified Model ; [Davies et al., 2005](#)), WRF (Weather Research and Forecasting model ; [Skamarock et al., 2005, 2008](#)), et le modèle de Clark et Hall ([Clark, 1977](#); [Clark et al., 1996](#)) couplé à un schéma microphysique plus ou moins détaillé. Une description complète de chacun de ces modèles est disponible dans les références indiquées ci-dessus. Dans les sections suivantes, une attention particulière sera portée aux hypothèses générales utilisées pour représenter la dynamique et la microphysique nuageuse de ces différents modèles à méso-échelle.

2.1.1 Modélisation à méso-échelle

Les modèles à méso-échelle sont des modèles décrivant les phénomènes météorologiques qui se produisent à une échelle plus petite que l'échelle synoptique (échelle de la circulation atmosphérique générale) mais plus grande que la micro-échelle ([Orlanski, 1975](#)). Les phénomènes météorologiques qui sont généralement étudiés avec des modèles à méso-échelle ont donc des dimensions horizontales comprises entre 1 km et 1000 km. Il est à noter que la méso-échelle peut être divisée en trois catégories selon la taille et la durée de vie des phénomènes météorologiques étudiés ([Orlanski, 1975](#)) : la catégorie méso- γ (de 1 à 20 km et < 30 min), la catégorie méso- β (de 20 à 200 km et de 30 min à 6 h) et la catégorie méso- α (de 200 à 1000 km et de 6 à 48 h) qui décrivent, respectivement, des phénomènes tels que des orages, des brises de mer ou des lignes de grain.

a Modules dynamiques

Le module dynamique (aussi appelé « cœur dynamique ») est l'élément d'un modèle à méso-échelle où les équations régissant la dynamique du fluide atmosphérique sont intégrées numériquement (impliquant une discrétisation de ces équations en temps et en espace). Par définition, l'évolution du fluide atmosphérique est décrite à partir des principes de conservation : de la quantité de mouvement (loi de Newton, équation 2.1), de la masse (équation de continuité, équation 2.2), et de l'énergie (premier principe de thermodynamique¹, équation 2.3), mais aussi de l'équation d'état des gaz parfaits (équation 2.4), dont leurs formulations dans un référentiel cartésien sont les suivantes :

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -2\vec{\Omega} \wedge \vec{v} - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p + \vec{g} + \vec{F} \quad (2.1)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \vec{\nabla} \cdot \vec{v} = 0 \quad (2.2)$$

$$c_p \frac{dT}{dt} = Q + \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} \quad (2.3)$$

$$p = \rho RT \quad (2.4)$$

où $\vec{\Omega}$ est le taux de rotation de la Terre, \vec{g} la pesanteur, \vec{F} les forces de friction internes du fluide (viscosité), c_p la capacité calorifique à pression p constante, Q les transferts diabatiques d'énergie et R la constante des gaz parfaits.

Il existe plusieurs approximations possibles (hydrostatisme, compressibilité...) de ces équations pour représenter l'évolution du fluide atmosphérique selon le modèle numérique utilisé. Les paragraphes suivants décrivent sommairement quelques unes de ces approximations. Plus de détails sont disponibles dans la littérature (Clark, 1977; Dudhia, 1993; Houze, 1993; Lilly, 1996; Pielke, 2003; Skamarock et al., 2005).

• Non-hydrostatisme

Au contraire des modèles de circulation générale, les modèles à méso-échelle peuvent être utilisés pour étudier des phénomènes météorologiques pouvant être très localisés et caractérisés par de fortes accélérations verticales. Ces mouvements convectifs intenses impliquent que l'approximation hydrostatique selon laquelle l'accélération verticale est supposée négligeable devant le gradient vertical de pression n'est pas applicable. Ainsi, la plupart des modèles à méso-échelle (comme, par exemples, les modèles de Clark et Hall, WRF, et le MetUM) sont des modèles non-hydrostatiques pour lesquels la composante verticale de l'équation 2.1 s'écrit :

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (2.5)$$

et w est alors une variable pronostique du modèle, et non pas une variable diagnostique comme c'est généralement le cas dans les modèles de circulation générale pour lesquels une situation d'équilibre hydrostatique est considérée (Spiga, 2008).

• Compressibilité et anélasticité

La plupart des phénomènes atmosphériques, qu'ils soient de grande échelle, de méso-échelle ou de micro-échelle peuvent être considérés comme des mouvements d'un fluide de Boussinesq; un fluide pour lequel les variations de densité ρ peuvent être supposées négligeables

1. Afin de distinguer les transferts adiabatiques et diabatiques d'énergie, l'équation de la conservation d'énergie peut aussi être exprimée sous la forme suivante : $\frac{Q}{T} = \frac{c_p}{\theta} \frac{d\theta}{dt}$ où θ est la température potentielle définie par $\theta = T \left(\frac{p}{p_0}\right)^{(c_p/R)}$. En effet, ceci montre que les mouvements adiabatiques se font à θ constante.

($\rho = \text{constante}$), excepté dans le terme de flottabilité. Cette approximation, qui permet de simplifier l'équation de continuité (équation 2.2), n'est cependant pas prise en compte dans la plupart des modèles à méso-échelle puisqu'ils intègrent les effets de compression pour une parcelle d'air (c'est-à-dire ceux induits par des variations de pression); effets s'ajoutant alors aux variations de densité induites thermiquement (qui sont les seules retenues dans un fluide de Boussinesq).

Dans le cas d'une dynamique complètement compressible, la parcelle d'air atmosphérique peut donc répondre rapidement et élastiquement à toutes perturbations de pression. Par conséquent, les ondes acoustiques sont des solutions des équations intégrées par les modèles pouvant conduire à des instabilités numériques alors qu'elles n'ont pas d'influence notable sur les processus météorologiques.

Ainsi, certains modèles à méso-échelle, tel que le modèle de Clark et Hall, utilisent l'approximation anélastique (Ogura et Phillips, 1962; Durran, 1989) qui autorise les variations de masse volumique sous l'influence des gradients verticaux de pression mais néglige tout rappel élastique. Physiquement, l'approximation anélastique revient à filtrer toutes les fréquences supérieures à la fréquence de Brunt-Väisälä, excluant ainsi la formation des ondes sonores. Cette approximation est valable si l'état thermodynamique réel de l'atmosphère s'écarte peu d'un état hydrostatique et adiabatique de référence.

D'autres modèles (*e.g.* WRF) utilisent une approche différente qui consiste à séparer les échelles de temps lors de l'intégration des équations de la dynamique du fluide atmosphérique : les termes météorologiques (lents) sont intégrés avec un pas de temps dynamique Δt alors que les termes acoustiques (rapides) sont intégrés sur un pas de temps $\Delta \tau$ plus court. Cette méthode permet d'éviter la plupart des effets indésirables provoqués par la propagation de modes acoustiques mais l'utilisation de filtres additionnels pour empêcher d'éventuelles instabilités numériques résiduelles peuvent toutefois être nécessaires (Skamarock et Klemp, 1992).

• Coordonnées verticales

Les caractéristiques de la structure verticale d'un modèle sont aussi importantes à définir que la configuration horizontale et/ou le type de modèle à utiliser. En effet, une représentation correcte de la structure verticale de l'atmosphère nécessite une coordonnée verticale appropriée et une résolution verticale suffisante (*e.g.* avec des points de grille espacés de manière équidistante ou non) pour décrire les phénomènes à étudier.

De nombreux modèles à méso-échelle non-hydrostatiques, qu'ils adoptent une approche complètement compressible ou une approximation anélastique, utilisent l'altitude comme coordonnée verticale, ou une coordonnée verticale réduite qui suit le terrain. Par exemple, dans le modèle de Clark et Hall (Clark, 1977; Clark et Farley, 1984), les équations décrivant l'évolution du fluide atmosphérique sont exprimées dans un repère non-orthogonal (x, y, z) où la grille verticale est décrite à l'aide de la coordonnée réduite de Gal-Chen et Somerville (1975) pour prendre en compte la topographie. La coordonnée verticale qui suit le terrain z est alors donnée par l'expression suivante :

$$z = \frac{(z_R - h_0) H}{H - h_0} \quad (2.6)$$

où z_R est la coordonnée verticale dans un repère cartésien orthogonal (x, y, z_R) , $h_0 = h_0(x, y)$ et H sont les bornes inférieure (*i.e.* la topographie) et supérieure du domaine d'intégration du modèle.

Dans les modèles de circulation générale où une situation d'équilibre hydrostatique est supposée, la pression p peut être utilisée comme une coordonnée verticale indépendante (Eliassen, 1949) permettant de reformuler les équations de mouvement du fluide atmosphérique de ma-

nière très avantageuse. A noter que l'utilisation de telles coordonnées isobares peut entraîner des intersections avec la surface terrestre (*i.e.* dans les zones avec du relief). Par conséquent, afin d'obtenir des coordonnées qui épousent les variations locales de la topographie, [Phillips \(1957\)](#) a introduit des coordonnées verticales σ qui, dans la forme la plus simple, est définie par $\sigma = p/p_s$ avec p_s la pression à la surface. [Laprise \(1992\)](#) a ensuite appliqué une approche similaire à celle de [Eliassen \(1949\)](#) pour des modèles non-hydrostatiques en décomposant la pression p en la somme d'une composante hydrostatique (*i.e.* équivalent à la masse d'une colonne atmosphérique pour une unité de surface) et d'une composante de perturbation non-hydrostatique (*i.e.* décomposition de [Reynolds \(1947\)](#) qui donne, par exemple, pour la pression : $p = \bar{p}(\bar{z}) + p'$). Ainsi, à l'image des coordonnées de [Phillips \(1957\)](#), de nouvelles coordonnées verticales (autres que l'altitude) ont pu être définies pour les modèles à méso-échelle. Par exemple, la coordonnée verticale qui est utilisée dans le modèle WRF a été proposée par [Laprise \(1992\)](#) et s'exprime de la manière suivante :

$$\eta = \frac{p_h - p_{h,t}}{p_{h,s} - p_{h,t}} \quad (2.7)$$

où p_h est la composante hydrostatique de la pression, $p_{h,s}$ et $p_{h,t}$ sont les bornes inférieure et supérieure du domaine d'intégration du modèle. η prend des valeurs comprises entre 0 et 1 correspondant respectivement à la limite supérieure du modèle et à la surface. A noter que certains modèles utilisent des coordonnées verticales hybrides. Par exemple, les versions les plus récentes de WRF ([Skamarock et al., 2019](#)) permettent à l'utilisateur de définir un point η_c au-delà duquel la coordonnée hybride passe à des niveaux verticaux purement isobares.

• Extension des équations à une atmosphère humide

La formulation des équations fondamentales dans les différents modèles dépend donc des hypothèses utilisées pour représenter, entre autres, l'hydrostatisme et la compressibilité de l'atmosphère mais aussi du choix de la coordonnée verticale.

Ainsi, si on se focalise, par exemple, sur le cœur dynamique de WRF ([Skamarock et al., 2008](#)) qui utilise la projection des équations 2.1 - 2.4 sur la coordonnée verticale η (équation 2.7) avec une approche non-hydrostatique et compressible de l'atmosphère, les équations décrivant le fluide atmosphérique étendues à une version « humide » peuvent être données en fonction de $\mu_d(x, y)$ représentant la masse d'air sec d'une colonne atmosphérique par unité de surface au point (x, y) . Les variables principales s'écrivent alors :

$$\vec{V} = \mu_d \vec{v} = (u^*, v^*, w^*), \quad \Theta = \mu_d \theta \quad (2.8)$$

où $\vec{v} = (u, v, w)$ est le vent et θ la température potentielle.

A l'aide de ces définitions, les équations décrivant le fluide atmosphérique s'expriment de la manière suivante (plus de détails dans [Skamarock et al. \(2008\)](#)) :

$$\frac{\partial u^*}{\partial t} = -(\nabla \cdot \vec{V} u) - \mu_d \alpha \frac{\partial p}{\partial x} - \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial x} + F_{u^*} \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial v^*}{\partial t} = -(\nabla \cdot \vec{V} v) - \mu_d \alpha \frac{\partial p}{\partial y} - \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial y} + F_{v^*} \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial w^*}{\partial t} = -(\nabla \cdot \vec{V} w) + g \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu_d \right] + F_{w^*} \quad (2.11)$$

$$\frac{\partial \theta^*}{\partial t} = -(\nabla \cdot \vec{V} \theta) + F_{\theta^*} \quad (2.12)$$

où α_d et α sont l'inverse de la masse volumique, respectivement, de l'air sec ($\alpha_d = 1/\rho_d$) et de l'ensemble de la parcelle d'air $\left(\alpha = \alpha_d \left(1 + \sum_n q_n \right) \right)$ avec q_n correspondant aux rapports de

mélange en vapeur d'eau et de chacun des hydrométéores nuageux et précipitants considérés: nuage, pluie, glace, grêle... et avec les équations diagnostiques suivantes pour décrire le volume massique d'air sec et l'équation d'état des gaz parfaits :

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = -\alpha \mu_d \quad (2.13)$$

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta (1 + (R_v/R_d) q_v)}{p_0 \alpha_d} \right)^\gamma \quad (2.14)$$

avec $\gamma = c_p/c_v = 1,4$ le coefficient adiabatique de l'atmosphère, R_d et R_v les constantes spécifiques pour l'air sec et l'air humide, et p_0 la pression de référence (1000 hPa).

Le système des équations 2.9 - 2.12 montrent le lien étroit entre la dynamique, la thermodynamique et la microphysique caractérisant l'atmosphère nuageuse. A noter que des équations équivalentes sont aussi utilisées dans le modèle de Clark et Hall (Clark, 1977) mais celles-ci sont projetées sur la coordonnée z (définie au paragraphe précédent) et en considérant une approche non-hydrostatique et anélastique du fluide atmosphérique.

b Schémas microphysiques

Les schémas microphysiques gèrent les processus présents au sein des nuages et des précipitations, les changements de phase de l'eau et les échanges de chaleur latente associés. Ces schémas décrivent ainsi l'évolution des hydrométéores nuageux : gouttelettes (ayant des tailles comprises entre 1 μm et 100 μm) et particules de glace, ainsi que la sédimentation des hydrométéores de plus grandes tailles, *i.e.* la neige, la grêle, le grésil et les gouttes de pluie (pouvant atteindre une taille de 6 mm de diamètre pour ces dernières). Certains de ces schémas représentent également les particules d'aérosol (ayant des tailles comprises entre quelques nanomètres et quelques micromètres). Ces schémas microphysiques, qui sont établis à partir du principe de conservation de la masse, utilisent des représentations numériques plus ou moins sophistiquées pour les hydrométéores et les différents processus microphysiques.

• Représentation des hydrométéores

La première hypothèse consiste à choisir une représentation pour la granulométrie des différents types d'hydrométéores. La granulométrie des hydrométéores peut être représentée à l'aide d'une approche « bin » qui décrit l'évolution des particules dans des intervalles donnés de taille ou de masse (figure 2.2a). Cette approche permettant de suivre l'évolution de chacune des espèces d'hydrométéore est très précise mais nécessite un nombre important de variables. Par exemple, le module DESCAM (DEtailed SCAvenging Model; Flossmann et Wobrock, 2010; Planche et al., 2014) utilise environ 200 variables microphysiques (voir tableau 2.1) pour représenter les hydrométéores et les particules d'aérosol atmosphériques. Le coût en temps de calcul des modélisations utilisant ce type d'approche n'est pas envisageable pour la prévision numérique du temps. Ainsi, dans les modèles de prévision, la distribution en taille est fixée selon une distribution mathématique de type *e.g.* gamma ou exponentiel. La distribution gamma est définie par :

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\lambda D} \quad (2.15)$$

où N_0 , λ , et μ sont respectivement l'ordonnée à l'origine, la pente et le paramètre de forme de la distribution. Il faut noter que la distribution exponentielle (*e.g.* Marshall et Palmer (1948) pour la pluie) est un cas particulier, pour lequel $\mu = 0$.

Cette représentation de la distribution en taille des hydrométéores est généralement utilisée dans les schémas microphysiques « bulk » (figure 2.2b) et contribue au fait d'avoir des

simulations moins lourdes en temps de calcul. Néanmoins, cette approche paramétrée ne permet pas de représenter des variations locales des distributions en tailles des hydrométéores (illustrées par les écarts entre les courbes grise et noire sur la figure 2.2b). De plus, alors que des observations montrent, par exemple pour les gouttes de pluie, des distributions en taille ayant une forme assimilable à une distribution gamma avec un paramètre de forme μ pouvant être variable (Taufour et al., 2018), de nombreux modèles « bulk » utilisent encore des distributions de type exponentiel pour représenter cette classe d’hydrométéore (Thompson et al., 2008; Morrison et al., 2009).

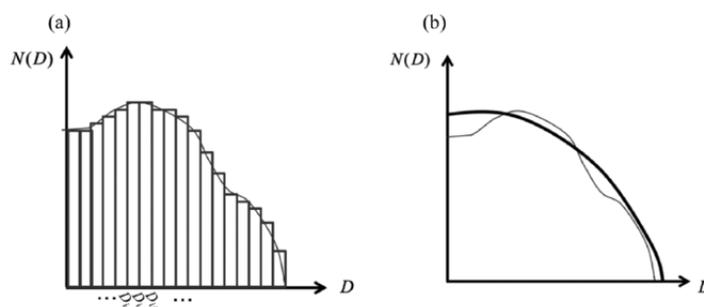


FIG. 2.2 – Diagramme illustrant (a) une représentation « bin » de la distribution en taille des hydrométéores, et (b) une représentation paramétrée de la distribution en taille des hydrométéores $N(D)$.

Dans les schémas microphysiques « bulk », à la différence des schémas « bin » où la même distribution en taille peut représenter à la fois les hydrométéores nuageux et précipitants (les $D < 80-100 \mu\text{m}$ correspondent aux gouttelettes nuageuses et les D plus grands aux gouttes de pluie), il existe autant de distributions en taille que de classes d’hydrométéore : eau nuageuse, eau précipitante, glace nuageuse, agrégat, neige... Certains schémas très simplifiés utilisent seulement deux classes alors que d’autres en utilisent beaucoup plus. Par exemple, le schéma historique de Kessler (1969) utilise deux classes représentant l’eau nuageuse et l’eau précipitante (figure 2.3a) alors que les schémas, plus récents, de Wilson et Ballard (1999), Thompson et al. (2008) et Morrison et al. (2009) peuvent utiliser jusqu’à six classes (figure 2.3b). Les classes supplémentaires sont utilisées pour différencier les particules glacées.

Même si cette différenciation est largement utilisée dans les modèles « bulk », les particules glacées ayant des propriétés microphysiques très variées (densité, forme), il existe des incertitudes dans la représentation des différentes classes d’hydrométéores et dans la représentation des transferts de masse entre ces différentes classes. Récemment, une nouvelle approche a été développée dans le schéma microphysique de Morrison et Milbrandt (2015). Dans ce schéma, les différentes classes d’hydrométéores glacés ont été remplacées par une représentation considérant une transition graduelle des particules de glace selon leur densité grâce à l’utilisation de paramètres tels que la masse et le volume de glace givrée de l’hydrométéore. Cette nouvelle approche de la microphysique glacée n’est cependant pas utilisée dans les modèles de prévision, car comme pour les schémas « bin », les coûts en temps de calcul sont importants.

Selon le nombre de moments de la distribution en taille (équation 2.15) utilisés pour caractériser les différentes classes d’hydrométéores, le schéma microphysique est appelé schéma à un moment (Kessler, 1969; Wilson et Ballard, 1999) ou à plusieurs moments (Koenig et Murray, 1976; Morrison et al., 2009). Certains schémas peuvent utiliser un nombre variable de moment de la distribution en taille pour les différentes classes d’hydrométéores. Par exemple, Thompson et al. (2008) utilisent un seul moment de la distribution $N(D)$ pour chacune des classes d’hydrométéores à l’exception de l’eau précipitante et de la glace nuageuse qui sont définies à l’aide de deux moments de la distribution $N(D)$. Ces moments statistiques de la distribution en taille des hydrométéores correspondent aux variables intégrales pronostiquées par le modèle.

Schéma microphysique	Références bibliographiques	Hydrométéores considérés	Méthode de représentation	Aérosols considérés
Wilson et Ballard	Wilson et Ballard (1999) Abel et Boutle (2012)	c,r,i	1-moment	Schéma empirique Wilkinson et al. (2013)
Morrison	Morrison et al. (2009)	c,r,i,s,g,(h)	1-moment : c 2-moments : r,i,s,g,(h)	Possibilité à l'aide de profils observés
Thompson	Thompson et al. (2008)	c,r,i,s	1-moment : c,s 2-moments : r,i	Non
ICE3	Pinty et Jabouille (1998)	c,r,i,s,g,(h)	1-moment	Non
Thompson 'aerosol-aware'	Thompson et Eidhammer (2014)	c,r,i,s	1-moment : c,s 2-moments : r,i	Possibilité à l'aide de profils observés
LIMA	Vié et al. (2016)	c,r,i,s,g,(h)	1-moment : s, g, (h) 2-moments : c, r, i	Approche multimodale pronostique
CASIM	Shipway et Hill (2012)	c,r,i,s,g	2-moments	Approche multimodale Miltenberger et al. (2018a)
ICON	Seifert et Beheng (2006)	c,r,i,s	2-moments	N_{CCN} constant avec distinction terre/mer
DESCAM	Flossmann et Wobrock (2010) Planche et al. (2014)	c+r, i+s Flossmann et Wobrock (2010) + <i>wir</i>	bin (2 x 39 classes) + (1 x 30 classes)	bin (3 x 39 classes) $AP, AP_{in\ drops}, AP_{in\ crystals}$
HUJI SBM (Fast)	Khain et al. (2010)	c+r, i+s, g+h	bin (3 x 33 classes)	bin (1 x 33 classes)

TAB. 2.1 – Exemples de schéma microphysique. Les hydrométéores sont référencés selon la nomenclature suivante : c : gouttelettes d'eau nuageuse, r : pluie, i : cristaux de glace, s : neige, g : graupel, et h : grêle. Le *wir* (pour « water ice ratio ») correspond à la proportion des phases liquide et glacée constituant les cristaux subissant le processus de fonte. La variable utilisée pour la représentation des classes des hydrométéores dans les schémas à un moment est le rapport de mélange q et pour les schémas à deux moments la variable supplémentaire correspond à la concentration N .

Encart E.1 : Exemple de représentations de la pluie dans des schémas à moment(s)

Pour représenter la pluie, le schéma microphysique de [Wilson et Ballard \(1999\)](#) pronostique seulement le rapport de mélange $q_r = \rho_w \frac{\pi}{6} \mathcal{M}^3$ et la distribution en taille des gouttes de pluie (DSD) est décrite à l'aide d'une distribution exponentielle ($\mu = 0$ dans l'équation 2.15) où N_0 est fixé égal à $8 \times 10^6 \text{ m}^{-3} \text{ m}^{-1}$. D'autres schémas, tels que les schémas de [Thompson et al. \(2008\)](#) et [Morrison et al. \(2009\)](#), utilisent la concentration N_r comme variable pronostique additionnelle. Ceci donne un degré de liberté supplémentaire dans la représentation de la DSD (pour N_0 , par exemple) afin de mieux décrire les DSD issues de modèles plus sophistiqués utilisant une microphysique « bin » ou d'observations. A noter que les observations n'ont, à ce jour, pas encore permis d'obtenir un consensus sur la forme de la distribution à utiliser pour décrire la DSD dans les modèles : distribution exponentielle, distribution gamma avec un paramètre de forme μ fixé ou distribution gamma avec μ variable ([Taufour et al., 2018](#)).

Une alternative à l'utilisation d'une variable pronostique supplémentaire, et donc permettant une approche moins coûteuse en temps de calcul, est d'essayer de prédire N_0 à l'aide de q_r uniquement. Cette méthode est utilisée dans le MetUM où N_0 est déterminé en fonction de λ à l'aide de la relation suivante : $N_0 = a\lambda^b$, où a et b sont des constantes et le paramètre de pente λ est fonction de q_r ([Abel et Boutle, 2012](#)).

Comme dans le schéma de [Wilson et Ballard \(1999\)](#), la DSD suit une distribution exponentielle dans les schémas microphysiques de [Thompson et al. \(2008\)](#) et [Morrison et al. \(2009\)](#). Ces deux schémas utilisant deux moments pour représenter la pluie, N_0 et λ sont deux paramètres libres déterminés à l'aide de q_r et N_r :

$$N_0 = N_r \lambda \quad (2.17)$$

$$\lambda = \left[\frac{c N_r \Gamma(1+d)}{q_r} \right]^{1/d} \quad (2.18)$$

où les valeurs de c et d sont respectivement égales à $(\frac{\pi}{6} \rho_w)$ et 3 pour des gouttes de pluie supposées sphériques.

Tous ces différents schémas visent une représentation la plus précise possible de la DSD pour les différents systèmes nuageux afin de pouvoir prédire des paramètres clés tels que le taux de précipitation qui est déterminé selon l'expression suivante :

$$R = 6\pi \times 10^5 \int_0^\infty D^3 N(D) V(D) dD \quad (2.19)$$

où $V(D)$ correspond à la vitesse terminale de chute des gouttes, décrite selon des lois empiriques de type puissance ($V(D) = \alpha D^\beta$) comme dans [Wilson et Ballard \(1999\)](#) et [Morrison et al. \(2009\)](#) ou de type exponentiel ($V(D) = \alpha D^\beta e^{-\gamma D}$) comme dans [Thompson et al. \(2008\)](#). Diverses observations ont mis en évidence le caractère asymptotique de la vitesse terminale de chute pour les gouttes de pluie ayant un $D > 5 \text{ mm}$ ([Atlas et al., 1973](#); [Beard, 1976](#); [Abel et Shipway, 2007](#)). Par conséquent, l'utilisation d'une loi puissance a l'avantage de diminuer les temps de calcul mais surestime largement la vitesse de chute des plus grosses gouttes.

Une représentation précise de la DSD est également primordiale pour déterminer le taux des processus microphysiques dépendant de la taille des gouttes tels que la collection, la rupture (ou le breakup) et l'évaporation.

• Représentation des processus microphysiques

Un schéma microphysique permet de décrire l'évolution des hydrométéores nuageux et précipitants impactés par divers processus microphysiques, le transport via les mouvements de l'air (advection, turbulence) et la sédimentation. Selon le modèle numérique utilisé, les processus microphysiques sont représentés soit en utilisant une approche détaillée, soit en utilisant une approche simplifiée à l'aide de paramétrisations. Ces paramétrisations sont alors dérivées d'observations et/ou de modèles utilisant une représentation sophistiquée de la microphysique (Khain et al., 2015; Morrison et al., 2020).

Dans les modèles « bin », l'approche la plus logique consiste à introduire une fonction de distribution $f(m)dm$, qui suit le nombre par unité de volume d'un type donné d'hydrométéore dans des classes de masse comprises entre m et $m + dm$. Pour chaque classe de cette distribution, la plupart des modèles prennent une valeur uniforme. Par exemple, dans un nuage exclusivement constitué de gouttes d'eau liquide, une distribution représentant la population de ces hydrométéores peut être définie $f_d(m)$ et pour chacune des classes composant la grille en masse de cette distribution, l'équation suivante sera pronostiquée :

$$\begin{aligned} \frac{\partial f_d(m, \vec{r}, t)}{\partial t} = & \underbrace{-div(\vec{v}f_d(m, \vec{r}, t))}_{(I)} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial z}(V_\infty f_d(m, \vec{r}, t))}_{(II)} + \underbrace{div(\vec{F}_{f_d}^{turb})}_{(III)} \\ & + \underbrace{\left[\frac{\partial}{\partial t} f_d(m, \vec{r}, t) \right]_{nuc}}_{(IV)} + \underbrace{\left[\frac{\partial}{\partial t} f_d(m, \vec{r}, t) \right]_{con/eva}}_{(V)} + \underbrace{\left[\frac{\partial}{\partial t} f_d(m, \vec{r}, t) \right]_{coll}}_{(VI)} + \underbrace{\left[\frac{\partial}{\partial t} f_d(m, \vec{r}, t) \right]_{breakup}}_{(VII)} \end{aligned} \quad (2.20)$$

Le membre de gauche détermine la variation du nombre de gouttes par unité de volume pour chacune des classes de la distribution en masse utilisée à une position \vec{r} et pendant un intervalle de temps dt à cause de plusieurs effets (décrits par les termes du membre de droite) tels que le transport (I) caractérisé par une vitesse \vec{v} , la sédimentation des gouttes (II) ayant une vitesse terminale de chute V_∞ , la turbulence (III) et différents processus microphysiques (IV – VII) : nucléation, condensation/évaporation, collection/coalescence et rupture (breakup) des gouttes. A noter que les différents processus peuvent être représentés à l'aide d'une approche plus ou moins simplifiée. Par exemple, le processus de nucléation des gouttes peut être décrit soit à l'aide d'une relation mathématique déduite d'observations telle que la loi puissance de Twomey (1959), ou soit en utilisant la formulation de Köhler (Pruppacher et Klett, 1997) (plus de détails sur les interactions aérosols-nuages dans la section 2.1.2).

Les modèles utilisant un schéma microphysique à moments, où les hydrométéores sont représentés à l'aide d'un nombre limité de variables pronostiques (voir le paragraphe précédent), utilisent généralement des paramétrisations pour représenter les processus microphysiques diminuant ainsi de manière importante les temps de calculs numériques. La figure 2.3 montre toutefois la complexification de ces schémas à moments depuis l'approche initiale de Kessler (1969) où seule une variable pronostique (le rapport de mélange q) était utilisée pour représenter l'eau nuageuse et l'eau précipitante. Comme pour les schémas utilisant une microphysique détaillée, un schéma à moment(s) permet de décrire l'évolution de classes d'hydrométéores. Par exemple, dans le schéma simple de Kessler (1969), les évolutions de l'eau nuageuse et précipitante sont représentées à l'aide des expressions suivantes :

$$\frac{\partial \rho q_c}{\partial t} = -div(\vec{v}\rho q_c) + div(\vec{F}_c^{turb}) + C_{cond,c} - P_{auto} - P_{acc} \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial \rho q_r}{\partial t} = -div(\vec{v}\rho q_r) + \frac{\partial}{\partial z}(V_r \rho q_r) + div(\vec{F}_r^{turb}) - C_{evap,r} + P_{auto} + P_{acc} \quad (2.22)$$

où q_c et q_r correspondent aux rapports de mélange en eau nuageuse et en eau précipitante et où P_{auto} et P_{acc} sont les taux liés à l'autoconversion et l'accrétion. Les autres termes ont des significations équivalentes aux termes analogues présents dans l'équation 2.20.

Dans le cas de schémas microphysiques « bulk », tel que le schéma de Kessler (1969), des paramétrisations ont été élaborées afin de représenter les processus *e.g.* d'autoconversion et d'accrétion (P_{auto} et P_{acc} dans les équations 2.21-2.22). Ces paramétrisations ont généralement été établies à l'aide d'observations (lorsqu'elles sont réalisables) ou au moyen de schémas microphysiques plus sophistiqués. De ce fait, selon les schémas microphysiques, il peut exister différentes paramétrisations pour représenter un même processus microphysique. Ainsi, les hypothèses choisies et les contraintes numériques impactent fortement la méthode de représentation des différents processus microphysiques, comme c'était le cas pour la représentation de la granulométrie des hydrométéores.

Une comparaison exhaustive des différentes méthodes de représentation existantes pour chacun des processus microphysiques ne peut être réalisée dans le cadre de ce manuscrit. Néanmoins, les encarts E.2 et E.3 ci-après montrent des exemples de représentations des processus d'autoconversion et de rupture (ou breakup) des gouttes (processus étudiés dans le chapitre 2.2) dans des schémas microphysiques à un ou plusieurs moments.

2.1.2 Modélisation des interactions aérosols-nuages

La représentation des interactions aérosols-nuages diffère selon les schémas microphysiques. Dans les sections suivantes, différentes méthodes de représentation des aérosols (liste non exhaustive) sont brièvement décrites. Des informations supplémentaires sont cependant disponibles dans les références citées.

a Représentations dans les modèles à moments

Les particules d'aérosol ne sont pas toujours représentées dans les modèles. Par exemple, dans Kessler (1969) (où seule la microphysique de la phase liquide est considérée), le taux de condensation des gouttes nuageuses est déterminé à l'aide d'un ajustement de la saturation; ceci est encore le cas dans la majorité des modèles synoptiques. En effet, toute sursaturation atmosphérique générée dynamiquement est immédiatement convertie en eau nuageuse. En cas de sous-saturation, une quantité d'eau nuageuse est alors évaporée afin de rétablir, si possible, la saturation. Ce schéma microphysique à un moment utilise donc un traitement assez grossier qui tient compte ni du rôle des aérosols ni de la sursaturation atmosphérique pourtant essentielle dans le processus de nucléation des gouttelettes. Une approche similaire est considérée dans le schéma microphysique de Wilson et Ballard (1999) qui est le schéma microphysique à un moment utilisé, entre autres, dans la version opérationnelle du MetUM.

Dans les années qui ont suivi, le traitement des particules d'aérosol a été développé avec la complexification des schémas microphysiques « bulk ». En effet, certains schémas à deux moments (où les variables microphysiques pronostiques sont N et q) ont représenté les particules d'aérosol en supposant une répartition constante et homogène spatialement. Ces particules d'aérosol sont alors initialisées dans le modèle à l'aide d'un seul mode (décrit avec une distribution Junge ou lognormale) déduit d'observations (Morrison et Pinto, 2005; Seifert et Beheng, 2006, parmi d'autres). Ces traitements ne permettent cependant pas de décrire les différentes propriétés physico-chimiques des aérosols et négligent des processus importants tels que le lessivage des aérosols sous le nuage ou la variabilité de la concentration en nombre de la population d'aérosols après activation.

Encart E.2 : Exemples de représentation du processus d'autoconversion dans des schémas à un moment

L'autoconversion (*i.e.* la collision avec coalescence de gouttelettes nuageuses qui vont former une goutte de pluie) est généralement décrite à l'aide de deux composantes : (i) une valeur seuil pour le rapport de mélange en eau nuageuse $q_{c,crit}$, en-dessous de laquelle la production de pluie par autoconversion n'est pas active, et (ii) le taux de transfert de l'eau nuageuse en eau précipitante lorsque le rapport de mélange est au-dessus de la valeur seuil.

Dans le schéma de [Kessler \(1969\)](#), le taux d'autoconversion est supposé varié linéairement avec le contenu en eau nuageuse. Ce taux d'autoconversion est décrit à l'aide de l'expression suivante :

$$P_{auto} = k(\rho q_c - \rho q_{c,crit}) \quad (2.23)$$

où $k = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ si $\rho q_c > \rho q_{c,crit}$ sinon $k = 0$. Cette approche est utilisée dans différents schémas microphysiques. Différentes valeurs pour $q_{c,crit}$ ou k ont été proposées et sont disponibles dans la littérature (par exemple dans [Liou et Ou, 1989](#)).

Dans le schéma de [Tripoli et Cotton \(1980\)](#), le taux d'autoconversion ne varie pas linéairement avec le contenu en eau nuageuse mais est décrit à l'aide d'une loi puissance dont l'expression est donnée ci-dessous :

$$P_{auto} = A E_{coll/coal} \frac{(\rho q_c)^{\frac{7}{3}}}{N_c^{\frac{1}{3}}} \quad (2.24)$$

où $E_{coll/coal}$ correspond au coefficient de collision/coalescence et est, par exemple, supposé égal à 0,55 dans les simulations de prévision réalisées avec le MetUM. Le paramètre A est fonction de l'accélération de la pesanteur, de la viscosité dynamique de l'air et de la masse volumique de l'eau liquide.

La valeur seuil à partir de laquelle le processus d'autoconversion est actif est définie à l'aide d'une expression qui est fonction d'une taille critique r_{crit} et de la concentration N_c en nombre des gouttelettes :

$$q_{crit} = \frac{4\pi}{3} \frac{\rho_w}{\rho} r_{crit}^3 N_c \quad (2.25)$$

où r_{crit} et N_c sont des valeurs fixées. Néanmoins, dans le MetUM, afin de prendre en compte l'impact des aérosols sur la formation des gouttes nuageuses, N_c est supposé plus faible pour les points de grille situés dans des régions maritimes (moins polluées) en comparaison aux régions terrestres (plus polluées).

La plupart des schémas « bulk » de microphysique ont paramétré le processus d'autoconversion à l'aide d'un simple ajustement à des données d'observation ou à des résultats de simulations obtenus à l'aide de modèles LES (*Large Eddy Simulation*) ou de schémas « bin » de microphysique ([Lee et Baik, 2017](#)). Certaines paramétrisations ont toutefois été établies sur la base d'une solution analytique de l'équation stochastique de collection ([Beheng et Doms, 1986](#); [Seifert et Beheng, 2001](#)) estimant les kernels et les efficacités de collection à l'aide de différentes approches. Comme le montre [Lee et Baik \(2017\)](#), la méthode utilisée pour représenter l'autoconversion peut grandement impacter les propriétés du nuage étudié (épaisseur optique, fraction nuageuse) et les cumuls de précipitation à la surface.

Encart E.3 : Exemples de représentation des processus de rupture (ou breakup) et de collection des gouttes de pluie dans des schémas à moments

A partir de la paramétrisation de la collection des gouttes de pluie de [Berry et Reinhardt \(1974\)](#), [Ziegler \(1985\)](#) a développé une paramétrisation unique pour représenter à la fois les processus de collection et de rupture des gouttes de pluie. Pour cela, un paramètre empirique E_c a été introduit dans l'expression de [Berry et Reinhardt \(1974\)](#) afin de diminuer l'efficacité du processus de collection, signifiant que le processus de rupture est également actif. Une approche similaire à la paramétrisation de [Ziegler \(1985\)](#) est utilisée dans les schémas microphysiques de [Thompson et al. \(2008\)](#) et de [Morrison et al. \(2009\)](#). Ainsi, lorsque ces processus sont actifs, la variation de la concentration en nombre des gouttes dN_r peut être écrite sous la forme suivante :

$$dN_r = \alpha_{nr} E_c N_r RWC \quad (2.26)$$

où α_{nr} est un facteur de pondération dont la valeur est différente selon le schéma microphysique utilisé ([Thompson et al., 2008](#); [Morrison et al., 2009](#)), E_c correspond à l'efficacité de collection, N_r est la concentration en gouttes et RWC correspond au contenu en eau liquide précipitante. A noter que d'autres paramétrisations ont été développées à l'aide de la même approche que [Ziegler \(1985\)](#), pour représenter la collection et la rupture des gouttes de pluie (*e.g.* [Verlinde et Cotton \(1993\)](#) et [Seifert \(2008\)](#)).

En se basant sur les quelques observations effectuées par [Low et List \(1982b\)](#), [Ziegler \(1985\)](#) a établi une expression de type exponentiel dépendant de la taille des gouttes de pluie afin de décrire l'évolution du paramètre E_c . [Verlinde et Cotton \(1993\)](#) ont eux aussi déterminé une fonction de type exponentiel pour décrire ce paramètre alors que la paramétrisation de [Seifert \(2008\)](#) suit une approche linéaire. Dans les schémas de [Morrison et al. \(2009\)](#) et [Thompson et al. \(2008\)](#), l'efficacité de collection E_c est définie à l'aide des expressions de [Verlinde et Cotton \(1993\)](#) suivantes :

$$E_c = 1, \quad D_r < D_{th} \quad (2.27)$$

$$E_c = 2 - \exp[2300(D_r - D_{th})], \quad D_r \geq D_{th} \quad (2.28)$$

où D_{th} correspond à la taille limite à laquelle l'efficacité de collection commence de diminuer. D_{th} dépend du diamètre moyen massique dans le schéma de [Morrison et al. \(2009\)](#) et du diamètre médian volumique dans le schéma de [Thompson et al. \(2008\)](#), et il est égal à 300 μm et 1,6 mm, respectivement, dans ces deux schémas.

La collision et la rupture des gouttes de pluie sont des processus très importants pour décrire les caractéristiques des précipitations. Cependant, très peu d'observations sont disponibles, encore à ce jour, apportant ainsi des incertitudes importantes sur la méthode de représentation de chacun de ces processus mais également du paramètre numérique E_c . Par exemple, [Morrison et al. \(2012\)](#) ont montré que les paramétrisations du paramètre E_c citées ci-dessus ([Ziegler, 1985](#); [Verlinde et Cotton, 1993](#); [Seifert, 2008](#)) ont des évolutions très différentes.

A noter que dans ces différents schémas, l'activation des aérosols en gouttelettes nuageuses est représentée à l'aide de paramétrisations (Khvorostyanov et Curry, 1999, par exemple) correspondant à des versions modifiées de la formulation en loi puissance de Twomey (1959). Dans le schéma de Thompson et Eidhammer (2014), où les aérosols peuvent également être initialisés à l'aide d'observations, deux modes (lognormaux) distincts caractérisant les particules ayant une capacité CCN ou une capacité INP sont utilisés. Dans ce schéma, la nucléation des gouttelettes est calculée à l'aide de tables qui ont été déterminées au préalable avec un modèle utilisant une microphysique plus sophistiquée. Aussi, d'autres schémas traitent les particules d'aérosol (ou les CCN) mais de manière pronostique (Lebo et Morrison, 2013, par exemple) en se limitant toutefois à un seul type d'aérosol. Dans ce cas, les variables pronostiques considérées sont : les rapports de mélange en masse des aérosols contenus dans les gouttes nuageuses ($q_{a,c}$) ou dans les gouttes précipitantes ($q_{a,r}$), et le rapport de mélange en masse des aérosols non-activés (q_a), le nombre des aérosols non-activés (N_a) et le nombre des aérosols précédemment activés ($N_{a,act}$).

En ce qui concerne la formation de la glace, les différents mécanismes de nucléation hétérogène des cristaux ne sont pas encore clairement identifiés, mais suggèrent une forte dépendance à la composition chimique et la taille des INP ainsi que leurs propriétés cristalline et de surface (Kanji et al., 2017). Dans les modèles à moments, la nucléation hétérogène de la glace peut être représentée à l'aide de paramétrisations prenant en compte la composition chimique, la concentration en nombre ou les propriétés de surface des INP (par exemples, Khvorostyanov et Curry, 2004; Phillips et al., 2008). Cependant, la plupart des schémas microphysiques à deux moments considérant le processus de nucléation hétérogène utilise la formulation classique de Meyers et al. (1992) qui est essentiellement fonction de la sursaturation mais indépendante des propriétés de la population existante d'aérosols.

Récemment, des schémas microphysiques à deux moments décrivant les particules d'aérosol à l'aide d'une approche multimodale pronostique ont été développés, tels que LIMA (*Liquid, Ice, Multiple Aerosols*; Vié et al. (2016); Lac et al. (2018)) et CASIM (*Cloud-AeroSol Interacting Microphysics*; Miltenberger et al. (2018a,b)). Les variables pronostiques utilisées pour représenter les aérosols sont analogues à certaines variables utilisées dans Lebo et Morrison (2013). Chacun des modes utilisés correspondent à des types spécifiques d'aérosol caractérisés par leurs propriétés physico-chimiques (densité, composition chimique...), et leur capacité à agir comme noyaux de condensation (CCN) ou noyaux glaçogènes (INP) en fonction de leur solubilité. Ces modes sont représentés par une distribution en taille lognormale. Les schémas CASIM et LIMA permettent ainsi de considérer les processus de nucléation des gouttelettes nuageuses (Abdul-Razzak et Ghan, 2000; Cohard et Pinty, 2000) (avec une formulation modifiée de Twomey (1959) et une sursaturation diagnostique), la nucléation hétérogène des cristaux de glace (DeMott et al., 2010; Phillips et al., 2008) mais aussi la variabilité de la concentration en nombre des aérosols après activation, évaporation des gouttes ou sublimation des cristaux de glace, et le lessivage par les précipitations (exclusivement pris en compte dans LIMA selon Berthet et al. (2010)).

b Représentations dans les modèles « bin »

Le premier modèle tridimensionnel utilisant une microphysique « bin » a été développé par Takahashi (1981). Ce modèle considérait les processus microphysiques de la phase liquide grâce à un spectre dimensionnel pour les gouttes qui était discrétisé en 59 classes. Les interactions aérosols-nuages n'étaient cependant pas représentées dans ce schéma microphysique.

Par la suite, des schémas microphysiques « bin » ont été développés afin d'étudier les interactions aérosols-nuages. Kogan (1991), qui a réalisé un premier travail dans un cadre

dynamique tridimensionnel, a développé un schéma où seuls les processus microphysiques de la phase liquide du nuage sont considérés. Les processus microphysiques liés à la phase glacée du nuage ont été ajoutés ultérieurement (Ovtchinnikov et Kogan, 2000). Au cours de la même période, d'autres schémas de ce type sont apparus, avec entre autres, ceux de Fridlind et al. (2004); Lynn et al. (2005); Khain et al. (2010). Ces trois différents schémas ont tous une grille pour les particules d'aérosol et les gouttes avec plus ou moins de classes et recouvrent un intervalle de taille plus ou moins large. Par contre, le nombre de grilles utilisées pour la représentation de la phase glace varie de une (Ovtchinnikov et Kogan, 2000; Fridlind et al., 2004) à trois (Lynn et al., 2005) distributions; la forme et la densité des particules de glace considérées sont aussi différentes.

Les schémas de Kogan (1991); Lynn et al. (2005); Khain et al. (2010) considèrent les processus microphysiques liés à la phase liquide du nuage de manière très similaire. La nucléation des gouttes est décrite à l'aide d'une expression modifiée de la formulation de Twomey (1959). Ensuite, les transferts entre le réservoir des particules d'aérosol et celui des gouttes sont gérés en accord avec les travaux de Mordy (1959) et d'Ivanova et al. (1977) (permettant ainsi de déterminer le rayon des gouttes nouvellement formées). Le processus qui diffère énormément dans la représentation entre ces trois schémas est la régénération des aérosols après évaporation des gouttes. A l'origine, ce processus n'est pas pris en compte dans Kogan (1991). Cependant, dans un deuxième temps, Kogan et al. (1995) considèrent que lors de l'évaporation des gouttes, les particules d'aérosol sont régénérées dans les différentes classes du spectre qui ont été activées jusqu'à retrouver le nombre de particules d'aérosol spécifié initialement pour l'air ambiant. Cette procédure ne tient donc pas compte des effets des nuages sur la distribution des particules d'aérosol. Dans Lynn et al. (2005) et Khain et al. (2010), l'évaporation des gouttes ne donne lieu à aucune production d'aérosol puisque dès lors que les aérosols sont activés et transformés en gouttelettes, ces schémas perdent leur trace. Les processus microphysiques de la phase liquide du nuage suivent les travaux de Ackerman et al. (1995) dans le schéma de Fridlind et al. (2004). Dans ce schéma, l'activation des aérosols est déterminée à l'aide de l'équation de Köhler par le calcul de la sursaturation critique S_{crit} pour les tailles de particules considérées. A l'évaporation des gouttes, il est supposé qu'en connaissant le volume total des particules d'aérosol dans les gouttes, ce volume est redistribué sur la grille des aérosols en suivant une loi de probabilité lognormale (Turco et al., 1979).

En ce qui concerne les interactions entre les particules d'aérosol et la phase glacée du nuage, les différents schémas utilisent des représentations assez similaires pour la nucléation hétérogène des cristaux de glace. Dans Ovtchinnikov et Kogan (2000), le schéma prend en compte les quatre différents mécanismes : la congélation par immersion suit les travaux de Vali (1975), la congélation par contact est décrite à l'aide d'une paramétrisation (Meyers et al., 1992) qui est fonction de la température développée à l'aide d'observations, et les deux derniers mécanismes sont représentés selon les travaux de Meyers et al. (1992). Dans Lynn et al. (2005) et Khain et al. (2010) seulement trois mécanismes de nucléation hétérogène sont considérés. En effet, d'après Lynn et al. (2005), le processus de congélation par contact semble être moins efficace et n'est donc pas représenté. Tous les autres mécanismes sont représentés de la même manière que dans le schéma de Ovtchinnikov et Kogan (2000). Quant au module de Fridlind et al. (2004), le processus de nucléation hétérogène est également décrit selon Meyers et al. (1992).

c Spécificités du schéma microphysique DESCAM

Le schéma de microphysique « bin » DESCAM (*DEtailed SCAvenging Model*) a depuis sa création dans les années 80, été spécialement conçu pour l'étude des interactions aérosols-nuages (Flossmann et al., 1985; Flossmann et Pruppacher, 1988). Comme le montre Flossmann

et Wobrock (2010), au cours des années, le cadre dynamique auquel DESCAM a été couplé a évolué passant par des formalismes parcelle d’air (Flossmann et al., 1985), 1D1/2 (Monier et al., 2006; Leroy et al., 2006; Hiron et Flossmann, 2015), 2D (Flossmann et Pruppacher, 1988) et enfin 3D (Leroy et al., 2009; Planche et al., 2010, 2014; Kagkara et al., 2020).

Dans sa version tridimensionnelle, DESCAM utilise plusieurs fonctions de distribution. Deux distributions en nombre $f_{AP}(m_{AP})$ et $f_d(m)$ pour décrire les particules d’aérosol humides et les gouttes où m_{AP} est la masse des particules d’aérosol humides et m est la masse des gouttes. La description de la masse de particule d’aérosol dans les gouttes est donnée par la distribution en masse $g_{AP,d}(m)$. Ces différentes distributions sont discrétisées en 39 classes, selon une grille logarithmique, balayant des tailles de gouttes de $1\ \mu\text{m}$ à $12\ \text{mm}$ environ et des tailles de particules d’aérosol de $1\ \text{nm}$ à $7\ \mu\text{m}$ environ. Le rapport entre $g_{AP,d}(m)$ et $f_d(m)$ permet ainsi de déterminer la masse moyenne $\bar{m}_{AP}(m)$ d’aérosol dans une goutte de masse m . La phase glace est décrite par deux fonctions supplémentaires $f_i(m_i)$ et $g_{AP,i}(m_i)$ qui sont analogues à $f_d(m)$ et $g_{AP,d}(m)$. Comme pour les grilles utilisées pour les particules d’aérosol humides et pour les gouttes, la grille utilisée pour les cristaux est en masse (m_i). La grille des cristaux a été construite à partir de celle des gouttes de sorte que si on considère une goutte de la i -ème classe, elle a alors la même masse que le cristal de la i -ème classe. Ceci assure ainsi la conservation de la masse au cours du passage entre le réservoir des gouttes à celui des cristaux, et inversement. De plus, pour les cristaux de glace, la conversion de la grille en masse vers une grille en taille dépend de la relation masse-diamètre considérée. Au total, 195 variables (5×39 classes) sont donc pronostiquées pour déterminer l’évolution spatiale et temporelle des aérosols et des hydrométéores dans DESCAM (voir tableau 2.1).

Contrairement à la majorité des autres modèles « bin » décrits dans la section 2.1.2b qui représentent la nucléation des gouttes à l’aide d’une expression modifiée de Twomey (1959), DESCAM décrit le processus d’activation à l’aide de la notion de rayon d’activation r_{act} qui est dérivé de l’équation de Köhler (Pruppacher et Klett, 1997). L’équation de Köhler relie, pour une particule d’aérosol dont le rayon sec r_N est connu, la taille d’équilibre r de cette particule à l’humidité relative qui règne dans le milieu. Le rayon d’activation correspond à la taille définie par l’extremum de la courbe de Köhler. Comme, dans DESCAM, 3 des 5 distributions utilisées sont vouées à la description des particules d’aérosol interstitielles et résiduelles, il est possible de traiter la régénération des aérosols après évaporation des gouttes ou sublimation des cristaux, mais aussi de conserver la masse des particules d’aérosol. Une fois les gouttelettes formées dans un environnement sursaturé, leur taille augmente par condensation de vapeur et/ou par collision/coalescence jusqu’à atteindre une taille critique précipitante (voir Flossmann et Wobrock (2010) pour une description complète du schéma microphysique).

Dans DESCAM, les gouttes mais aussi les particules d’aérosol peuvent former des cristaux de glace par les processus de nucléation homogène et hétérogène qui sont respectivement décrits à l’aide des travaux de Koop et al. (2000) et Meyers et al. (1992). La croissance des cristaux de glace par dépôt de vapeur d’eau est traitée de manière explicite à l’aide de taux de croissance (Pruppacher et Klett, 1997) déterminés pour chacune des classes de la grille à l’aide de la sursaturation par rapport à la glace. Les processus de collection entre gouttelettes d’eau surfondue et cristaux de glace (processus de givrage) ou entre plusieurs cristaux de glace (agrégation) sont également pris en compte (Flossmann et Wobrock, 2010). Enfin, la fonte des cristaux de glace est représentée soit de manière instantanée à l’isotherme 0°C ou de manière non-instantanée. Dans ce dernier cas, une grille de 30 classes caractérisant les cristaux subissant la fonte ou les cristaux en phase mixte a été ajoutée à DESCAM (Planche et al., 2014).

Les divers modèles ou techniques de modélisation permettent d'apporter des éclairages différents pour répondre à différents objectifs scientifiques : évaluation de la représentativité des précipitations dans un modèle numérique, comprendre l'impact des particules d'aérosol sur l'évolution de systèmes nuageux, développer des paramétrisations à l'aide de modèles utilisant une microphysique sophistiquée afin de les implémenter dans des modèles utilisant une représentation paramétrée de la microphysique... Ma démarche de travail a toujours été d'étudier la microphysique nuageuse à l'échelle des processus afin de mieux comprendre leurs impacts sur la formation et l'évolution des systèmes nuageux convectifs (systèmes nuageux ayant une dynamique plus ou moins intense). Depuis ma thèse, j'ai donc utilisé différents modèles ayant des représentations de la microphysique variées : le MetUM où la microphysique est représentée à l'aide d'un schéma à un seul moment, le modèle WRF couplé à des schémas microphysiques à deux moments et le modèle Clark-DESCAM utilisant une microphysique (bin) détaillée. Il faut toutefois noter que toutes mes études portant sur l'analyse des impacts des particules d'aérosols sur les propriétés nuageuses et/ou précipitantes d'un système convectif (dont la synthèse est disponible dans le chapitre 2.2) ont été réalisées avec le schéma microphysique DESCAM.

2.2 Synthèse des travaux

Les précipitations sont le résultat de processus météorologiques extrêmement variables, et ceci, quelle que soit l'échelle spatiale ou temporelle considérée. L'hétérogénéité et l'intermittence du phénomène précipitant, ainsi que sa nature, font des précipitations une grandeur physique encore difficile à prévoir. Pourtant, les enjeux liés à la prévision des précipitations sont considérables : agriculture, tourisme, transport... surtout dans le contexte actuel de climat changeant. Deux des problèmes majeurs identifiés dans cette prévision sont (i) le traitement de la microphysique nuageuse dans les modèles, et en particulier les incertitudes liées : à la représentation des hydrométéores et aux processus, et aux lacunes encore existantes dans nos connaissances en physique des nuages sur les taux associés à certains processus microphysiques (Morrison et al., 2020), et (ii) la compréhension des interactions des systèmes précipitants avec les particules d'aérosol (GIEC, 2013).

Pour réduire toutes ces incertitudes, la communauté scientifique intensifie les observations et les études des systèmes précipitants. En effet, des réseaux denses de pluviomètres, auxquels s'ajoutent des disdromètres, permettent localement des mesures directes et précises sur les précipitations. Depuis quelques années, des développements innovants en télédétection active (ex. les radars) permettent d'avoir des données de plus en plus détaillées sur les précipitations. De plus, de nombreuses campagnes de mesures aéroportées sont réalisées afin d'étudier les propriétés des nuages précipitants à l'aide de mesures in-situ. La complémentarité des différents instruments de mesure permet de mieux caractériser les nuages et les précipitations ainsi que les aérosols.

Dans ce contexte et au vu des verrous scientifiques restants dans la prévision des précipitations, il est donc primordial d'aborder le problème dans son ensemble et ce par le biais de la modélisation à haute résolution. Mes différentes activités de recherche qui visent à contribuer à l'amélioration de la représentation des processus nuageux et des interactions aérosols-nuages dans le but d'améliorer la prévision des précipitations, sont réalisées à l'aide d'une synergie forte entre des observations et de la modélisation à haute résolution. En effet, cette complémentarité entre la modélisation et les observations peut être utilisée à l'aide de comparaisons pour, d'une part, améliorer la prise en compte des processus dans les modèles et, d'autre part, tester/améliorer ou aider à l'interprétation des observations.

Ainsi, depuis ma thèse, mes travaux se sont développés autour de deux axes principaux qui seront décrits dans les sections suivantes :

1. L'étude des processus microphysiques à l'aide d'observations in-situ et/ou radars au sol et/ou aéroportées dans le but d'améliorer la représentation des processus nuageux et des précipitations dans les schémas à microphysique paramétrée (ou à moments) et détaillée ;
2. L'analyse de l'impact des particules d'aérosol sur les systèmes nuageux précipitants afin de mieux comprendre les processus mis en jeu et ainsi proposer des pistes d'amélioration à la prévision de ces systèmes nuageux, d'autant plus dans le contexte actuel de climat changeant.

Les liens entre la dynamique atmosphérique et la microphysique nuageuse étant complexes, mes différentes activités de recherche se sont focalisées sur des systèmes convectifs ayant une intensité de pluie plus ou moins intense et qui ont été observés aux moyennes latitudes en plaine ou au-dessus de massifs montagneux. En effet, les différents systèmes précipitants que j'ai étudiés ont été observés lors de campagnes de mesures qui se sont déroulées en Europe de l'Ouest ou aux États-Unis :

Cas COPS (IOP15a) : système précipitant peu intense (Planche, 2011; Planche et al., 2010, 2013; Labbouz et al., 2013) qui s'est développé au-dessus des Vosges lors de la

campagne internationale *Convective and Orographically induced Precipitation Study* en été 2007 (Kottmeier et al., 2008; Wulfmeyer et al., 2008; Richard et al., 2009; Wulfmeyer et al., 2011);

Cas CSIP (IOP6 & 8) : deux systèmes peu intenses qui se sont formés sur la partie Sud de l'Angleterre (Planche et al., 2015) et qui ont été observés lors de la campagne *Convective Storms Initiation Project* en été 2005 (Browning et al., 2007);

Cas SGP : système intense de type ligne de grains (Tridon et al., 2019a; Planche et al., 2019) qui a été observé au super-site instrumenté « Southern Great Plains » (Oklahoma) du programme américain ARM (Atmospheric Radiation Measurement) le 12 juin 2011;

Cas HyMeX (IOP7a) : système précipitant intense de type Cévenol (Kagkara, 2019; Kagkara et al., 2020; Arteaga et al., 2020) qui s'est développé au Sud du Massif Central, plus précisément sur les reliefs des Cévennes-Vivarais, lors de la première période intensive d'observations (SOP1), du programme *HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment*, qui s'est déroulée en automne 2012 (Ducrocq et al., 2014).

Les détails des différentes études sont fournis dans les références indiquées ci-dessus. Par la suite, seule une synthèse de ces travaux est donnée pour chacun des deux différents axes de recherche identifiés.

2.2.1 Etudier les propriétés microphysiques des nuages et des précipitations

L'étude des propriétés microphysiques des nuages et des précipitations a été réalisée avec une approche similaire quel que soit le système précipitant étudié, à savoir une analyse comparative entre les observations et les résultats de simulation obtenus. Comme indiqué précédemment (section 2.1), les simulations ont, à chaque fois, été faites à l'aide d'un modèle dynamique 3D (le modèle de Clark et Hall, le MetUM ou WRF (Clark et al., 1996; Davies et al., 2005; Skamarock et al., 2008)) couplé soit au module de microphysique détaillée DESCAM ou à un schéma de microphysique à moments pour lesquels les aérosols ne sont pas considérés (voir tableau 2.1) (Wilson et Ballard, 1999; Thompson et al., 2008; Morrison et al., 2009, appelés ci-après, WB99, THOM, MORR).

Les diverses simulations ont été réalisées avec des domaines imbriqués afin d'obtenir des résultats de modélisation à fine résolution horizontale ($\Delta x \leq 1$ km). Cette technique permet également de conserver l'influence des conditions atmosphériques présentes à des échelles synoptiques sur la région d'intérêt. Selon les cas d'étude, les points de la grille verticale sont répartis de manière équidistante ou non-équidistante tout en gardant une résolution fine ($\Delta z \leq 300$ m) aux altitudes où les processus microphysiques du nuage sont efficaces. Pour la majorité des situations, l'initialisation des conditions thermodynamiques et dynamiques de l'atmosphère a été faite à l'aide de données de grandes échelles fournies par le CEPMMT (Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme) : les ré-analyses Era-Interim (EI) (Dee et al., 2011) ou les données de l'IFS (Integrated Forecasting System ; données opérationnelles produites par le modèle Cy40r1²). Les tableaux 2.2 et 2.3 synthétisent les modèles utilisés et les propriétés d'initialisation appliquées pour les simulations des différents systèmes précipitants étudiés.

Afin de contraindre les simulations, les observations et les produits d'inversion disponibles ont le plus souvent été comparés aux résultats de modélisation en utilisant des statistiques d'ensemble permettant d'isoler certaines signatures du système précipitant étudié tout en s'affranchissant des erreurs de localisation du modèle utilisé. De plus, les analyses comparatives directes (c'est-à-dire sans outils statistiques) qui ont été réalisées dans le but de vérifier d'un

2. <https://www.ecmwf.int/en/publications/ifs-documentation>

Cas d'étude	Module dynamique	Schéma microphysique
COPS	Clark et Hall	DESCAM
CSIP 6 & 8	MetUM	WB99
HyMeX	WRF Clark et Hall	THOM & MORR DESCAM
SGP	WRF	THOM & MORR

TAB. 2.2 – Synthèse des configurations de modélisation utilisées pour simuler les différents cas d'étude. Les références bibliographiques décrivant les spécificités des différents modules de dynamique et schémas microphysiques sont données dans la section 2.2.1.

Cas d'étude	Conditions atmosphériques	Nombre de domaines	Propriété du domaine le plus imbriqué	
			Δx	Δz
COPS	Sondage observé à Nîmes	2	250 m	200 m
CSIP 6 & 8	GA.3.0 (Walters et al., 2011)	4	333 m	≈ 300 m
HyMeX	IFS ou EI	3	500 m	≈ 180 m
SGP	EI	3	1 km	≈ 250 m

TAB. 2.3 – Synthèse des conditions d'initialisation utilisées pour simuler les différents cas d'étude. Lorsque la résolution verticale est variable selon le profil, la valeur approximative donnée indique la valeur moyenne de cette résolution aux altitudes où le système nuageux étudié est présent. Plus de détails sur les différents cas d'étude et les configurations utilisées dans les références listées dans la section 2.2.

point de vue qualitatif les résultats des modèles en termes de localisation, d'étendue spatiale, d'évolution temporelle ou encore d'intensité ont essentiellement été réalisées sur des champs de données à l'échelle d'un bassin versant ou d'une région en s'assurant de la représentativité de l'étude.

Les analyses comparatives observations-modélisations décrites dans les paragraphes suivants ont permis d'évaluer les différents schémas microphysiques utilisés mais aussi d'extraire des signatures microphysiques pour les nuages et les précipitations étudiés, que ce soit à l'échelle des champs nuageux et précipitants ou à l'échelle des gouttes et des cristaux de glace.

a Hétérogénéités spatio-temporelles des précipitations à la surface

La thèse de C. Kagkara (soutenue en 2019) que j'ai co-encadrée avec A. Flossmann portait sur les événements de précipitations intenses, de type cévenol, qui se forment régulièrement en automne sur les massifs des Cévennes, dans le Sud de la France. Un des objectifs de cette thèse était de tester si le module de microphysique (bin) détaillée DESCAM était capable de reproduire, sur le relief complexe des Cévennes, les précipitations associées à un événement précipitant de ce type, comme l'IOP7a qui fût observé lors de la campagne de mesures HyMeX le 26 septembre 2012. Ce cas d'étude a également été analysé lors des stages (que j'ai encadrés) de Master 1 & 2 de D. Arteaga. L'objectif principal était alors d'étudier ce cas HyMeX à l'aide du modèle WRF utilisant une microphysique à moments (MORR ou THOM) et de confronter les résultats à ceux obtenus avec DESCAM. Ceci dans le but d'évaluer les capacités de ce modèle utilisant une microphysique paramétrée à reproduire les précipitations sur un relief complexe et d'évaluer l'impact des hypothèses considérées dans ces modèles sur l'évolution des précipitations.

Pour ce cas d'étude, les observations obtenues à l'aide des radars du réseau français ARA-

MIS (Application RAdar à la Météorologie Infra-Synoptique) indiquent une accumulation maximale de pluie de 115 mm pendant 5 h (c.-à-d. à 12:00 UTC) sur les massifs des Cévennes-Vivarais (figure 2.4a). Les cumuls correspondant à de fortes précipitations (≥ 50 mm) recouvrent une surface d'environ 1060 km² et ces grandes quantités de pluie semblent avoir été causées par la formation permanente de nouvelles cellules convectives sur le relief des Cévennes.

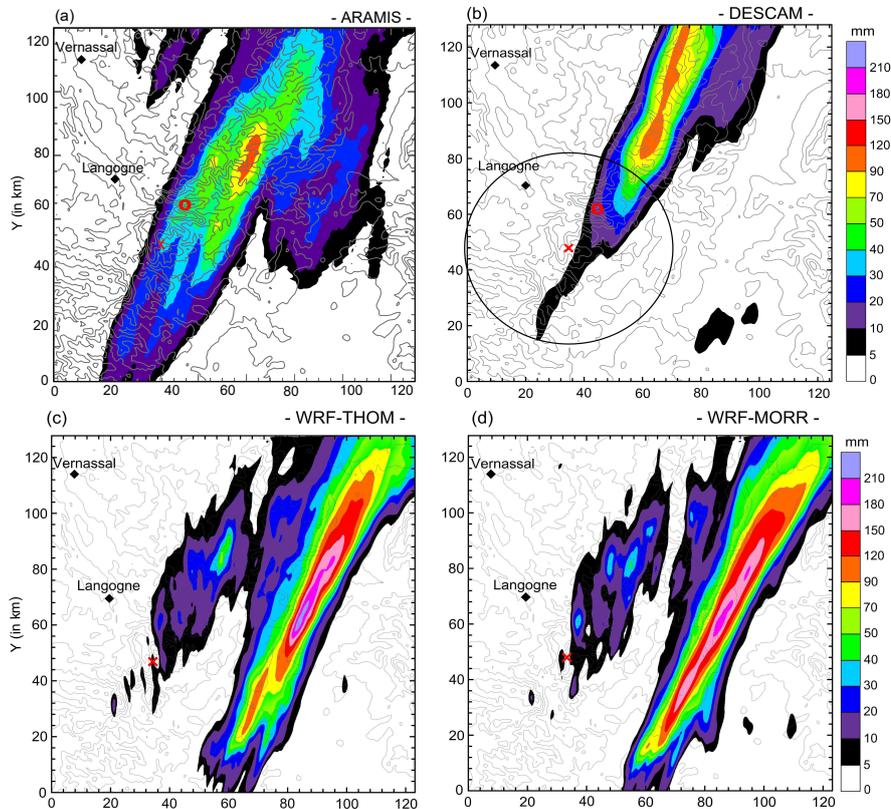


FIG. 2.4 – Cumul de pluie au sol obtenu par le réseau d'observations ARAMIS à 12:00 UTC (a) et modélisé avec DESCAM (b), avec WRF-THOM (c) et WRF-MORR (d) après 12 h de simulations. La croix rouge indique la position du radar en bande X du LaMP déployé lors de la campagne de mesures HyMeX. Sa portée maximale est représentée par le cercle noir sur la figure b. Le cercle rouge indique la position du disdromètre de La Souche. Figures issues de [Arteaga et al. \(2020\)](#).

Les simulations réalisées avec DESCAM reproduisent assez convenablement la localisation du maximum de pluie ainsi que la surface couverte par les plus forts cumuls de précipitation (≥ 50 mm). Cependant, le modèle sous-estime d'un facteur 2 la surface où les cumuls de pluie sont plus faibles. Une étude de l'évolution temporelle du champ de pluie à la surface montre que le déclenchement de la convection a lieu sur une plus large zone dans les observations que dans les simulations ([Kagkara et al., 2020](#), Fig.7a). Il est possible que les conditions initiales et aux limites imposées par les données IFS à 00:00 UTC et 12:00 UTC tous les 0,25° de latitude et de longitude fournissent une structure trop homogène pour les champs de vent, de température et d'humidité. En effet, le modèle ne peut reproduire les petites hétérogénéités atmosphériques existantes en conditions réelles entre 00:00 UTC et 06:00 UTC. Ces différences, par exemple pour l'humidité atmosphérique, deviennent visibles lorsque l'on étudie la formation de la pluie au sol puisque celle-ci est retardée d'une heure et décalée de 25 km vers le Nord dans les simulations ([Kagkara et al., 2020](#)). A l'avenir, afin de pouvoir reproduire les fortes hétérogénéités spatiales et temporelles des précipitations, les simulations pourront être initialisées et forcées avec les nouvelles ré-analyses ERA5³ qui sont disponibles

3. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>

plus fréquemment (toutes les heures) et avec une résolution horizontale un peu plus fine (30 km) qu'IFS (ou EI).

Des comparaisons supplémentaires avec les observations du radar en bande X (voir sa position et sa portée maximale sur la figure 2.4b) à haute résolution spatiale (60 m) montrent que les simulations réalisées avec DESCAM reproduisent bien la localisation, l'évolution et l'intensité moyenne des précipitations du cas HyMeX (figure 2.5). Néanmoins, la résolution horizontale de simulation n'est pas suffisante pour résoudre la structure à fine échelle des cellules convectives formées. Le champ des réflectivités radar simulé a un caractère plus continu (ou moins hétérogène) et l'intensité des précipitations qui en résultent atteignent des maximums moins élevés dans DESCAM⁴ que dans les observations (Artega et al., 2020, Fig. 5). Une résolution horizontale de 50-100 m serait sûrement plus adaptée pour représenter les hétérogénéités observées des précipitations.

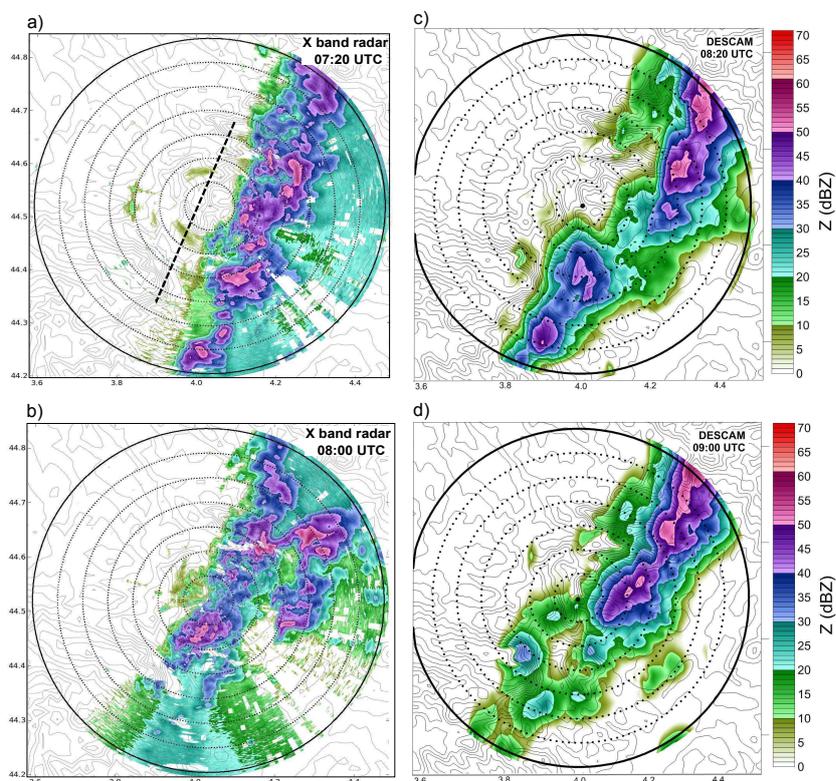


FIG. 2.5 – Champ de réflectivité radar mesuré par le radar en bande X du LaMP (a-b) et obtenu avec DESCAM (c-d) à 07:20 UTC (a, c) et à 08:00 UTC (b, d), en considérant le retard d'une heure dans les simulations. Les pas de temps choisis correspondent aux périodes de précipitations intenses. La représentation de ces images est en Plan Position Indicator (PPI), c'est à dire selon l'angle d'élévation de 1.5° du faisceau de mesures. Le trait en pointillés montre la ligne de crêtes du massif montagneux. Figures issues de [Artega et al. \(2020\)](#).

La figure 2.4 montre également les cumuls de pluie au sol obtenus à l'aide du modèle WRF et des schémas de microphysique à moments THOM et MORR. Dans ces deux simulations, la pluie accumulée à la surface est organisée selon une bande orientée dans une direction similaire à celle observée. Cependant, cette bande de pluie est décalée d'environ 20 km à l'Est. Après

4. Ce simulateur d'observable simple a été développé lors de ma thèse ([Planche, 2011](#)) pour étudier le système convectif peu intense de COPS. Le facteur de réflectivité radar est calculé à l'aide du moment d'ordre 6 de la distribution en taille des hydrométéores simulés (approche de Rayleigh) et en supposant aucune atténuation du signal par les pluies.

12 h d'intégration, les cumuls de pluie au sol les plus importants sont largement surestimés dans les simulations WRF-THOM et WRF-MORR. L'évolution temporelle de la quantité moyenne de pluie sur le domaine le plus imbriqué montre que les précipitations commencent plus tôt dans les simulations WRF que dans DESCAM ou dans les observations, et que les simulations WRF ne peuvent reproduire la période de pluie éclair observée entre 06:00 et 09:00 UTC alors que DESCAM reproduit ces précipitations intenses mais sur une durée deux fois plus courte qu'observée (Arteaga et al., 2020). Enfin, même si la pluie totale est surestimée d'environ 40% dans les simulations WRF, la quantité moyenne de pluie est sous-estimée (de $\approx 22\%$) dans WRF-THOM et dans WRF-MORR car la surface irriguée est beaucoup plus étendue (+32%) que dans les observations.

Afin d'identifier l'origine de ces différences, les caractéristiques thermodynamiques et dynamiques simulées par les différents modèles ont été étudiées et ont montré qu'associé à une forte humidité de basses couches le système convectif est initié par le relief complexe des Cévennes dans DESCAM, alors que dans les simulations WRF la formation du système convectif est déclenchée par une convergence de flux humides dans les basses couches de l'atmosphère. Cette convergence est située à 10-15 km en amont de la zone montagneuse (figure 2.6).

Une étude de sensibilité, pour laquelle aucun schéma microphysique n'est utilisé dans WRF (étude détaillée dans Arteaga et al. (2020)), a montré que la convergence de flux dans les basses couches de l'atmosphère simulée dans WRF-THOM et WRF-MORR semble être induite par des effets diabatiques liés à la microphysique (c.-à-d. la chaleur latente libérée lors de la formation des nuages) sur les propriétés dynamiques. En effet, la convergence de l'air en basses couches n'est plus présente si la microphysique nuageuse n'est pas prise en compte.

Pour ce cas HyMeX, l'utilisation de la microphysique détaillée permet de reproduire les précipitations les plus intenses observées sur le relief complexe des Cévennes alors que les schémas à moments semblent avoir des processus de formation des nuages qui, via la chaleur latente associée, impactent la dynamique de l'atmosphère et influencent l'évolution du système précipitant. Néanmoins, afin d'isoler l'impact de la représentation de la microphysique de celui lié aux processus dynamiques, il serait nécessaire de réaliser une simulation additionnelle dans laquelle le module de microphysique détaillée DESCAM serait couplé au cadre dynamique de WRF ou de coupler les schémas à moments de MORR et THOM au cadre dynamique du modèle de Clark et Hall. Cependant, le modèle de Clark et Hall étant de moins en moins utilisé par la communauté scientifique, mon choix s'est porté, en accord avec les perspectives du laboratoire, sur l'implémentation de DESCAM dans WRF. J'ai initié le développement de ce nouvel outil numérique dans le cadre du projet WRF-DESCAM et celui-ci se poursuit actuellement dans le cadre du projet IANuP (voir la partie 3 « Perspectives scientifiques » de ce document).

b Impact des processus microphysiques sur la distribution en taille des gouttes

Les modèles de prévision utilise une microphysique paramétrée (voir section 2.1) pour lesquels une des principales difficultés rencontrées est la modélisation de la distribution en taille des gouttes de pluie (DSD pour Drop Size Distribution). Comme les modèles à microphysique bin n'utilisent pas de distribution mathématique fixée pour représenter la DSD ($N(D)$), ils peuvent fournir des signatures importantes sur l'évolution spatiale, temporelle, *etc* de la DSD.

Ainsi, toujours dans le cadre du cas HyMeX, les résultats de modélisation obtenus à l'aide du module de microphysique (bin) détaillée DESCAM ont également été confrontés aux observations réalisées entre 07:30 et 09:10 UTC par le disdromètre déployé au site de La Souche lors de la campagne de mesures (voir position sur figures 2.4a-b et description de l'instrument dans le chapitre 3 du manuscrit de thèse de C. Kagkara (2019)). La figure 2.7 montre les dis-

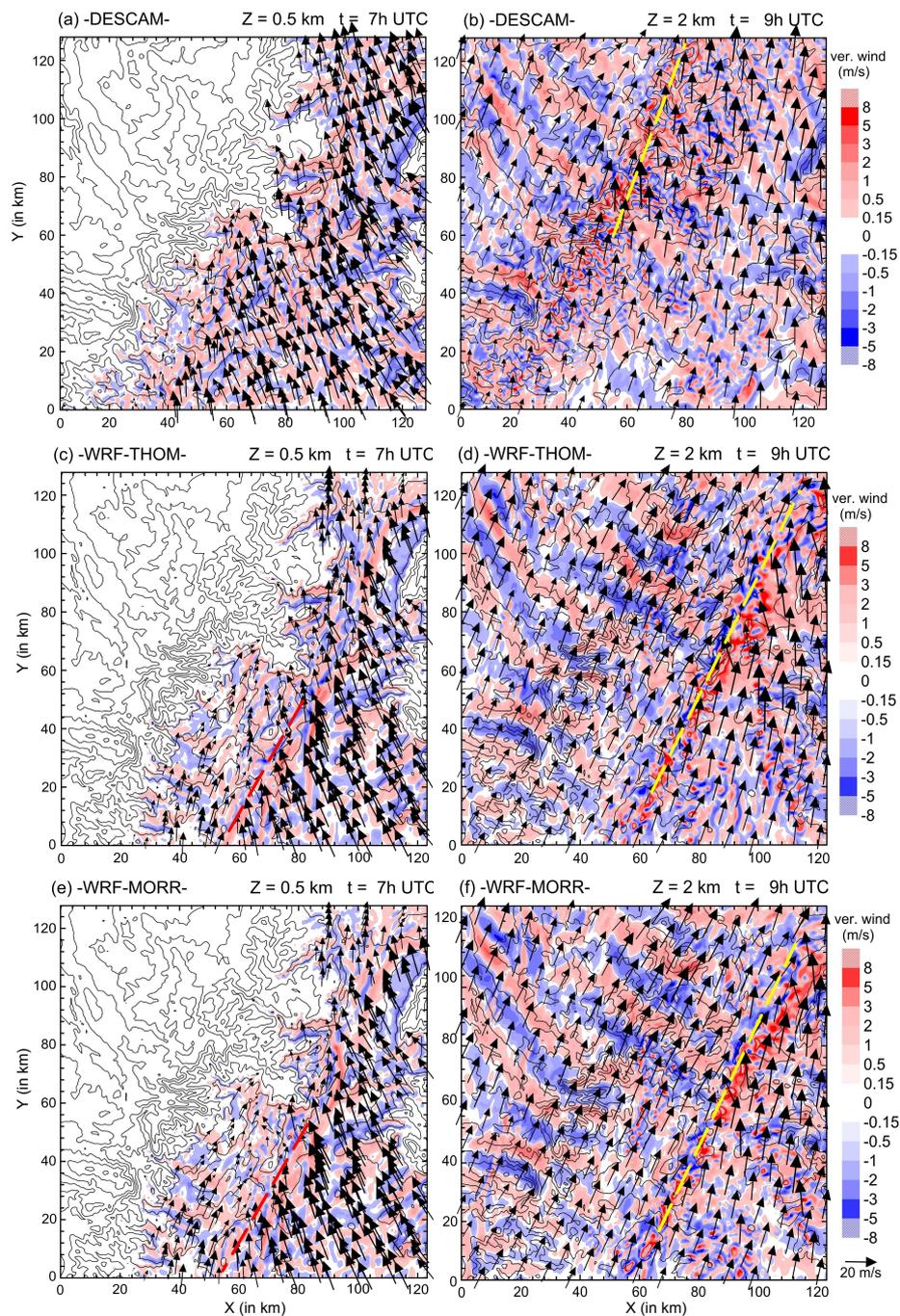


FIG. 2.6 – Vent horizontal (flèches) et vertical (échelle des couleurs) obtenus pour le domaine le plus imbriqué avec DESCAM (a-b), WRF-THOM (c-d) et WRF-MORR (e-f) sous et à la base du système nuageux à 07:00 UTC (a,c,e) et à 09:00 UTC (b,d,f), c'est à dire 1 h après le début et à la fin de la période des précipitations intenses. Les lignes pointillées rouges et jaunes illustrent la position, respectivement, de la convergence des vents horizontaux en basses couches de l'atmosphère et des précipitations intenses. Figures issues de [Arteaga et al. \(2020\)](#).

tributions moyennes en nombre et en masse des gouttes déduites des observations et simulées à l'aide de DESCAM pour quatre classes différentes de contenu en eau de pluie (RWC pour Rain Water Content). La figure 2.7a montre que la concentration en nombre augmente pour toutes les tailles de gouttes échantillonnées lorsque le RWC augmente, provoquant ainsi un élargissement de la DSD pour les RWC les plus importants car des grosses gouttes ($D > 5$ mm) font leur apparition. Lorsque le RWC augmente, DESCAM reproduit bien l'élargissement de

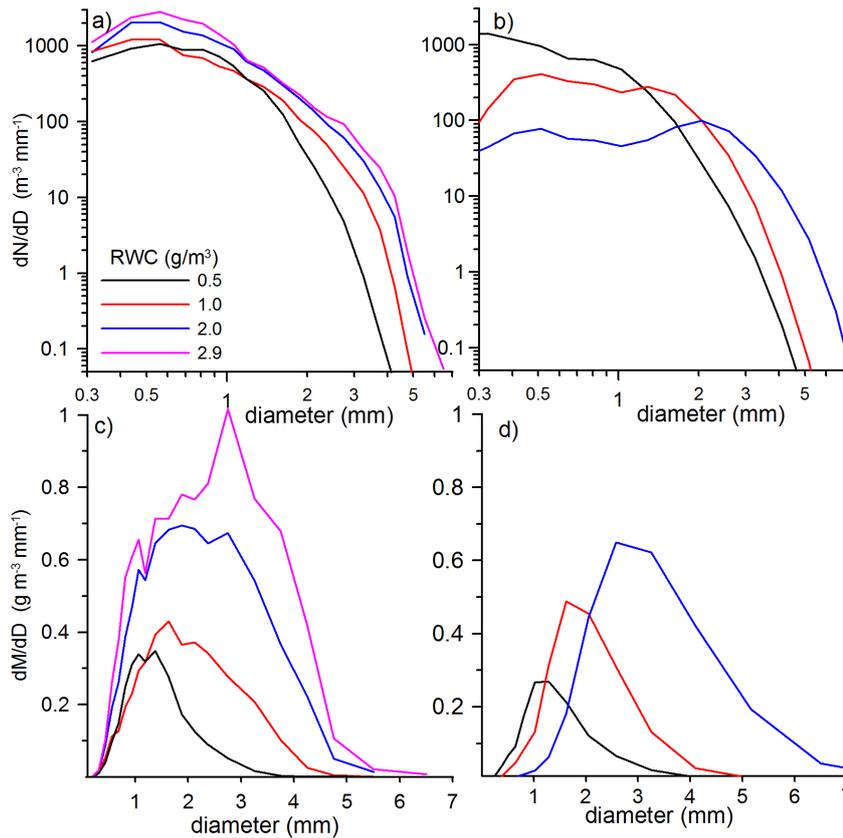


FIG. 2.7 – Distributions moyennes en nombre (a,b) des gouttes et distributions équivalentes en masse (c,d) des gouttes : (a,c) observées à l'aide du disdromètre déployé à La Souche (à 950 m a.s.l.) lors de la campagne HyMeX, et (b,d) simulées avec DESCAM. Les distributions ont été obtenues en moyennant les DSD pour lesquelles le contenu en pluie (RWC pour Rain Water Content) dévie de $\pm 20\%$ des valeurs données : 0,5, 1 et 2 g m^{-3} . La distribution moyenne obtenue pour le RWC de $2,9 \text{ g m}^{-3}$ a toutefois été obtenue en considérant toutes les DSD ayant un RWC compris entre 2,7 et $3,5 \text{ g m}^{-3}$. Il faut noter que, dans les simulations, seules les DSD de surface à une élévation comprise entre 900 et 1000 m d'altitude ont été considérées pour calculer la DSD moyenne. De plus, aucune DSD moyenne n'est fournie pour un RWC de $2,9 \text{ g m}^{-3}$ car celui-ci n'excède jamais $2,4 \text{ g m}^{-3}$ dans les simulations DESCAM. Figures issues de [Kagkara et al. \(2020\)](#).

la DSD mais simule une diminution de la concentration en nombre pour les gouttes avec des $D < 1,5 \text{ mm}$ (figure 2.7b). Dans les simulations, comme la base des nuages (où les gouttes de petites tailles prévalent) se trouve à environ 400 m au-dessus du sol (a.g.l.) (ou 1300-1400 m au-dessus du niveau de la mer (a.s.l.)), l'évolution de la DSD est essentiellement impactée par le processus de collision-coalescence qui provoque une augmentation de la taille des plus grosses gouttes et une réduction du nombre des petites gouttes. Cependant, le disdromètre étant situé à 950 m a.s.l., il est possible que la base des nuages ait parfois été en-dessous de cette altitude et expliquerait la présence des nombreuses gouttes de petits diamètres. L'analyse de [Zwibel et al. \(2016\)](#) pourrait soutenir cette hypothèse puisqu'en comparant les DSD observées par le disdromètre de La Souche avec les mesures réalisées par un second disdromètre situé à 350 m a.s.l. (c.-à-d. le site de plaine de Saint-Etienne-de-Fontbellon), il apparaît que la concentration en nombre des petites gouttes ($D < 1 \text{ mm}$) mesurée à La Souche soit 2-3 fois plus importante que pour le disdromètre situé en plaine. Par contre, pour ce second disdromètre, une diminution de la concentration en nombre des petites gouttes lorsque le RWC augmente, comme ce qui est obtenu dans DESCAM, n'est pas visible. En outre, d'autres études portant sur les observations d'événements précipitants intenses ([Thurai et Bringi, 2018](#); [Raupach et al., 2019](#)) confirment le comportement selon lequel la concentration en nombre des gouttes ne diminue

généralement pas lorsque la taille des gouttes diminue.

Aussi, le traitement du processus de breakup (ou rupture) des grosses gouttes pourrait expliquer les différences de comportement obtenues dans les simulations. Actuellement, seule la rupture spontanée des grosses gouttes est traitée dans DESCAM, selon les travaux de [Hall \(1980\)](#), et devient active pour des $D > 5$ mm. Il n'est pas possible d'exclure, surtout dans les conditions de forts RWC, qu'il se produise également des ruptures de gouttes après collisions ([Low et List, 1982b](#)) qui favoriseraient la formation de gouttes de plus petite taille. Une autre explication possible de la sous-estimation des gouttes de pluie avec des $D < 1,5$ mm est le manque de particules nuageuses ayant des tailles équivalentes, à des altitudes plus élevées. Pour ce cas HyMeX, une comparaison des distributions en taille des particules nuageuses simulées et observées à l'aide d'instruments aéroportés montrent une sous-estimation du nombre de cristaux de glace avec une taille inférieure à 1 mm (comparaison décrite dans la section 2.2.1.d).

Cette analyse montre donc que même avec une représentation (bin) détaillée de la microphysique il est difficile de reproduire les propriétés des DSD observées à la surface. En effet, lors de leur chute, les gouttes de pluie ayant une large gamme de taille et de concentration subissent les processus de collision-coalescence et de breakup (ou rupture) qui impactent fortement l'évolution verticale de la DSD. Il est donc nécessaire de contraindre les résultats des modélisations avec des observations sur l'ensemble de la couche atmosphérique où les précipitations sont présentes.

Récemment, des techniques innovantes utilisant des combinaisons de plusieurs radars au sol (dont l'un, au moins, doit avoir une longueur d'onde proche de la taille des hydrométéores observés (domaine de diffusion de Mie)) ont été développées afin d'améliorer les restitutions des mesures radars sur l'ensemble de la couche atmosphérique où les précipitations sont présentes.

Afin de développer ces techniques innovantes de restitution des mesures, les radars utilisés doivent être colocalisés et viser dans la même direction afin que l'ensemble des volumes d'échantillonnage concordent. Ainsi, comme les observations radars (réflectivité radar : Z) diffèrent selon la fréquence utilisée, leur combinaison permet d'obtenir la taille moyenne des hydrométéores présents dans le volume de mesure ([Matrosov, 1993](#)). De plus, comme l'atténuation du signal provoquée par les hydrométéores augmente avec la fréquence du radar utilisé, la différence du phénomène d'atténuation du signal subie par deux radars de fréquences différentes, appelée atténuation différentielle (ΔA), permet alors d'en déduire la masse d'eau condensée en phase liquide (combinaison de radars en bande K_a et W : [Hogan et al. \(2005\)](#); [Tridon et al. \(2013\)](#)). Enfin, selon les capacités des radars, d'autres mesures multifréquences peuvent être utilisées tels que les spectres Doppler (D_s) ([Tridon et Battaglia, 2015](#); [Tridon et al., 2017](#)) qui permettent de restituer la DSD par classes de taille. Cependant, le coût important des mesures multifréquences et le développement très récent des radars à hautes fréquences ([Kollias et al., 2007](#)) font qu'encore actuellement très peu de sites : les différents sites du réseau américain ARM, Chilbolton (Grande-Bretagne), Jülich (Allemagne), Hyytiälä (Finlande)... bénéficient d'une configuration instrumentale adaptée permettant le développement et l'application de ces nouvelles méthodes de restitution.

Dans le cadre du projet EMPORIUM (financement obtenu dans le cadre du programme LEFE IMAGO), qui a été réalisé en étroite collaboration avec l'équipe « radar » de l'institut *Earth Observations Sciences* de l'Université de Leicester (Angleterre), ces nouvelles techniques de restitution des observations radars multifréquences ont été utilisées afin d'évaluer la représentation de la microphysique de la pluie à haute résolution dans les modèles atmosphériques. Les observations d'une ligne de grains, réalisées le 12 juin 2011 depuis le site « Southern Great Plains » (SGP) en Oklahoma (réseau ARM), ont fourni un jeu de données conséquent et adapté à cette étude ([Tridon et al., 2019a](#)). Néanmoins, d'un point de vue modélisation, ce système précipitant de méso-échelle nécessitant des domaines numériques de taille importante,

les simulations ont été réalisées avec le modèle WRF couplé aux schémas microphysiques à moments de THOM et MORR (Planche et al., 2019) afin d’avoir des coûts en temps de calcul moins importants qu’en utilisant DESCAM (voir configuration dans le tableau 2.2).

La figure 2.8 montre l’évolution temporelle du champ de réflectivité radar mesuré par le radar en bande S situé à Vance en Oklahoma (radar appartenant au réseau météorologique américain NEXRAD *NEXt-generation RADar*). La ligne de grains (cas d’étude SGP), caractérisée par trois régions typiques ayant des différences marquées dans l’intensité de la réflectivité, se déplace vers le Sud-Est de l’état d’Oklahoma en passant par le site instrumenté SGP. Les champs de réflectivité radar observés à différents pas de temps (figures 2.8a,d,g) présentent un contraste important entre la ligne convective intense, située à l’avant du système, caractérisée par des hautes réflectivités correspondant à de fortes précipitations et la région stratiforme, à l’arrière, où les réflectivités sont modérées. A l’aide d’un radar UHF situé au site SGP, il est possible de voir que cette région stratiforme est marquée par la présence d’une bande brillante à environ 3-4 km d’altitude mettant en évidence l’isotherme 0°C où se produit la fonte des cristaux de glace (Tridon et al., 2019a). Comme cela est courant dans les systèmes de ligne de grains (Biggerstaff et Houze Jr., 1991), ces deux régions sont séparées par une zone de transition où les précipitations sont moins intenses et avec des réflectivités plus faibles. En utilisant les schémas de microphysique à moments de THOM et MORR, la modélisation est capable de reproduire l’étendue et l’évolution de la ligne de grains avec une ligne convective intense à l’avant du système et une large région stratiforme à l’arrière. Cependant, les deux schémas ne parviennent pas à reproduire la période de transition (d’une heure environ) observée (Planche et al., 2019). De plus, la réflectivité est significativement surestimée avec MORR, ce qui est en adéquation avec les travaux antérieurs réalisés sur des systèmes convectifs intenses (Lang et al., 2011; Varble et al., 2014; Fan et al., 2017).

Ces différences ont été approfondies à l’aide d’une étude de l’évolution verticale de la DSD restituée grâce à la technique d’inversion de Tridon et al. (2017) appliquée aux observations des radars en bande K_a et W situés au site SGP. Cette technique multifréquence est, cependant, limitée à des taux de précipitations faibles ou modérés car les radars de hautes fréquences (ou radars nuages) souffrent d’une forte atténuation du signal lorsque les précipitations sont intenses. De plus, les simulations ne reproduisant pas la zone de transition, l’analyse statistique⁵ comparant les observations et les résultats des simulations est focalisée sur la région stratiforme de la ligne de grains (figure 2.9).

Les profils moyens des différents paramètres⁶ (D_m et N_0^*) utilisés pour décrire la DSD (voir encart E.1 dans la section 2.1.1b) dans THOM et WRF sont représentés sur les figures 2.9a-b. Alors que le courant descendant et le rapport de mélange en eau précipitante q_r sont en bon accord avec les observations (figures 2.9c-d), et montre une diminution progressive de q_r en direction du sol pouvant s’expliquer par l’évaporation (figure 2.9e) présente dans cet environnement sous-saturé (figure 2.9f), les profils de D_m et N_0^* ne sont pas bien reproduits. Le schéma MORR produit une augmentation excessive de D_m vers le sol qui est compensée par une diminution excessive de N_0^* . Le schéma de THOM fournit des profils moyens pour D_m et N_0^* plus proches des observations mais avec une variabilité plus importante. Il faut noter cependant que les dernières modifications apportées au schéma de Thompson et al. (2008) pour

5. Les caractéristiques de la pluie étant très différentes selon les régions constituant la ligne de grains étudiée, une détection automatique des différents régimes de pluie a d’abord été réalisée en se basant sur les propriétés des réflectivités mesurées par le radar UHF et sur l’évolution du taux de précipitation à 2 km d’altitude (plus de détails dans Planche et al. (2019)). Ensuite, afin d’avoir une comparaison observation-modélisation la plus robuste possible, une analyse statistique a été développée en utilisant plusieurs sections temps-altitudes dérivées de différents points représentatifs situés le long de la ligne de grains (voir figure 2.8e).

6. Les expressions générales de ces paramètres suivent les travaux de Testud et al. (2001) et sont rappelées dans Tridon et al. (2019a). Dans THOM et MORR, comme $\mu = 0$, alors $N_0^* = 4N_r/D_m$ où N_r correspond à la concentration en nombre des gouttes de pluie.

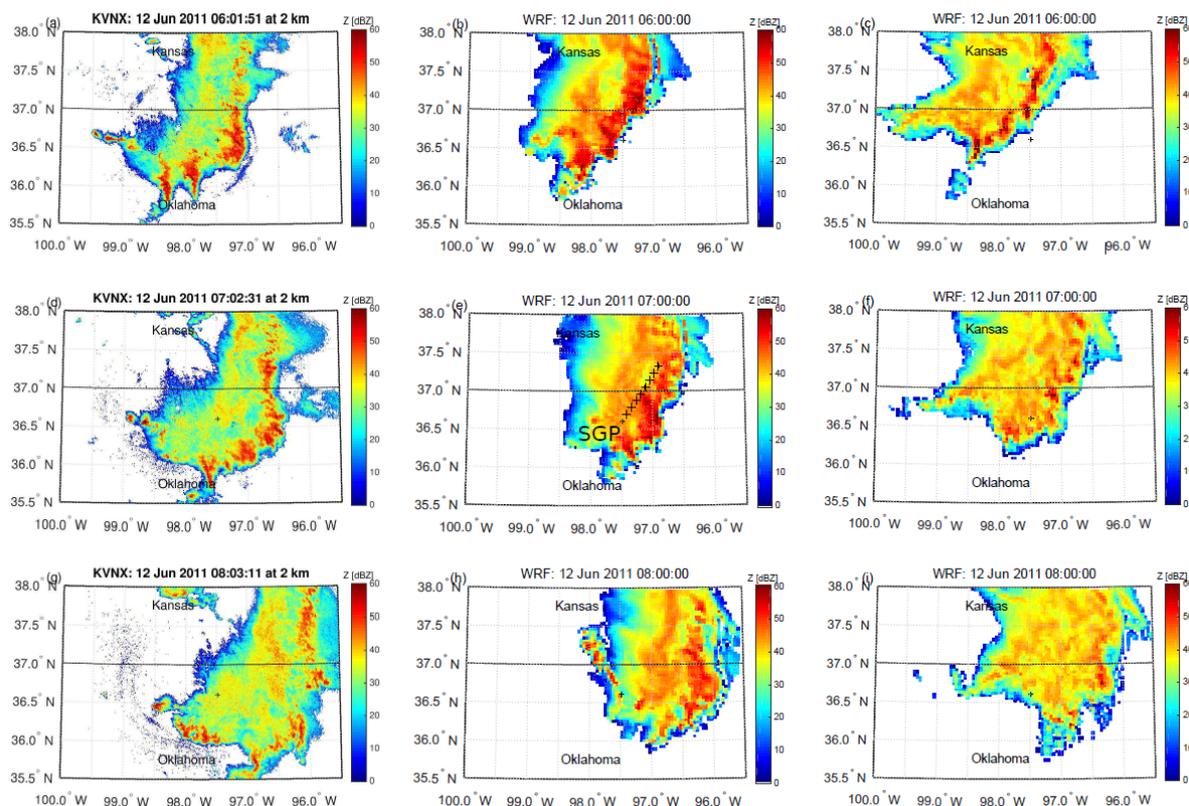


FIG. 2.8 – Evolution des réflectivités radar à 2 km a.s.l. à 06:00, 07:00 et 08:00 UTC mesurée à l'aide du radar KVNIX (fréquence de 2,8 GHz) situé à Vance en Oklahoma et appartenant au réseau américain de surveillance NEXRAD (a,d,g), obtenus à l'aide des simulations WRF-MORR (b,e,h) et des simulations WRF-THOM (c,f,i). Le signe '+' présent au centre de toutes les figures indique la position du site instrumenté SGP et les autres symboles présents sur la figure (e) représentent les différentes positions utilisées pour effectuer une analyse statistique représentative des conditions mesurées au site SGP. Figures issues de [Tridon et al. \(2019a\)](#).

représenter la conversion de la glace précipitante en pluie lors du processus de fonte ([Brown et al., 2017](#)) détériorent les capacités du modèle à reproduire les profils de D_m et N_0^* ([Planche et al., 2019](#)).

Afin d'améliorer les résultats obtenus avec le schéma MORR, une étude de sensibilité a été réalisée (appelée MORR-105 sur la figure 2.9) pour laquelle la paramétrisation du processus de breakup a été modifiée afin de rendre ce processus plus efficace (étude similaire à cette réalisée par [Morrison et al. \(2012\)](#)). La modification, qui a consisté à diminuer la taille critique à laquelle le processus devient efficace ($D_{th} = 105 \mu\text{m}$ au lieu de $300 \mu\text{m}$; voir encart E.3 dans la section 2.1.1b), a permis une diminution des tailles des gouttes et une augmentation de leur concentration en nombre et ainsi l'obtention de profils pour D_m et N_0^* comparables aux observations. Cependant, même si les paramètres de la DSD sont proches des observations dans THOM et MORR-105, l'humidité relative reste surestimée et l'évaporation est toujours sous-estimée dans les simulations ([Planche et al., 2019](#)). Comme le taux d'évaporation peut impacter non seulement les taux de pluie au sol mais aussi l'intensité des poches froides ([Morrison et al., 2012](#)), qui sont connues comme étant un facteur important dans la formation et l'évolution des lignes de grains, des analyses complémentaires sont nécessaires sur l'impact que pourraient avoir les divergences dans la représentation de la DSD sur l'initiation et le développement de la ligne de grains via les changements associés de chaleur latente.

Cette étude a pu montrer l'impact des processus microphysiques sur l'évolution verticale

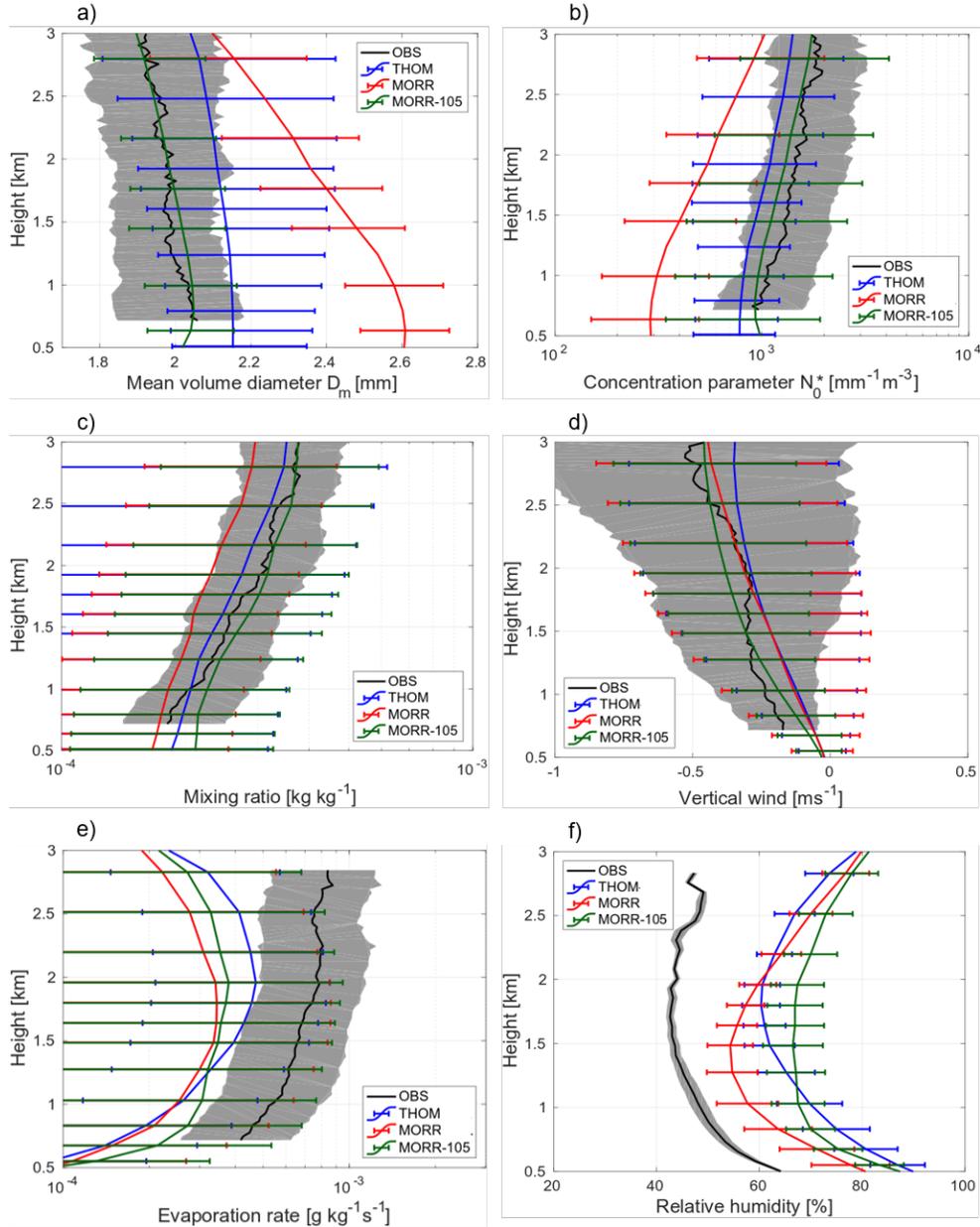


FIG. 2.9 – Profils verticaux médians obtenus pour la région stratiforme de la ligne de grains SGP pour : (a) le diamètre volumique moyen D_m , (b) le paramètre de concentration N_0^* , (c) le rapport de mélange en eau précipitante q_r , (d) le vent vertical w , (e) le taux d'évaporation ER et (f) l'humidité relative RH , déduits des observations à l'aide de la technique d'inversion de [Tridon et al. \(2017\)](#) ou du lidar Raman ([Turner et al., 2002](#)) situé à SGP pour RH (en noir), simulés à l'aide de WRF-THOM (en bleu) et de WRF-MORR (en rouge). Les simulations MORR-105 (en vert) correspondent à une étude de sensibilité pour laquelle la paramétrisation du breakup utilisée dans MORR a été modifiée. Les barres d'erreur représentent les premiers et troisièmes quartiles qui ont été déterminés à l'aide des différentes sections temps-altitudes illustrées sur la figure 2.8 par les différents symboles '+'. Le signe négatif pour le vent vertical illustre un courant descendant. Figures adaptées de [Planche et al. \(2019\)](#).

de la DSD mais aussi l'apport des nouvelles techniques d'observations pour évaluer des paramétrisations de modèles atmosphériques. Pour ce dernier point, il est prévu, en collaboration avec les équipes 'radar' de l'université de Leicester (Angleterre) et de l'université de Cologne (Allemagne), d'utiliser les observations issues des différents sites ayant une configuration instrumentale adaptée à l'utilisation des techniques multifréquences pour établir une paramétrisation plus appropriée pour représenter le processus de breakup (utilisable dans THOM et

MORR mais aussi dans d'autres schémas microphysiques à moments, par exemple, dans le cadre du GdR DEPHY « Groupement de recherche sur les paramétrisations physiques ». Une amorce de ce travail a été réalisée lors du projet tutoré de Master 1 effectué par L. Niquet et A. Causse et du stage de Master 1 de B. Bordet que j'ai co-encadrés avec F. Tridon (université de Cologne).

De plus, la restitution de la DSD à haute résolution temporelle et verticale fournie par l'approche radars multifréquences pour le cas SGP pourrait être confrontée à des simulations effectuées, cette fois-ci, avec le module de microphysique (bin) détaillée DESCAM. Ceci permettrait de confirmer un des résultats établis pour le cas HyMeX : la nécessité de prendre en compte le breakup par collision (Low et List, 1982b) dans DESCAM pour mieux simuler l'évolution verticale de la DSD.

c Distribution des phases condensées dans les nuages convectifs

Les divergences déterminées dans la représentation de la pluie, que ce soit pour les propriétés des précipitations à la surface ou pour l'évolution de la DSD, peuvent aussi suggérer des biais dans la représentation des phases condensées qui constituent les systèmes nuageux étudiés : les contenus en eau liquide ou en glace (respectivement, LWC ou IWC, pour *Liquid Water Content* ou *Ice Water Content*).

La figure 2.10a montre, pour le cas SGP, les profils médians des rapports de mélange en eau précipitante (q_r) et en glace (q_s, q_g) obtenus par le modèle WRF couplé au schéma microphysique à moments de THOM ou MORR et déduits des observations radars à l'aide des techniques d'inversion de Tridon et al. (2017) pour la pluie (décrite dans la section 2.2.1b) et de Hogan et al. (2006) pour la glace (contenu en glace calculé à partir d'une relation empirique reliant les réflectivités du radar UHF situé au site SGP et la température). Il faut toutefois noter que l'incertitude liée à cette dernière méthode de restitution, basée sur une relation empirique simple et développée pour des réflectivités radar plus faibles, est sûrement importante et pourraient expliquer la diminution inattendue du rapport de mélange en glace en direction du sol pour la partie stratiforme de la ligne de grains étudiée.

Au niveau des simulations, la figure 2.10a montre que le profil vertical médian du rapport de mélange en glace (c.-à-d. $q_s + q_g$) obtenu avec MORR (ou THOM) est inclus dans la plage d'observations entre 5 et 10 km (ou entre 5 et 11,5 km) d'altitude. Cependant, comme la restitution des paramètres D_m et N_0^* pour la phase glace reste difficile (paramètres analogues à ceux étudiés pour la pluie dans la section 2.2.1b), il n'a pas pu être possible de comparer les distributions en taille des particules glacées (PSD pour *Particle Size Distribution*) simulées aux observations pour ce cas SGP. Ainsi, il faut garder à l'esprit que les différences de PSD dans la glace sont inconnues et pourraient aussi avoir joué un rôle important dans l'évolution des DSD obtenues à l'aide de la modélisation (voir section 2.2.1b).

A l'instar du cas SGP, le profil moyen du contenu en glace simulé avec DESCAM pour le cas HyMeX a pu être confronté⁷ aux restitutions de Delanoë et al. (2014) basées sur les observations aéroportées du radar en bande W (RASTA), mais aussi au produit de Fontaine et al. (2014) s'appuyant sur les mesures des sondes microphysiques *in-situ* (PIP et 2D-S) em-

7. Pour effectuer cette comparaison, un volume de données représentatif des conditions nuageuses observées au même moment que le vol et à proximité de la trajectoire de l'avion a été extrait du domaine de simulation le plus imbriqué toutes les 5 min pendant 1h30 d'intégration. Seuls les points de grille ayant un IWC > 0,01 g m⁻³ et une réflectivité radar (dans le domaine de diffusion de Rayleigh) $Z < 35$ dBZ ont été sélectionnés pour cette analyse statistique afin de considérer le fait que, pour des raisons de sécurité, l'avion ne vole pas dans les zones les plus intenses du système nuageux échantillonné. Au niveau des observations, les données ont été moyennées afin d'avoir des résolutions verticales et horizontales plus proches ($\Delta z = 300$ m et $\Delta x = 1$ km) des simulations (voir tableau 2.3). Plus de détails dans les chapitres 3 et 4 du manuscrit de thèse de C. Kagkara (2019).

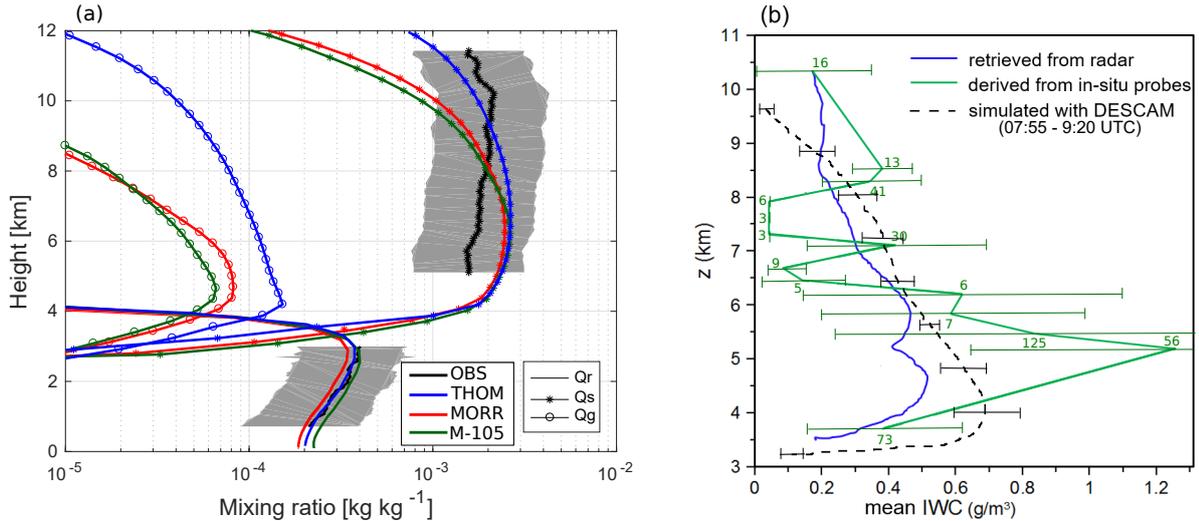


FIG. 2.10 – (a) **Cas SGP** : Profils verticaux médians des rapports de mélange en eau de pluie (q_r), en neige (q_s) et en graupel (q_g) pour la région stratiforme simulés avec THOM (en bleu), MORR (en rouge) et MORR-105 (en vert) et déduits des observations à l’aide des techniques d’inversion de [Tridon et al. \(2017\)](#) pour la pluie (q_r) et de [Hogan et al. \(2006\)](#) pour la glace ($q_s + q_g$). Les simulations M-105 (ou MORR-105) (en vert) correspondent à une étude de sensibilité pour laquelle la paramétrisation du breakup utilisée dans MORR a été modifiée. Figure adaptée de [Planche et al. \(2019\)](#).

(b) **Cas HyMeX** : Profil vertical moyen du contenu en glace (IWC) déterminé à l’aide de différentes méthodes : (en vert) calculé à l’aide des mesures de sondes aéroportées (PIP : *Precipitation Imaging Probe* et 2D-S : *2D-Stereo probe*) ([Fontaine et al., 2014](#)), (en bleu) restitué à l’aide des mesures du radar en bande W aéroporté RASTA (*Radar Aéroporté et Sol de Télédétection des propriétés nuageuses*) ([Delanoë et al., 2014](#)), et (en noir pointillés) simulé à l’aide de DESCAM. Les chiffres indiqués en vert correspondent au nombre de mesures *in-situ* disponibles pour chaque niveau d’altitude considéré $z \pm 150$ m pour l’ensemble du vol. Figure adaptée de [Kagkara \(2019\)](#).

barquées à bord du Falcon-20 de SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement). Les contenus en glace obtenus à l’aide des deux différentes méthodes de restitution sont représentés sur la figure 2.10b et montrent des différences significatives sur l’ensemble du profil. Par conséquent, il est difficile de conclure sur les précisions et les quantités restituées de ces deux méthodes. Il est important de noter qu’une grande partie du vol HyMeX effectué le 26 sept. 2012 (IOP7a) s’est déroulée entre 5 et 5,5 km a.s.l., expliquant le grand nombre de mesures *in-situ* disponibles à ces altitudes mais aussi le ‘trou’ dans le contenu en glace restitué par les observations RASTA. En effet, les premières portes de mesure du radar (les plus proches de la carlingue de l’avion) n’étant pas utilisées, beaucoup moins d’observations sont donc disponibles à ces altitudes-là pour effectuer la restitution du contenu en glace par rapport aux autres altitudes (même si les mesures effectuées pour les portes les plus éloignées sont fortement soumises à l’atténuation du signal⁸). Cependant, en l’absence d’autres mesures caractérisant les propriétés du système nuageux du 26 sept. 2012, ces données sont utilisées comme informations indicatives afin de contraindre les résultats de la simulation réalisée avec DESCAM.

La figure 2.10b montre que le contenu moyen en glace calculé à partir des observations radar est moins important que celui simulé par DESCAM sur presque l’ensemble du profil (entre 3,2 et 9 km d’altitude). Cependant, comme le signal du radar de haute fréquence (95 GHz) RASTA est très fortement atténué, il est possible que le contenu en glace restitué soit sous-

8. Dans le cadre d’HyMeX, un simulateur d’observable a été développé à partir des distributions en taille obtenues avec DESCAM et en suivant la méthode de [Pénide \(2010\)](#) afin de reconstruire les observations du radar en bande W (95 GHz) RASTA et quantifier l’atténuation A du signal (voir chapitre 4 du manuscrit de thèse de [C. Kagkara \(2019\)](#)).

estimé. Par ailleurs, entre 5,1 et 5,4 km a.s.l., le contenu en glace déterminé à l'aide des sondes microphysiques *in-situ* atteint une valeur maximale de $1,26 \text{ g m}^{-3}$ et est significativement plus important que celui restitué à partir des mesures RASTA ou simulé avec DESCAM. Entre 5,4 et 5,7 km, où le nombre de mesures disponibles est le plus important, le contenu en glace déduit des sondes aéroportées diminue brutalement à $0,82 \text{ g m}^{-3}$. En excluant les altitudes pour lesquelles le nombre de mesures disponibles n'est pas significatif (entre 6,5 et 8 km), le contenu en glace simulé avec DESCAM semble proche de celui calculé à partir des sondes microphysiques. Néanmoins, l'extrême variabilité verticale (et horizontale) du contenu en glace restitué des sondes microphysiques montre la difficulté de réaliser une comparaison robuste avec les résultats des simulations (Kagkara, 2019).

Outre la phase glace, les systèmes nuageux étudiés peuvent être composés d'eau liquide. La figure 2.11 montre, en plus du profil moyen du rapport de mélange en glace, le profil moyen du rapport de mélange en eau nuageuse simulé avec différents outils de modélisation pour, par exemple, le cas HyMeX (voir configurations et initialisations dans les tableaux 2.2 et 2.3) (Arteaga et al., 2020). Il apparaît que dans les simulations DESCAM, au-dessus de 3 km (altitude de l'isotherme 0°C), les rapports de mélange en eau nuageuse et en glace ont des quantités comparables. Les simulations effectuées avec WRF couplé au schéma microphysique à moments de THOM ou MORR montrent, toutefois, un comportement différent puisque, pour les mêmes altitudes, le rapport de mélange en glace est beaucoup plus important que celui de l'eau nuageuse. Comme très peu d'observations du contenu en eau liquide (ou rapport de mélange) ne sont disponibles pour l'IOP7a de HyMeX, il n'est possible de valider aucun des profils en eau nuageuse simulés par les différentes modélisations effectuées (il faut cependant se souvenir, comme décrit dans la section 2.2.1a, que le champ de précipitation à la surface est moins comparable aux observations avec les deux simulations WRF).

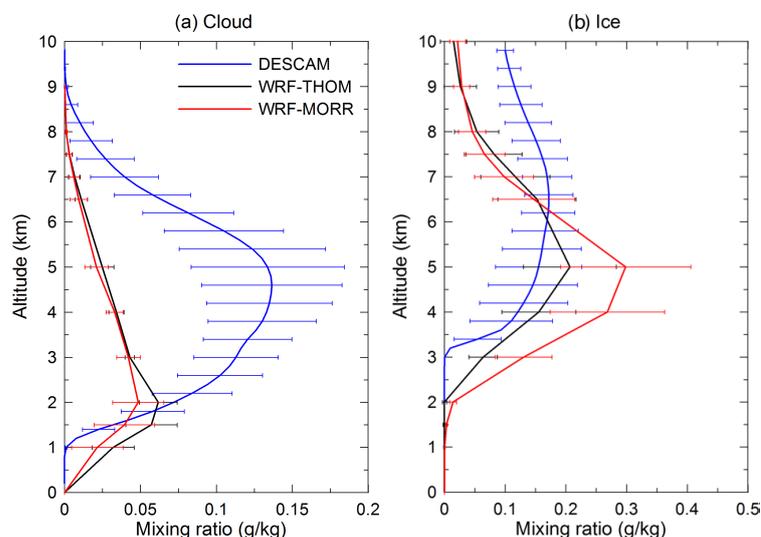


FIG. 2.11 – Profils verticaux moyens des rapports de mélange en eau nuageuse (a) et en glace (b) obtenus pour le cas HyMeX avec WRF-THOM (en noir), WRF-MORR (en rouge) et DESCAM (en noir) après 12 h d'intégration. Les profils moyens sont donnés avec ± 1 écart-type (σ). Figure adaptée de Arteaga et al. (2020).

Pour les cas d'étude SGP et HyMeX présentés dans cette section, il est difficile de quantifier les contenus en phase liquide et en phase glace constituant ces systèmes nuageux convectifs en phase mixte. Cette difficulté n'est pas uniquement due à la disponibilité des instruments de mesures mais aussi aux lacunes que la communauté scientifique a, encore à ce jour, dans les capacités d'observations et de restitutions de l'ensemble des propriétés microphysiques caractérisant les nuages en phase mixte (Shupe et al., 2008; Korolev et al., 2017). Ainsi, les

observations ou produits d'inversion disponibles sont assujettis à d'importantes incertitudes ou limitations qui entravent la modélisation à l'échelle du nuage tant pour la validation des résultats mais surtout pour la représentation des processus difficilement observables : processus de formation de la glace et processus d'interaction entre la phase liquide et la phase glace (tel que le givrage) (Morrison et al., 2020).

Dans ce cadre, des études récentes semblent indiquer la nécessité d'utiliser conjointement divers instruments de télédétection (radars, lidar et radiomètres) et des sondes microphysiques *in-situ*, terrestres ou aéroportés (Kneifel et al., 2016; Tridon et al., 2019b, par exemples), pour déterminer des paramètres microphysiques caractérisant les nuages en phase mixte. Néanmoins, la restitution des profils verticaux pour le LWC et le IWC reste difficile, d'autant plus si l'épaisseur du nuage est importante (Shupe et al., 2008).

Pour améliorer notre connaissance sur la distribution des phases condensées et les processus microphysiques des nuages en phase mixte, une étude des systèmes nuageux arctiques de phase mixte ayant une faible épaisseur optique est prévue dans le cadre du projet (MPC)² (*Microphysical Process Characterization of Mixed Phase Clouds in the European Arctic*) de O. Jourdan (projet associé au programme allemand⁹ (AC)³). En se basant sur une synergie d'instruments déployés lors des différentes campagnes de mesures réalisées en Arctique durant la dernière décennie, ce projet vise à développer des nouvelles paramétrisations caractérisant les processus microphysiques et la distribution des phases condensées des MPC pour les modèles à méso-échelle ainsi que pour les restitutions satellites. La thèse de D. Arteaga (débutée en octobre 2019) que je co-encadre avec O. Jourdan s'inscrit dans ce cadre puisqu'il est prévu par une approche numérique de déterminer à l'aide d'études de sensibilité l'influence des conditions météorologiques, des propriétés de surface et des particules d'aérosols sur les propriétés microphysiques des MPC observés lors de la campagne de mesures ACLOUD (*Arctic CLOUD Observations Using airborne measurements during polar Day*; Wendisch et al. (2019); Ehrlich et al. (2019)) qui s'est déroulée en mai-juin 2017 à Longyearbyen/Svalbard.

d Distribution en taille des cristaux de glace

Les mesures *in-situ* aéroportées réalisées par les sondes microphysiques PIP et 2D-S lors de la campagne de mesures HyMeX a permis de contraindre les distributions en taille des cristaux de glace (ou PSD pour *Particle Size Distribution*) simulées à l'aide de DESCAM¹⁰ pour le cas HyMeX IOP7a du 26 sept. 2012 (Kagkara, 2019).

La figure 2.12 montre les PSD moyennes obtenues pour deux niveaux atmosphériques différents pour lesquels les mesures étaient les plus nombreuses (voir figure 2.10b). Au niveau des simulations, les points de grille utilisés pour réaliser cette comparaison à 5,6 km a.s.l. sont les mêmes que ceux utilisés dans l'étude présentée dans la section précédente (voir note 7. de la section 2.2.1c).

Cette analyse montre une légère sous-estimation du nombre de cristaux de glace ayant une taille comprise entre 500 et 6000 μm dans les simulations DESCAM. Néanmoins, les résultats des simulations font surtout apparaître un déficit important de petits cristaux de glace ($D \leq 500 \mu\text{m}$). De plus, comme l'indique respectivement, la figure 2.11a et la Fig.7 de Arteaga et al. (2020), de l'eau nuageuse et précipitante sont également présentes à cette altitude de 5,6 km dans les simulations DESCAM. La distribution moyenne en taille des gouttes obtenue avec DESCAM à cette altitude (et en considérant les mêmes conditions (*i.e.* points

9. <https://www.ac3-tr.de/overview/>

10. Dans DESCAM, la variable utilisée pour simuler la phase glace étant la masse, la distribution en taille des cristaux de glace a été obtenue à l'aide de la relation masse-diamètre développée par Fontaine et al. (2014) pour des systèmes convectifs intenses.

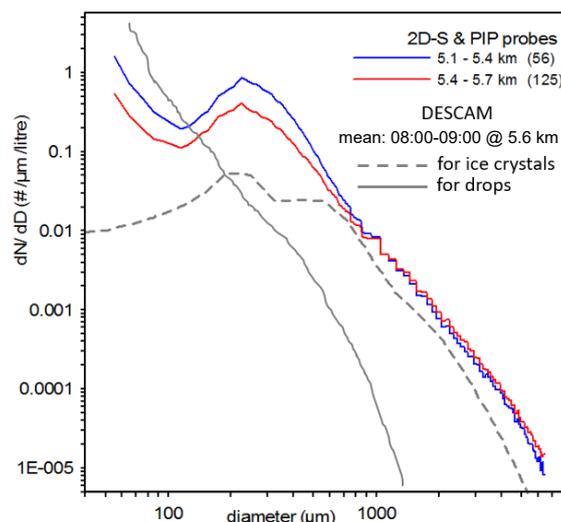


FIG. 2.12 – Distributions moyennes en taille des cristaux de glace obtenues avec les sondes aéroportées pour deux niveaux atmosphériques [5,1 - 5,4] km et [5,4 - 5,7] km d'altitude et simulées à 5,6 km d'altitude entre 08:00 et 09:00 UTC. La distribution moyenne en taille des gouttes simulée, à 5,6 km d'altitude et entre 08:00 et 09:00 UTC, est aussi représentée. Figure adaptée de [Kagkara \(2019\)](#).

de grille) que pour l'analyse de la PSD moyenne) est donc aussi représentée sur la figure 2.12. Celle-ci montre que des gouttes avec des diamètres (D) atteignant $\approx 500 \mu\text{m}$ sont présentes à cette altitude alors que les images réalisées par la sonde 2D-S indiquent que les hydrométéores présents aux altitudes de 3,7 km et 5,5 km a.s.l. (où la température est respectivement -2°C et -12°C) sont tous glacés (voir [Kagkara \(2019\)](#)). Ces résultats de simulation, en contradiction avec les observations, semblent démontrer que la conversion de la phase liquide en glace n'a pas lieu ou n'est pas assez efficace dans DESCAM.

L'absence des cristaux de petite taille ainsi que la présence de larges gouttes à des altitudes où les sondes microphysiques aéroportées ne mesurent que des hydrométéores glacés laissent penser que les différents processus de formation de la glace, c.-à-d. la nucléation hétérogène (glace primaire) ou les mécanismes de multiplication de la glace (glace secondaire) ne sont pas bien modélisés. Pour améliorer notre connaissance dans les différents processus de formation de la glace afin de mieux les représenter dans le module à microphysique bin DESCAM, je vais co-encadrer avec W. Wobrock la thèse de L. Niquet qui débutera en octobre 2021 (bourse du Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et de l'Innovation). J'ai également déposé, via l'appel à projet ANR « Jeunes Chercheuses - Jeunes Chercheurs », le projet ACME (*Aerosol - Cloud interactions in contrasted Marine Environments*) qui vient d'être sélectionné pour financement (détails dans la partie 3 « Perspectives scientifiques »).

2.2.2 Comprendre les interactions aérosols-nuages-précipitations

L'étude des interactions aérosols-nuages-précipitations peut être réalisée à l'aide de différents outils numériques (comme décrit dans la section 2.1.2) : des modèles utilisant des schémas à moments pour représenter la microphysique auxquels sont associés des modules décrivant des propriétés physico-chimiques des particules d'aérosol fondamentales à l'étude des interactions aérosols-nuages (ex., CASIM ([Shipway et Hill, 2012](#)), LIMA ([Vié et al., 2016](#)) ou Thompson 'aerosol-aware' ([Thompson et Eidhammer, 2014](#))) ou des modèles utilisant des modules résolus pour la microphysique et pour lesquels un certain nombre de variables sont dédiées à la représentation des particules d'aérosol (ex., HUJI SBM ([Khain et al., 2010](#)) ou DESCAM ([Flossmann et Wobrock, 2010](#)); voir tableau 2.1). Cependant, si le modèle numérique utilisé

ne dispose d'aucun schéma dédié à la représentation des particules d'aérosol, il est toujours possible d'étudier la sensibilité des propriétés nuageuses et précipitantes en modifiant, par exemple, le nombre des gouttelettes nuageuses pour ainsi étudier l'impact de la concentration en nombre des noyaux de condensation (CCN) sur le système nuageux.

Les études que j'ai pu réaliser pour mieux comprendre les interactions aérosols-nuages-précipitations ont toutes été faites pour des systèmes convectifs de phase mixte (avec différentes proportions des phases liquide et glacée) à l'aide soit du modèle de prévision MetUM (Met Office Unified Model) ne disposant d'aucun module dédié à la représentation des particules d'aérosol ou à l'aide du module DESCAM qui décrit les particules d'aérosol interstitielles, et la masse des aérosols dans les gouttes et les cristaux de glace (voir détails dans la section 2.1.2c).

Les systèmes nuageux pour lesquels l'impact des particules d'aérosol a été étudié sont les cas convectifs observés en Europe de l'Ouest : les cas CSIP 6 & 8, COPS et HyMeX (voir les tableaux 2.2 et 2.3 pour les détails concernant les configurations numériques et les initialisations utilisées pour les différents cas d'étude). Comme indiqué dans la section 2.2, ces différents systèmes convectifs ont été observés dans le Sud de l'Angleterre ou sur les massifs des Vosges ou des Cévennes-Vivarais en France. L'intensité des précipitations associée à chacun de ces cas est peu intense (voir sections 2.2.2a et b) hormis pour le cas HyMeX qui, étant un système de type cévenol, est caractérisé par des quantités et intensités de pluie au sol beaucoup plus importantes (voir section 2.2.1a).

La démarche utilisée pour analyser l'impact des particules d'aérosol sur la formation et l'évolution des systèmes convectifs et de leurs précipitations a été identique pour les différents cas d'étude. Une fois l'obtention d'une situation dite « de référence » (c.-à-d. situation pour laquelle les résultats de simulation sont comparables aux observations disponibles (comme décrits dans la section 2.2.1)), des études de sensibilité ont été réalisées. Pour ces études de sensibilité, certaines propriétés caractéristiques de la population en aérosols (ex. la concentration en nombre ou la solubilité) ont été modifiées afin de reproduire différents environnements : urbains, marins ou continentaux.

Les sections 2.2.2a et b synthétisent les résultats obtenus pour les différentes études effectuées portant sur l'impact des propriétés des aérosols sur la formation et l'évolution des nuages et des précipitations.

a Sensibilité des précipitations aux aérosols dans un modèle de prévision pour des systèmes nuageux frontaux

Un des objectifs de mon post-doctorat, que j'ai effectué à l'Université de Leeds (Angleterre) et en étroite collaboration avec l'équipe « *Modélisation microphysique* » du Met Office, était de déterminer la sensibilité des précipitations aux particules d'aérosol se comportant comme des noyaux de condensation (ou CCN pour *Cloud Condensation Nuclei*) dans le modèle de prévision britannique. Comme indiqué précédemment (section 2.1), le MetUM ne dispose d'aucun schéma pour décrire les particules d'aérosol. De plus, la microphysique des nuages et des précipitations y est représentée à l'aide d'un schéma à un moment où seul le rapport de mélange des différentes espèces d'hydrométéore est pronostiqué. Les paramétrisations utilisées pour décrire les hydrométéores impliquent toutefois une variation de la concentration en nombre lorsque la masse varie, et ceci pour chacune des espèces représentées dans le modèle : pluie, eau nuageuse, et glace.

Dans ce type de schéma microphysique, l'effet des aérosols sur les précipitations dépend de l'autoconversion qui correspond au processus par lequel les gouttes de pluie sont initiées par collision et coalescence de gouttelettes nuageuses. En atmosphère réelle, ces processus de

collision-coalescence sont principalement fonction de la taille des gouttelettes, mais dans ce type de schéma ils sont fonction du rapport de mélange en eau nuageuse, de la distribution en taille des gouttelettes nuageuses et de leur concentration en nombre (voir l'encart E.2 de la section 2.1.1b). Pour évaluer l'impact des aérosols sur les précipitations dans le MetUM, il est donc nécessaire de modifier la concentration totale en nombre des gouttelettes nuageuses (N_c), c'est à dire de modifier le taux de l'autoconversion¹¹. Ainsi, une étude de sensibilité a été réalisée à l'aide de trois simulations pour lesquelles N_c a été modifié : une simulation appelée 'Default' où tous les paramètres suivent des conditions identiques à celles utilisées lorsque le MetUM fournit des prévisions météorologiques (N_c est, dans ce cas, fixé à 300 cm^{-3} (Wallace et Hobbs, 2006) au-dessus des terres en accord avec les travaux de Gultepe et Isaac (2004)), et deux simulations où N_c a été multiplié ou divisé par un facteur 3 afin de simuler des environnements, respectivement, pollué ou propre.

Afin de mieux comprendre l'impact des aérosols (ou des CCN) sur les précipitations, l'étude a été réalisée sur deux systèmes convectifs de phase mixte avec des caractéristiques contrastées qui ont été observés lors de la campagne CSIP (*Convective Storm Initiation Project*; Browning et al. (2007)) qui a eu lieu en été 2005 dans le Sud de l'Angleterre. Les deux situations précipitantes sont issues de fronts traversant les îles britanniques. La première situation (CSIP 6) est caractérisée par des averses convectives modérément intenses qui se sont formées tout au long de la journée dans un flux de Nord-Ouest et dont l'origine est la combinaison d'une ligne de convergence, provoquée par les côtes et le relief, et d'une anomalie de vorticité potentielle en hautes altitudes (Browning et Morcrette, 2005). Cette situation est caractérisée par une couche limite peu profonde et un niveau de fonte bas en altitude (l'isotherme 0°C est située à env. 800 hPa). La deuxième situation (CSIP 8) est une situation plus chaude (l'isotherme 0°C est à 660 hPa) ayant une couche limite plus profonde avec des vents plus faibles et un cisaillement moins intense. Cette dernière situation est caractérisée par des cellules convectives isolées, dont une plus intense a persisté plusieurs heures au Nord de Londres (voir figures 2.13a et 2.13b). Dans ce cas, l'origine est probablement due à une convergence de brise de mer (Browning et Morcrette, 2005). Afin de simuler ces deux situations avec une résolution fine, une suite de domaines imbriqués a été mise en place avec des résolutions horizontales variant de 12 km à 333 m (voir tableaux 2.2 et 2.3 pour davantage d'informations quant aux configurations et initialisations utilisées). Les simulations reproduisent convenablement les averses convectives observées dans la zone d'intérêt (rectangles noirs sur les figures 2.13c et 2.13d), bien que le modèle génère également des précipitations plus étendues en dehors de cette zone (sur la Mer du Nord, à l'Est de la Grande-Bretagne) pour le cas CSIP 6.

Les figures 2.14a et b permettent de quantifier l'impact du nombre de gouttelettes N_c (ou du nombre de CCN) sur les précipitations au sol pour les cas CSIP 6 et CSIP 8. En effet, ces figures montrent les densités de probabilité (PDF) des taux de pluie à la surface multipliés par les taux de pluie correspondant, obtenues pour chacun des cas et pour les différents environnements simulés (Default, poll  ($N_c \times 3$) ou propre ($N_c \div 3$)). Cette représentation correspond alors au moment d'ordre 1 de la distribution en taux de pluie des précipitations $\mathcal{M}^1(R) = \int_0^\infty N(R)R^1 dR$ (expression mathématique analogue à l'expression 2.16 donnée dans la section 2.1.1b). Ainsi l'aire délimitée par cette courbe représente le taux de précipitation total pour l'ensemble du cycle de vie des différents systèmes convectifs étudiés.

Dans les deux cas, les plus faibles taux de précipitation sont plus nombreux et contribuent davantage dans le contenu total en précipitation (figures 2.14a et b). Pour le cas CSIP 6, la figure 2.14a montre que la distribution des taux de pluie en surface est relativement similaire pour les différents environnements simulés (ou pour les différents N_c utilisés). Ainsi une modification d'un facteur 9 dans le nombre de gouttelettes nuageuses n'a pas d'impact significatif

11. Dans le MetUM, l'autoconversion est paramétrée selon les travaux de Tripoli et Cotton (1980) (comme indiqué dans la section 2.1.1b).

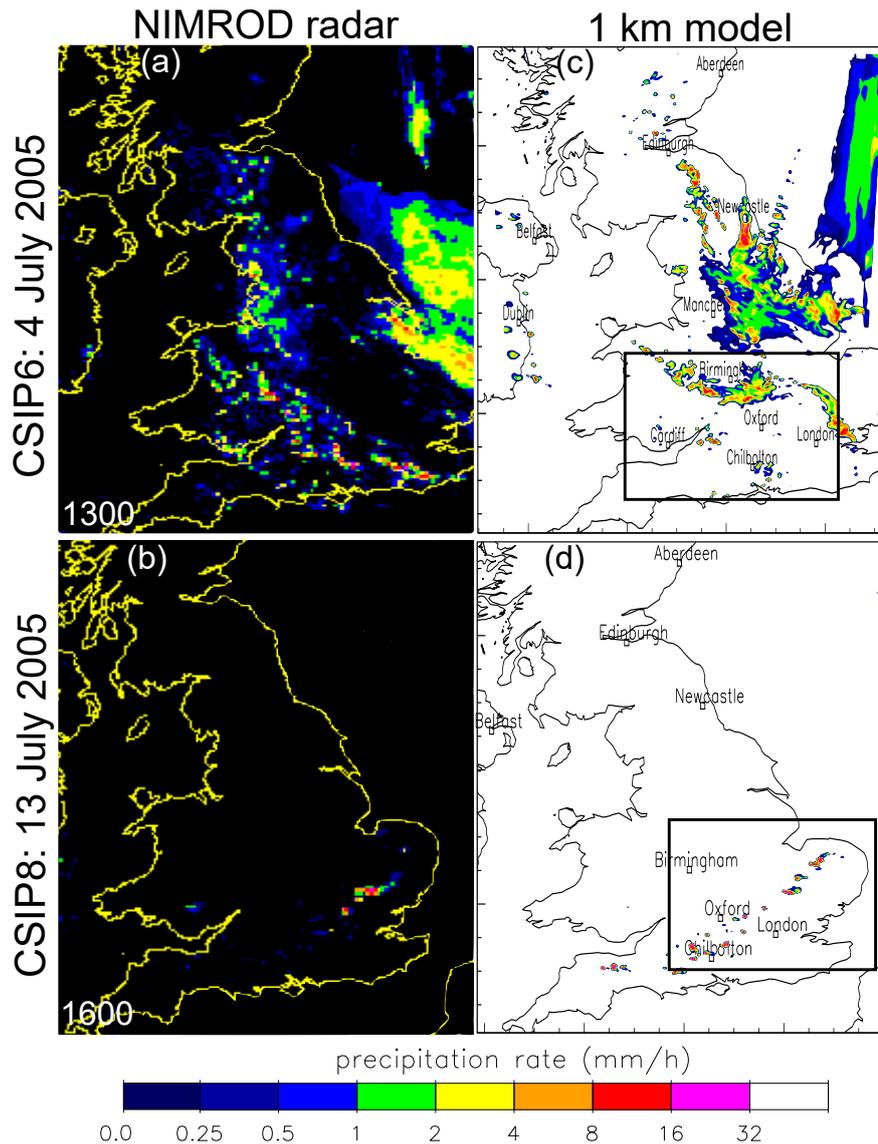


FIG. 2.13 – Taux de précipitation issus des observations radars du réseau météorologique britannique NIMROD (dont la résolution horizontale est ≈ 5 km) (a,b) et simulés à l'aide du MetUM sur le domaine où la résolution horizontale est de 1 km (c,d) pour les cas CSIP 6 (a,c) et CSIP 8 (b,d), respectivement, à 13:00 UTC et 16:00 UTC. Les rectangles noirs indiquent la position des domaines imbriqués ayant une résolution horizontale de 333 m pour chacun des cas. Figures adaptées de [Planche et al. \(2015\)](#).

sur les taux de pluie et sur le cumul total des précipitations à la surface ($\approx \pm 2\%$) pour le cas CSIP 6 qui a un contenu en glace intégré environ 7,5 fois plus important que le contenu en eau liquide intégré (423 g m^{-2}). Au contraire, pour le cas CSIP 8, où la phase liquide est prédominante, une modification d'un facteur 3 dans le nombre de gouttelettes nuageuses affecte non seulement la distribution des taux de pluie, surtout ceux $< 20 \text{ mm h}^{-1}$, mais aussi le cumul total de pluie au sol qui peut varier jusqu'à -17% pour la situation polluée ([Planche et al., 2015](#)).

Afin de comprendre si la phase glacée du nuage pouvait expliquer le manque de sensibilité du cas CSIP 6 au nombre de gouttelettes nuageuses, toutes les précédentes simulations effectuées pour les cas CSIP 6 et CSIP 8 ont été reproduites en supprimant les processus microphysiques liés à la phase glace du nuage. Pour le cas CSIP 6, la figure 2.14c montre que les taux de précipitation diminuent significativement lorsque la phase glace n'est pas considérée vérifiant ainsi que la formation des précipitations est plus efficace en présence de phase

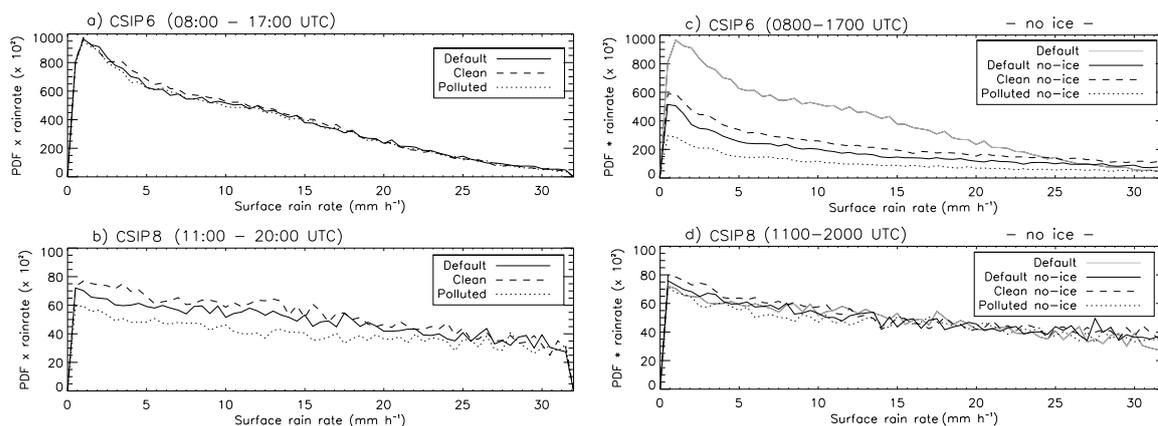


FIG. 2.14 – Densités de probabilité du taux de pluie à la surface multiplié par le taux de précipitation obtenues pour le domaine ayant une résolution horizontale de 333 m et pour l'ensemble du cycle de vie des deux systèmes convectifs étudiés : (a,c) CSIP 6 et (b,d) CSIP 8 en considérant des environnements dits de référence (continue), propres (pointillés) et pollués (points). Les figures (c) et (d) montrent les densités de probabilité analogues obtenues en supprimant les processus microphysiques de la phase glacée dans les différentes simulations. Les courbes en gris clair correspondent aux mêmes simulations 'Default' présentées dans les figures (a) et (b). Figures adaptées de [Planche et al. \(2015\)](#).

glace ([Pruppacher et Klett, 1997](#)). La figure 2.14c montre également que les taux de précipitation pour le cas CSIP 6 deviennent sensibles à N_c lorsque la phase glace n'est pas considérée puisque, par exemple, le cumul total des pluies au sol varie de +29% ([Planche et al., 2015](#)) pour le cas propre alors qu'il ne variait que de +2% dans les simulations précédentes (voir figure 2.14a). Pour le cas CSIP 8, la phase glacée du nuage n'a pas un rôle aussi important que pour le cas CSIP 6 puisque la sensibilité à N_c est maintenue lorsque les processus de phase glace ne sont pas simulés (figure 2.14d).

D'après les différentes simulations, il apparaît donc que les sensibilités contrastées obtenues avec le MetUM pour les cas CSIP 6 et CSIP 8 sont induites par les différentes proportions en phase glace de ces deux systèmes nuageux. En effet, la phase glacée du nuage semble modérer l'impact du nombre total des gouttelettes nuageuses (ou des CCN) sur les précipitations au sol dans ce modèle ([Planche et al., 2015](#)). Il apparaît que, dans le cas CSIP 8, les processus de la microphysique chaude (*i.e.* liés à la phase liquide) impliqués dans la formation de la pluie (autoconversion et accréation) sont très efficaces et très impactés par la variation de N_c . Au contraire, pour le cas CSIP 6, où les précipitations sont principalement formées par les processus microphysiques liés à la phase glacée du nuage (*e.g.* la fonte), les variations de N_c impactent peu ces processus puisqu'il n'existe aucune évidence dans cette étude d'une augmentation de la masse glacée du nuage (contrairement à d'autres études, comme par exemple dans [Morrison et Grabowski \(2011\)](#) où un schéma microphysique à plusieurs moments est utilisé). Il existe cependant une modification des vitesses verticales pour le cas CSIP 6 qui n'existe pas pour le cas CSIP 8 montrant une réponse non-linéaire entre N_c et les précipitations au sol pour ces deux systèmes convectifs.

Cette étude utilisant une représentation simplifiée de la microphysique (schéma WB99 à un seul moment) et aucun schéma décrivant explicitement les particules d'aérosol était une des premières études réalisées qui s'inscrivait dans une des problématiques majeures du groupe MOGUL (*Met Office Group at the University of Leeds*) qui venait d'être créé à l'université de Leeds. Outre le fait d'élaborer une nouvelle technique de 'nesting' des domaines utilisés dans le modèle, cette étude a surtout mis en avant la nécessité de développer des outils numériques plus adaptés à l'étude des interactions aérosols-nuages-précipitations afin de confirmer les résultats obtenus, à savoir qu'un environnement pollué avait tendance à provoquer une diminution des

précipitations et mieux comprendre les interactions entre les phases liquide et glacée du nuage. Depuis, deux nouvelles approches numériques ont été créées : (i) le développement du module microphysique CASIM (*Cloud-AeroSol Interacting Microphysics*) qui est un module à plusieurs moments où les rapports de mélange en masse et en nombre de différents types d'aérosol sont pronostiqués (plus de détails dans la section 2.1.2a et dans Grosvenor et al. (2017) et Miltenberger et al. (2018a,b)), et (ii) le développement du modèle UKCA où le MetUM est couplé au schéma de microphysique des aérosols GLOMAP (*Global Model of Aerosol Processes*; Mann et al. (2010)) adapté à haute résolution pour des études idéalisées (Planche et al., 2017) ou en conditions réelles (Gordon et al., 2018, 2020).

b Impacts des propriétés physico-chimiques des aérosols sur les systèmes précipitants orographiques

Les interactions aérosols-nuages-précipitations peuvent aussi être étudiées à l'aide de module à microphysique (bin) détaillée où les particules d'aérosol sont également représentées, tel que dans le module DESCAM (voir description dans la section 2.1.2c).

Dans le cadre de ma thèse (Planche, 2011) et de la thèse de C. Kagkara (2019), DESCAM a été utilisé afin d'évaluer l'impact des propriétés physico-chimiques des particules d'aérosol sur la formation et l'évolution de deux systèmes nuageux orographiques et de leurs précipitations observés, respectivement, lors des campagnes de mesures COPS (Browning et al., 2007) et HyMeX (Ducrocq et al., 2014) qui se sont déroulées au-dessus des reliefs des Vosges et des Cévennes-Vivaraïs. Comme pour les deux cas CSIP présentés précédemment, les deux systèmes étudiés avec DESCAM ont des proportions de phases liquide et glacée contrastées et des précipitations avec des intensités variées.

Pour le cas COPS, observé le 12 août 2007, la situation dépressionnaire située sur l'Écosse s'approchant de la zone d'observations a provoqué un vent de surface faible venant du Sud-Ouest et, en altitude, un vent avec une direction plus méridionale et une intensité significativement augmentée. Sur la zone de COPS, des cellules convectives se sont ainsi formées sur les crêtes du massif des Vosges pendant une grande partie de l'après-midi. La cellule convective étudiée a duré environ 1h30 et a apporté des précipitations peu intenses sur le relief vosgien puisque le cumul de pluie mesuré par le pluviomètre situé à la station Le Hohwald (partie nord des Vosges; voir figure 2.16a pour la localisation) a atteint 5,2 mm (Planche et al., 2010). De plus, à l'aide des simulations reproduisant le cumul de pluie observé à Le Hohwald, il semble que ce système estival de convection peu profonde (le sommet du nuage est situé en-dessous de 6 km d'altitude) ait une phase liquide dominante.

Pour le cas HyMeX (observé le 26 septembre 2012), déjà vu à plusieurs reprises dans les différents points présentés dans la section 2.2.1, la situation synoptique caractéristique d'une situation cévenole a permis la formation d'un système convectif plus intense avec un sommet situé à environ 10 km (comme le montrent les figures 2.10b et 2.11) qui a duré environ 6 heures (entre 06:00 et 12:00 UTC) (Arteaga et al., 2020) et avec des précipitations pouvant atteindre environ 110 mm localement (figure 2.4a). Les restitutions du radar RASTA en bande W embarqué à bord du Falcon 20 indiquent que ce système convectif est principalement composé de phase glacée (section 2.2.1c).

Les configurations numériques et les propriétés thermodynamiques initiales utilisées pour simuler ces deux cas d'étude sont données dans les tableaux 2.2 et 2.3. En ce qui concerne la représentation des aérosols, dans ces deux cas d'étude, la distribution initiale des particules d'aérosol utilisée suit, soit le spectre continental fourni par Jaenicke (1988) pour le cas COPS, soit les observations réalisées par les instruments embarqués à bord de l'ATR-42 de SAFIRE (Rose et al., 2015) lors de la campagne HyMeX (Kagkara, 2019). Ces observations disponibles

sur le Golfe du Lion le 26 septembre 2012 ont ainsi permis une initialisation plus réaliste des particules d'aérosol. Il faut noter que la concentration en nombre observée lors de ce vol est la concentration la plus importante échantillonnée lors de la SOP1 de HyMeX. La figure 2.15a montre les distributions en taille des particules d'aérosol (en noir) utilisées pour initialiser les cas COPS et HyMeX. Verticalement, pour chacune des simulations, le nombre total de particules d'aérosol est supposé décroître exponentiellement jusqu'à 3 km d'altitude et rester constant au-dessus (figure 2.15b).

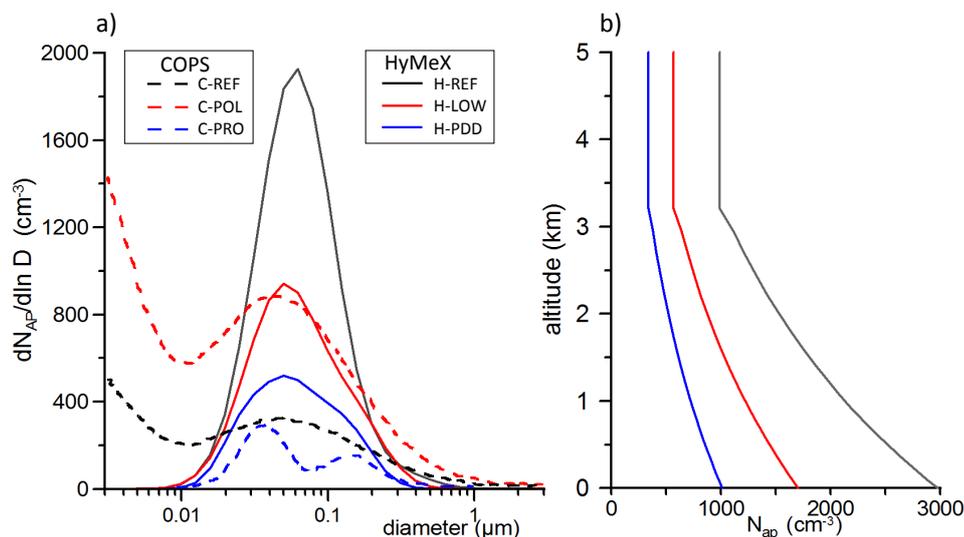


FIG. 2.15 – (a) Distributions en nombre des particules d'aérosol à la surface utilisées pour initialiser les différents environnements des cas d'étude COPS et HyMeX et (b) évolutions verticales du nombre total d'aérosols pour les différentes simulations HyMeX. Figures adaptées de [Planche et al. \(2010\)](#) et [Kagkara et al. \(2020\)](#).

L'analyse chimique a indiqué que la composition des particules d'aérosol échantillonnées lors de la campagne de mesures HyMeX avait une légère prédominance de matières insolubles ([Freney et al., 2013](#)). Ainsi, pour le cas HyMeX, les particules d'aérosol sont supposées être un mélange de matières solubles (sulfate d'ammonium, 40%) et insolubles (de type silicates, 60%) avec une masse moléculaire supposée égale à 132 g mol⁻¹. Pour le cas COPS, les particules d'aérosol sont supposées être composées de sulfate d'ammonium, entièrement solubles et avec une masse moléculaire identique à celle utilisée pour le cas HyMeX.

Afin d'étudier le rôle de la concentration en nombre des particules d'aérosol sur les systèmes précipitants, des études de sensibilité ont été réalisées. Pour le cas COPS, afin de simuler un environnement pollué, la concentration en nombre d'aérosol utilisée dans le cas de référence (c.-à-d. le cas utilisant le spectre continental de [Jaenicke \(1988\)](#)) a été multipliée par un facteur 3. De plus, le spectre issu de [Raes et al. \(2000\)](#) a permis de simuler un environnement propre. Pour le cas HyMeX, la première étude de sensibilité utilise la concentration en nombre d'aérosols mesurée lors du vol effectué le 27 octobre 2012 (lors de l'IOP16 de HyMeX), ayant lui aussi eu lieu sur la partie nord de la Méditerranée. La concentration en nombre mesurée lors de ce vol correspond à la plus faible concentration de particules observée pendant toute la SOP1 de HyMeX. Les niveaux de pollution minimum et maximum observés en automne sur le littoral méditerranéen français ont ainsi varié de ≈ 1700 à 2900 particules cm⁻³. Comme ces concentrations restent assez élevées, une étude supplémentaire utilisant une concentration plus faible a été réalisée. Cette dernière concentration a été mesurée au sommet du puy de Dôme et correspond à la distribution en nombre d'aérosol moyennée sur plusieurs automnes en ne considérant que les situations avec un flux d'air venant du Sud-Est de la France ([Venzac et al., 2009](#)). Le tableau 2.4 présente une synthèse des différentes simulations réalisées pour

étudier l'impact de la concentration en nombre des aérosols sur les systèmes convectifs COPS et HyMeX.

Cas d'étude	Type d'environnement	Nom de la simulation	Concentration (cm^{-3})	Part soluble (%)
COPS	Référence	C-REF/100	1411	100
	Pollué	C-POL/100	4233	100
	Propre	C-PRO/100	408	100
	Référence	C-REF/50	1411	50
	Référence	C-REF/05	1411	5
	Pollué	C-POL/05	4233	5
	Propre	C-PRO/05	408	5
HyMeX	HymRef	H-REF/40	2975	40
	HymLow	H-LOW/40	1704	40
	Remote	H-PDD/40	1009	40

TAB. 2.4 – Synthèse des différentes simulations effectuées pour étudier l'impact des propriétés physico-chimiques (c.-à-d. concentration en nombre et solubilité) des particules d'aérosol sur les systèmes convectifs COPS et HyMeX.

Le tableau 2.4 montre également que l'influence des propriétés physico-chimiques des particules d'aérosol sur le cas COPS a été étudiée en réduisant la solubilité de celles-ci de 100% à 50% et à 5%. Pour ces simulations, la distribution initiale en taille des particules d'aérosol reste inchangée et correspond aux situations illustrées sur la figure 2.15.

Les résultats majeurs trouvés sur l'impact de la concentration en particules d'aérosol et de leurs propriétés hygroscopiques sur l'évolution des cas COPS et HyMeX sont décrits dans les paragraphes ci-après. Les références suivantes fournissent néanmoins des résultats complémentaires : [Planche et al. \(2010\)](#); [Planche \(2011\)](#); [Kagkara \(2019\)](#); [Kagkara et al. \(2020\)](#) et [Arteaga et al. \(2020\)](#).

• Influence des propriétés physico-chimiques des aérosols sur les précipitations

L'influence de la concentration en particules d'aérosol a donc été étudiée en changeant la distribution en nombre initiale des aérosols dans le but d'obtenir des environnements plus ou moins pollués pour chacun des systèmes précipitants étudiés : COPS et HyMeX. Comme le montre le tableau 2.4, les concentrations en particules d'aérosol utilisées à proximité de la surface varient environ d'un facteur 10 pour les différentes simulations COPS alors qu'elles ne varient que d'un facteur environ égal à 3 pour les simulations HyMeX.

La figure 2.16a montre le cumul de pluie au sol simulé dans le cas de référence de COPS, C-REF/100, après 1,5 h de précipitation ainsi que la sensibilité de ce cumul au nombre total en particules d'aérosol (figures 2.16b et c). Dans le cas C-REF/100, les précipitations sont essentiellement présentes sur le relief des Vosges. L'intensité de ces précipitations est toutefois modérée puisque le cumul maximum de pluie est de seulement 7,42 mm (voir tableau 2.5). Les figures 2.16b et c représentent la différence de cumul de pluie au sol du cas de référence C-REF/100 avec le cas pollué C-POL/100 et le cas propre C-PRO/100.

Les changements de concentration en particules d'aérosol ont provoqué à certains endroits une modification dans le cumul total de pluie au sol allant de - 3 mm à + 5 mm. Par conséquent, pour le cas COPS, ces changements dans le nombre d'aérosols peuvent localement avoir deux effets : augmenter ou diminuer les précipitations. En analysant les caractéristiques maximales et moyennes des trois scénarios, les effets de la concentration des aérosols deviennent plus visibles. Le tableau 2.5 montre que la pluie maximale absolue est de 7,42 mm pour le cas

Cas d'étude	Nom de la simulation	\bar{R} (mm)	R_{max} (mm)	Surface arrosée (km ²)	Quantité totale de pluie (Mt)
COPS	C-REF/100	1,74	7,42	337	0,59
	C-POL/100	1,31	6,39	307	0,40
	C-PRO/100	2,00	8,02	344	0,69
	C-REF/50	1,80	7,52	335	0,60
	C-REF/05	1,93	7,68	339	0,65
	C-POL/05	1,48	6,70	335	0,50
	C-PRO/05	2,20	8,45	347	0,76
HyMeX	H-REF/40	10,09	119,5	$10,78 \times 10^3$	102,3
	H-LOW/40	10,36	124,6	$11,45 \times 10^3$	117,0
	H-PDD/40	13,02	153,3	$11,98 \times 10^3$	121,4

TAB. 2.5 – Valeurs totales, maximales et moyennes des pluies, ainsi que la surface totale arrosée après 1,5 h ou 12 h de précipitation pour les simulations COPS ou HyMeX, respectivement. La quantité totale de pluie (en Mégatonnes) et la surface arrosée ont été calculées en prenant en compte tous les points de surface ayant un cumul de pluie $> 0,1$ mm pour COPS ou $\geq 0,25$ mm pour HyMeX.

C-REF/100, 6,39 mm pour le cas C-POL/100 et de 8,02 mm pour le cas C-PRO/100. La tendance pour l'accumulation moyenne des pluies au sol est la même, à savoir que la quantité de pluie au sol augmente lorsque la concentration en nombre des particules d'aérosol diminue. Le tableau 2.5 montre également que la décroissance dans le cumul moyen de pluie est associée à une décroissance de la surface arrosée par le système convectif précipitant COPS. Ceci est plus prononcé pour le cas C-POL/100 où la surface arrosée diminue d'environ 30 km² (Planche et al., 2010). Le plus marquant avec la variation de la concentration des aérosols est la diminution d'un facteur 1,5 de la quantité d'eau totale tombée au sol (irrigation) entre le cas C-REF/100 avec 0,59 Mt et le cas C-POL/100 où elle est de 0,40 Mt, soit une variation de 31% environ. Cependant, pour le cas C-PRO/100, elle augmente jusqu'à 0,69 Mt, soit 17%.

De plus, l'influence des propriétés physico-chimiques des particules d'aérosol sur la formation et l'évolution du système précipitant COPS a également été étudiée en réduisant la solubilité des aérosols. Le tableau 2.4 montre les solubilités testées. Ces solubilités peuvent être considérées comme extrêmes. Cependant, les études de sensibilité associées permettent de quantifier l'impact de cette propriété sur la plus large gamme des solubilités possibles, variant de 5% à 100%, et représentant ainsi des aérosols presque totalement insolubles à complètement solubles.

Les figures 2.16d et e montrent que la réduction de la solubilité des particules d'aérosol a une influence sur les cumuls de pluie au sol, mais à un degré moindre que les modifications en nombre des particules d'aérosol (noter le changement d'échelle). Globalement, une légère augmentation des précipitations est visible lorsque la solubilité des aérosols diminue (ce qui est équivalent à une diminution de l'efficacité des aérosols à se comporter en CCN), mais là aussi localement le comportement peut être inversé. Le tableau 2.5 montre que l'accumulation moyenne de la pluie sur la surface arrosée augmente légèrement avec la diminution de la solubilité des particules d'aérosol. Le cumul maximum de pluie au sol augmente de 7,42 mm pour C-REF/100 à 7,52 mm pour C-REF/50 et 7,68 mm pour C-REF/05. Le tableau 2.5 montre également une augmentation jusqu'à 10% dans l'accumulation moyenne et dans la quantité totale des pluies lorsque la solubilité diminue (C-REF/05). Aussi, une chute de la solubilité des aérosols provoque une modification supplémentaire dans le cumul moyen et dans la quantité totale des pluies au sol atteignant +25% de la valeur du cas de référence (C-REF/100) dans C-PRO/05 et -15% dans C-POL/05.

Pour le cas HyMeX, l'impact des aérosols sur le système convectif précipitant observé le

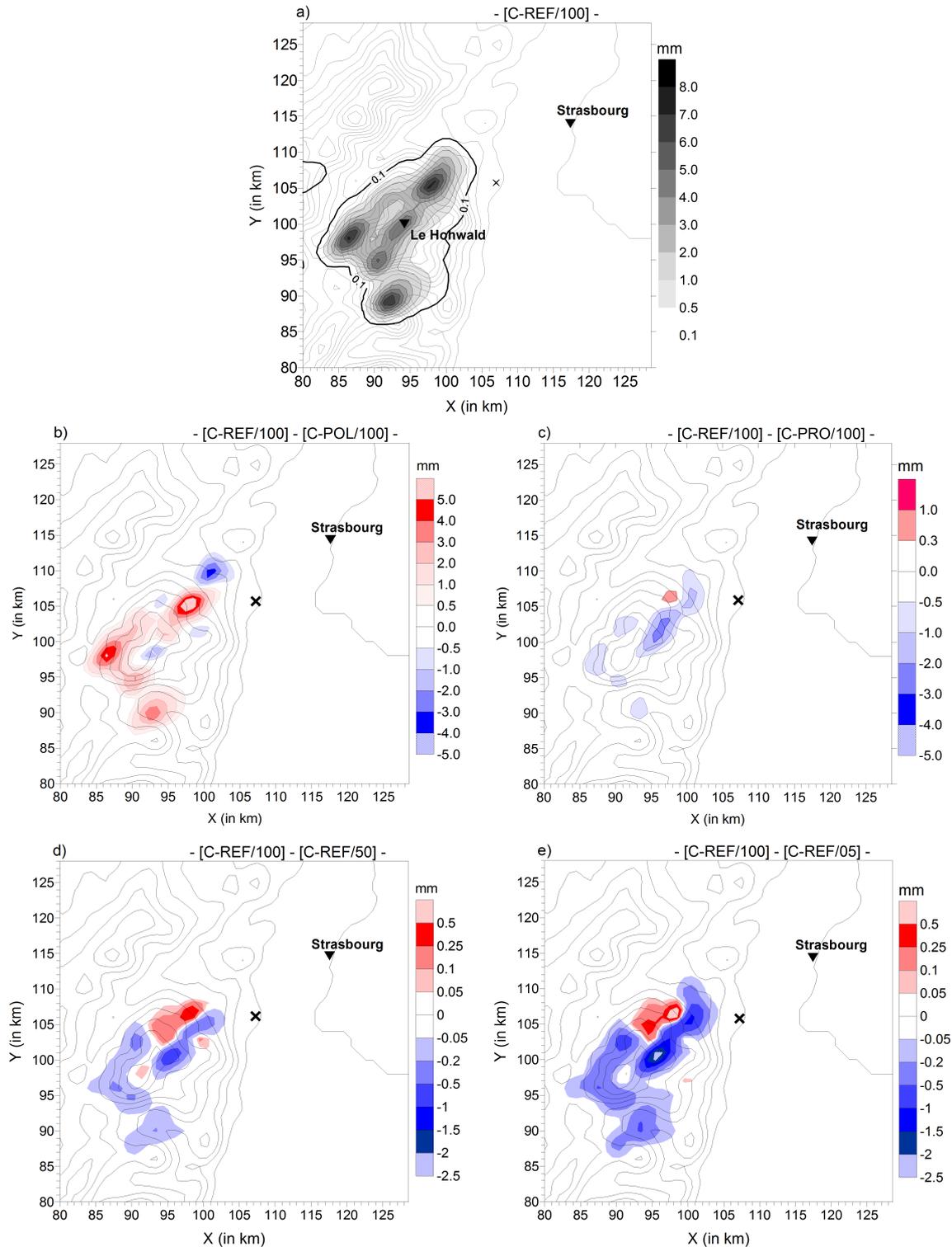


FIG. 2.16 – (a) Cumul de pluie au sol simulé pour le cas de référence (C-REF/100) de COPS après 1,5 h de précipitation. La croix noire symbolise la position du radar en bande X (présenté dans la section 2.2.1) qui a été déployé dans le massif des Vosges lors de la campagne COPS. (b-e) Différences des cumuls de pluie au sol en mm et 1,5 h après le début des pluies : entre le cas de référence C-REF/100 et le cas pollué C-POL/100 (b), entre le cas de référence C-REF/100 et le cas propre C-PRO/100 (c), entre le cas de référence C-REF/100 et le cas avec des aérosols supposés à 50% soluble C-REF/50 (d), et entre le cas de référence C-REF/100 et le cas avec des aérosols supposés à 5% soluble C-REF/05 (e). Noter les différentes échelles de couleurs. Figures adaptées de [Planche et al. \(2010\)](#) et [Planche \(2011\)](#).

26 septembre 2012 a été analysé avec une étude de sensibilité faisant varier le nombre total des particules d'aérosol seulement. Les concentrations en aérosols utilisées ont été fixées en accord avec les mesures réalisées lors de la campagne HyMeX ou avec les observations effectuées au sommet du puy de Dôme pour des conditions atmosphériques comparables à celles du cas d'étude (voir tableau 2.4).

La figure 2.17 montre le cumul de pluie au sol pour les différentes situations simulées pour le cas HyMeX (H-REF/40, H-LOW/40 et H-PDD/40). Noter que le cumul de pluie au sol observé et simulé dans le cas de référence H-REF/40 sont aussi disponibles sur les figures 2.4a-b. Pour chacune des simulations HyMeX, les précipitations sont organisées selon une bande

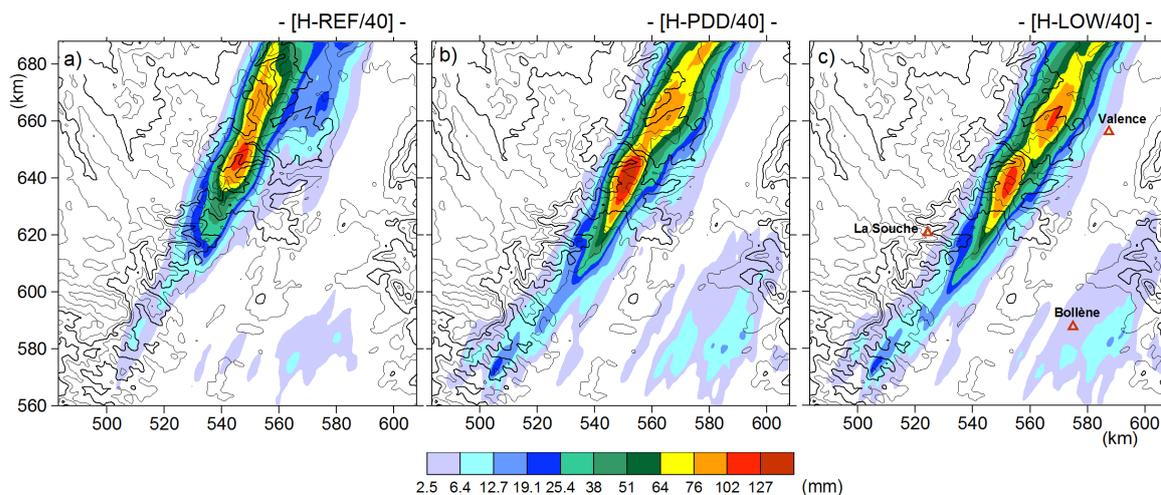


FIG. 2.17 – Cumul de pluie au sol entre 06:00 et 11:00 UTC (période pendant laquelle la pluie est la plus intense) obtenu par les différentes simulations du cas HyMeX : H-REF/40 (a), H-PDD/40 (b), et H-LOW/40 (c). Voir le tableau 2.4 qui liste les différentes propriétés utilisées pour représenter les particules d'aérosol. Figures adaptées de Kagkara et al. (2020).

qui a la même orientation quelle que soit la concentration initiale en aérosols utilisée. Dans la situation H-LOW/40 (figure 2.17c), deux cellules intenses de pluie sont visibles. Ces deux cellules deviennent moins intenses lorsque la concentration en particules d'aérosol augmente (figure 2.17a). Le tableau 2.5 indique que lorsque la concentration en aérosols diminue les taux de pluie moyen (\bar{R}) et maximum (R_{max}) deviennent plus élevés. Cette tendance est également observée pour la quantité totale de pluie au sol.

La figure 2.18 fournit l'évolution temporelle de l'accumulation horaire ($> 20 \text{ mm h}^{-1}$) des précipitations à la surface entre 07:00 et 11:00 UTC (période au cours de laquelle les précipitations sont les plus intenses ; voir Arteaga et al. (2020)). Les observations de l'OHMCV (Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais ; Boudevillain et al. (2011)) sont présentées sur la figure 2.18a et sont obtenues en fusionnant les observations de quatre radars météorologiques issus du réseau national français ARAMIS et de plus de 250 pluviomètres horaires à l'aide d'une technique géostatistique de krigeage avec dérive externe (KED). Les figures 2.18b-c montrent les résultats obtenus pour les simulations HyMeX avec les concentrations en aérosols les plus extrêmes : H-REF/40 (situation la plus polluée) et H-PDD/40 (situation la moins polluée). Cette analyse permet de montrer que dans les différentes simulations, les précipitations sont plus stationnaires que dans les observations entre 07:00 et 11:00 UTC, surtout pour la simulation H-PDD/40, expliquant ainsi que le cumul maximum obtenu pour cette simulation soit le plus important (voir tableau 2.5).

Avec les différentes simulations HyMeX, il est possible de montrer que l'augmentation de la quantité totale de pluie au sol avec la diminution de la concentration initiale en aérosols

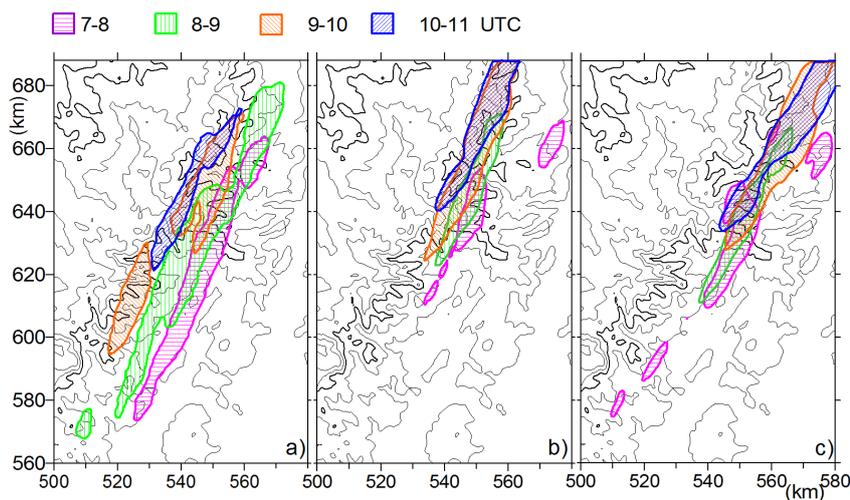


FIG. 2.18 – Evolution horaire des surfaces arrosées par des cumuls de pluie $> 20 \text{ mm h}^{-1}$ pour les observations de l’OHMCV (a) et pour les simulations H-REF/40 (b) et H-PDD/40 (c) qui correspondent aux situations les plus ou moins polluées. Figure adaptée de [Kagkara et al. \(2020\)](#).

(voir tableau 2.5) est associée à une augmentation de l’intensité de la bande de précipitation, surtout dans sa partie Sud, en raison d’un début de pluie plus précoce (figure 2.18b) et d’une intensification de la pluie dans les zones où les cumuls étaient faibles dans H-REF/40 (ex., partie Sud-Est du domaine de simulation ; voir figure 2.17). Cette intensification des taux de pluie lorsque la concentration initiale en aérosols est diminuée est aussi présentée à l’aide d’une analyse statistique (densité de probabilité) dans [Kagkara et al. \(2020\)](#).

A l’aide des différentes études réalisées à la fois sur le cas COPS et sur le cas HyMeX, il est possible de conclure que les cumuls de précipitation au sol diminuent en moyenne lorsque la concentration initiale en nombre des particules d’aérosol augmente. Ce comportement moyen, également simulé avec le MetUM dans le cadre des cas CSIP, est en cohérence avec la théorie sur l’effet indirect des aérosols ([Twomey, 1974](#); [Albrecht, 1989](#)), à savoir qu’une augmentation du nombre de particules d’aérosol produit un nombre important de petites gouttelettes nuageuses qui atteignent plus difficilement leur taille précipitante. Cet impact des aérosols est aussi marqué dans un système convectif intense tel que celui observé lors de HyMeX puisqu’une diminution d’un facteur 3 en nombre d’aérosol induit une augmentation de 20% de la quantité de pluie et pour le cas d’étude COPS une diminution équivalente en nombre d’aérosol provoque une augmentation de 17% des pluies au sol. Il est important de rappeler que les quantités de pluie sont beaucoup plus importantes pour le cas des Cévennes (102 Mt) que pour le cas des Vosges (0,6 Mt). Cependant, les interactions aérosols-nuages-précipitations sont plus complexes car localement le comportement de ces précipitations est contraire à la théorie de l’effet indirect : soit directement lié à l’évolution temporelle du système précipitant (comme pour le cas des Cévennes), ou soit par une modification des propriétés microphysiques des nuages. Des études plus spécifiques sur les interactions aérosols-nuages ont donc été nécessaires et les principaux résultats seront décrits dans le paragraphe suivant.

De même, lorsque la solubilité des aérosols diminue, l’efficacité des aérosols à se comporter en noyaux de condensation (CCN) diminue également. Ainsi l’effet de cette diminution de la solubilité est similaire à une baisse de la concentration en nombre des particules d’aérosol. De nouveau, le comportement des précipitations au sol est en moyenne cohérent à l’effet indirect mais, localement, ce comportement peut être inversé. Dans l’ensemble, pour le cas COPS, la quantité totale des précipitations au sol a seulement varié modérément pour la plupart des scénarios examinés. Les différences les plus drastiques ont eu lieu pour le cas propre avec des aérosols quasi insolubles et le cas pollué avec des aérosols totalement solubles. Ces deux

scénarios ont toutefois un caractère purement académique, puisque les particules d’atmosphères marines (atmosphères supposées propres) proviennent principalement de la surface de la mer, et sont préférentiellement solubles, alors que dans les atmosphères polluées (de type urbain), des particules insolubles issues, par exemple, de sources anthropiques peuvent être présentes (Warneck, 2000; Andreae et Rosenfeld, 2008).

• Impacts des particules d’aérosol sur les propriétés nuageuses

Les systèmes nuageux simulés au-dessus des Vosges ou des Cévennes et qui ont été observés lors de la campagne COPS ou HyMeX ont des propriétés très différentes (comme déjà évoqué dans la section 2.2.1) puisque le système nuageux de COPS est essentiellement constitué d’eau liquide alors que celui de HyMeX est un système nuageux de phase mixte avec une phase glacée dominante.

Ainsi, pour mieux comprendre les interactions entre aérosols et propriétés nuageuses, les travaux réalisés dans le cadre de la campagne COPS (Planche et al., 2010) ont été orientés vers l’influence des particules d’aérosol sur la phase liquide du nuage alors que ceux réalisés dans le cadre de la campagne HyMeX (thèse de C.Kagkara (2019)) sont axés sur les interactions entre les aérosols et la phase glacée du nuage.

A l’aide de DESCAM, qui traite de manière détaillée l’activation des particules d’aérosol et la croissance par diffusion des gouttelettes nuageuses dans un champ tridimensionnel de vent, de température et de vapeur d’eau, une étude statistique a pu fournir des résultats fondamentaux (Planche et al., 2010) sur le comportement de la microphysique, de la thermodynamique et de la dynamique au sein du système convectif étudié lors de COPS et qui s’est formé sur le relief des Vosges. Pour cette étude, tous les points de grille du modèle compris dans un volume de $15 \times 15 \times 4,6 \text{ km}^3$ ont été analysés pendant les 30 premières minutes (avec un pas de temps de 3 secondes) de formation du nuage et des précipitations. La microphysique interne au nuage a ainsi pu être étudiée à l’aide des deux paramètres dominants dans le système convectif simulé, à savoir le vent vertical ascendant w et la sursaturation S . La figure 2.19 synthétise les propriétés nuageuses obtenues pour diverses concentrations et solubilités des particules d’aérosol (vues dans le paragraphe précédent et données dans le tableau 2.4).

La figure 2.19a montre que la sursaturation augmente avec la vitesse verticale. En effet, à fortes vitesses verticales, une production importante d’excès de vapeur d’eau non consommée par les hydrométéores fait apparaître une forte sursaturation résiduelle. La figure 2.19a illustre, de plus, l’important effet du nombre des aérosols sur la microphysique du nuage puisque les sursaturations sont les plus élevées sur tout l’intervalle des vents verticaux analysés dans les cas propres (avec une solubilité des aérosols de 100% ou de 5% : cas C-PRO/100 ou C-PRO/05) alors que c’est le contraire pour les cas pollués (C-POL/100 et C-POL/05). Ceci montre qu’une concentration élevée en particules d’aérosol permet une consommation plus importante en vapeur d’eau provoquant ainsi une diminution de la sursaturation. L’effet de la solubilité des aérosols est aussi très marqué car en comparant les résultats des cas propres (avec la solubilité des aérosols égale à 100% et à 5% : C-PRO/100 et C-PRO/05) il apparaît que les valeurs moyennes pour la sursaturation augmentent de plus de 0,1% en présence des aérosols les plus insolubles, soit une augmentation relative de 20% sur tout l’intervalle des vents verticaux analysés. En effet, les particules d’aérosol les plus insolubles utilisent moins de vapeur d’eau provoquant ainsi des sursaturations plus importantes.

La même approche statistique a été utilisée afin de comprendre le rôle des propriétés des aérosols sur la formation des gouttelettes nuageuses dans les cellules convectives simulées (figure 2.19b). Les résultats ainsi obtenus sont en accord avec la théorie sur la nucléation et la croissance des gouttelettes : la concentration moyenne en gouttelettes augmente avec la

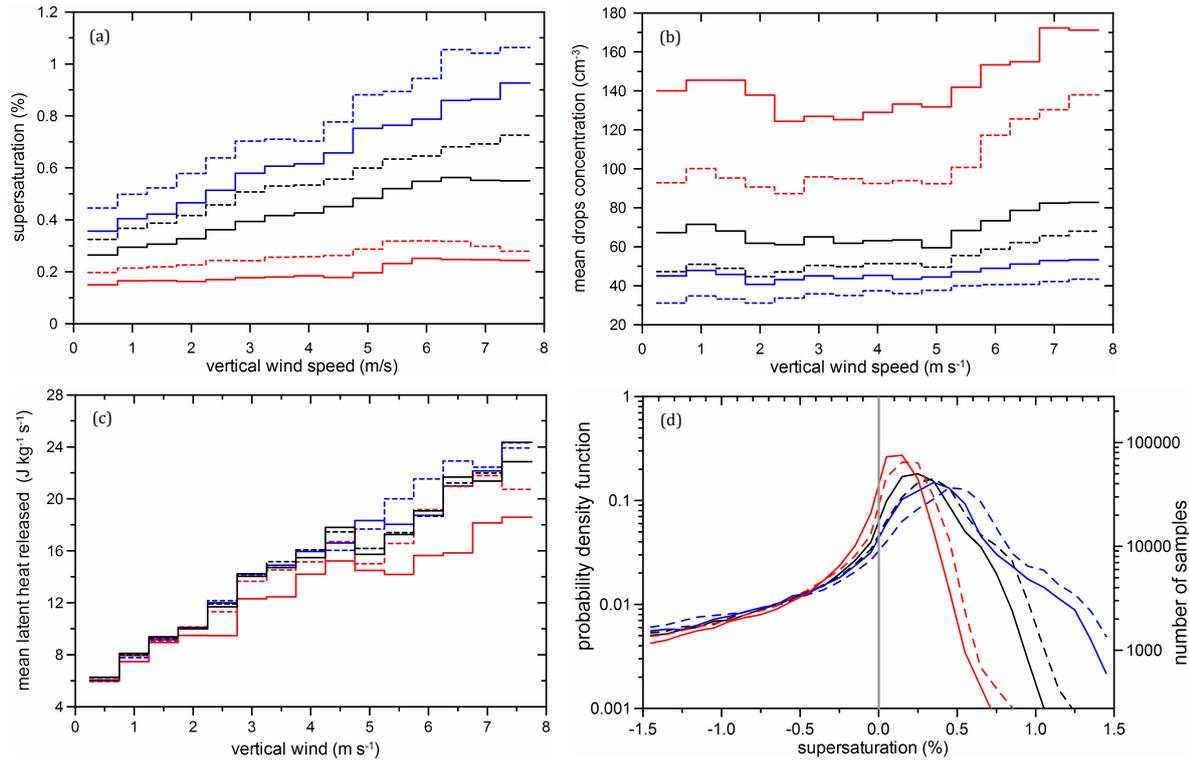


FIG. 2.19 – Etude du comportement moyen de la sursaturation (a), de la concentration en nombre de gouttelettes (b) et de la chaleur latente libérée (c) en fonction du vent vertical dans le système nuageux observé lors de COPS pour les simulations dites de référence (en noir), polluée (en rouge) et propre (en bleu) avec une solubilité en particules d’aérosol égale à 100% (lignes continues) et à 5% (lignes pointillées) (voir détails des simulations dans le tableau 2.4). Afin de se limiter aux situations nuageuses, seuls les points de grille ayant $S \geq 0\%$, $LWC > 0,1 \text{ g m}^{-3}$ et $w \in [0,25; 7,75] \text{ m s}^{-1}$ ont été sélectionnés pour cette analyse. Le vent vertical a été scindé en 15 classes par intervalles de $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Densité de probabilité des points (d) situés dans un environnement nuageux ($LWC > 0,1 \text{ g m}^{-3}$) en fonction de la sursaturation S pour les différentes situations et pour des vents ascendants ($w > 0 \text{ m s}^{-1}$). La sursaturation a été scindée par intervalles de 0,1%. L’axe de droite donne le nombre d’occurrences pour le cas dit de référence avec des aérosols 100% soluble (C-REF/100). Figures adaptées de [Planché et al. \(2010\)](#).

concentration en aérosols (ou CCN) ([Albrecht, 1989](#)) ; la formation des gouttelettes augmente avec la solubilité des particules d’aérosol ([Reutter et al., 2009](#)) et une augmentation des vents verticaux provoque une augmentation de la sursaturation nuageuse (figure 2.19a) et ainsi facilite l’activation de gouttelettes.

Lors des processus de condensation/évaporation de la chaleur latente est dégagée/consommée pouvant impacter localement les propriétés thermodynamiques de l’atmosphère (comme cela a déjà été montré dans la section 2.2.1a). La figure 2.19c montre la chaleur latente moyenne libérée (c.-à-d. une condensation nette dominante) pour l’intervalle des vents verticaux analysés. Pour l’ensemble des cas, hormis pour le cas pollué avec des aérosols 100% soluble (C-POL/100) où le comportement diffère légèrement, la chaleur latente libérée augmente linéairement avec l’intensité des courants ascendants. A l’aide de la figure 2.19a, on peut conclure que la concentration élevée en particules d’aérosol solubles diminue la sursaturation nuageuse, réduisant la libération de chaleur latente lors de la condensation (présence de beaucoup d’aérosols humides) et ainsi la flottabilité de l’atmosphère. Pour ce cas d’étude, la diminution de la flottabilité n’influence pas l’altitude du sommet du système nuageux mais modifie toutefois l’évolution du système précipitant car l’intensité des cellules se formant à la fin de son cycle de vie est diminuée.

La figure 2.19d, qui illustre les distributions de densité de probabilité pour la sursaturation, montre que pour la plupart des points nuageux la sursaturation dominante se trouve entre 0 – 0,1% pour les situations polluées, entre 0,2 – 0,3% pour les situations de référence et entre 0,3 – 0,4% pour les situations propres. Lorsque les particules d’aérosol ont une solubilité de 5%, le comportement est similaire mais la sursaturation maximale augmente de 0,1% pour tous les cas. Ceci confirmant ainsi les conclusions issues de la figure 2.19a pour l’air saturé. L’étude de [Planche et al. \(2010\)](#) a, de plus, permis de déterminer que le système nuageux convectif simulé pour la situation polluée avec des aérosols 100% soluble (C-POL/100) est composé à 25% d’air sous-saturé alors que cette proportion est moins importante ($\approx 18\%$) pour tous les autres cas.

En conclusion, cette analyse a démontré que le nombre et la solubilité des aérosols n’influencent pas seulement les processus microphysiques tels que la nucléation des gouttelettes mais également la thermodynamique et la dynamique du nuage étudié (voir le lien entre microphysique, thermodynamique et dynamique dans la section 2.1.1a) formé sur le relief des Vosges lors de la campagne COPS. Le processus clé pour la dynamique est la libération de la chaleur latente qui décroît avec un nombre excessif de particules d’aérosol. Par conséquent, la flottabilité de l’air devient moins importante et les ascendances perdent de leurs intensités provoquant ainsi un nombre de points nuageux plus faible. De plus, la diminution en chaleur latente est aussi une conséquence de la réduction en sursaturation. En effet, les particules d’aérosol 100% soluble utilisent déjà des quantités importantes de vapeur d’eau dans une phase non-activée (point de déliquescence). Si ces particules d’aérosol sont également très nombreuses comme dans la situation polluée alors le rapport de mélange en vapeur d’eau est davantage réduit et l’humidité relative dans les cellules convectives reste souvent au-dessous de 100%. Par conséquent, de grandes parties du nuage restent dans un état de sous-saturation avec des quantités importantes de particules humidifiées de type brume, incapables de contribuer d’une manière importante à la formation des précipitations convectives au-dessus des Vosges (comme vu dans le paragraphe précédent ou à l’aide de la figure 2.16).

L’impact de la concentration initiale en nombre de particules d’aérosol sur le système convectif précipitant formé sur le relief des Cévennes lors de la campagne HyMeX a été analysé à l’aide du comportement moyen des profils verticaux des contenus en glace (IWC) et en eau précipitante (RWC) (figure 2.20). Pour effectuer cette étude, afin de pouvoir comparer les résultats obtenus pour les différentes concentrations en aérosols utilisées avec les observations restituées des mesures du radar en bande W aéroporté RASTA (déjà présentées dans la section 2.2.1c), seuls les points de grille ayant un $IWC > 0,01 \text{ g m}^{-3}$ et une réflectivité radar $Z < 35 \text{ dBZ}$ (dans le domaine de diffusion de Rayleigh) ont été considérés (même conditions que celles utilisées pour l’étude présentée dans la figure 2.10b) (voir figure 2.20a).

Les différentes concentrations initiales en particules d’aérosol choisies dans les différentes situations : H-REF/40, H-LOW/40 et H-PDD/40 influencent le profil moyen du contenu en glace (IWC) sur la totalité de l’extension verticale du système nuageux simulé avec DESCAM. La plus grande différence entre les profils de IWC obtenus pour les trois simulations se trouve à des altitudes proche de la base du nuage (entre 3 km et 5,5 km d’altitude). Il faut toutefois noter que le profil moyen de IWC obtenu dans H-PDD/40 est proche de celui simulé dans la situation H-REF/40 à hautes altitudes (entre 8 km à 9 km) (figure 2.20a). De plus, le profil vertical moyen du IWC restitué à l’aide des observations du radar RASTA est moins important que les différents profils simulés avec DESCAM. Néanmoins, les profils simulés restent plus faibles que le profil moyen du IWC déterminé à l’aide des sondes microphysiques aéroportées (à comparer avec la figure 2.10b).

La figure 2.20b montre une analyse similaire mais en considérant l’ensemble des points de grille avec un $IWC > 0,01 \text{ g m}^{-3}$ afin de mieux quantifier l’impact de la concentration initiale en

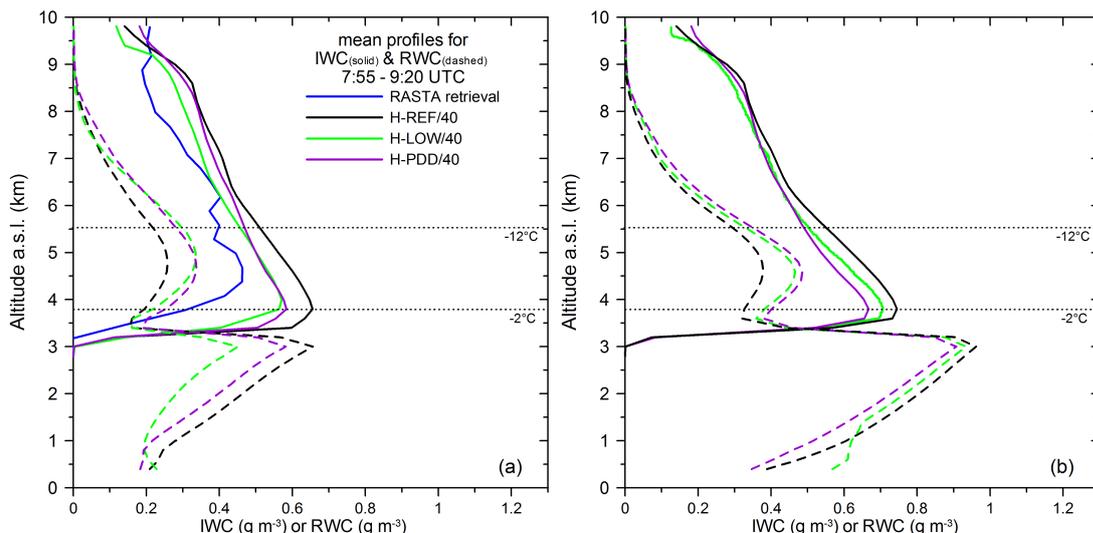


FIG. 2.20 – (a) Profil vertical moyen du contenu en glace (IWC) (lignes continues) restitué des mesures du radar en bande W aéroporté RASTA (voir aussi figure 2.10b) et simulé avec DESCAM pour les situations de référence H-REF/40 (en noir), H-LOW/40 (en vert) et H-PDD/40 (en violet) pour lesquelles la concentration initiale des particules d’aérosol à la surface est diminuée (voir tableau 2.4). Seuls les points de grille ayant un IWC $> 0,01 \text{ g m}^{-3}$ et une réflectivité radar (dans le domaine de diffusion de Rayleigh) $Z < 35 \text{ dBZ}$ ont été sélectionnés pour cette analyse statistique afin de considérer le fait que, pour des raisons de sécurité, l’avion ne vole pas dans les zones les plus intenses du système nuageux échantillonné (comme pour l’analyse présentée sur la figure 2.10b). Les profils moyens du contenu en eau précipitante (RWC) sont aussi représentés (lignes en pointillés) pour les différentes simulations et en considérant les mêmes points de grille que pour les profils moyens du IWC. (b) Même représentation mais pour une étude réalisée en considérant l’ensemble des points de grille ayant un IWC $> 0,01 \text{ g m}^{-3}$. Figures adaptées de Kagkara (2019).

aérosols sur l’ensemble du système convectif. Dans cette étude, les IWC atteignent logiquement des valeurs plus élevées (+10%) que celles présentées sur la figure 2.20a pour les différents scénarios. De plus, les diminutions imposées sur la concentration initiale en aérosols dans H-LOW/40 puis dans H-PDD/40 provoquent des diminutions successives du IWC aux altitudes où la phase glace est importante (comportement moins marqué avec l’analyse présentée sur la figure 2.20a). La figure 2.20b montre également que la concentration initiale en nombre de particules d’aérosol a un impact sur le profil vertical moyen du RWC. Cet impact est contrasté selon si l’eau précipitante se situe au-dessus ou au-dessous de la base du nuage. En effet, plus la concentration en aérosols augmente, plus le profil moyen de RWC est important sous le nuage alors que son comportement est inversé dans le nuage aux altitudes où l’augmentation du nombre d’aérosols provoque une augmentation du profil moyen de IWC.

En conclusion, cette dernière analyse montre que le nombre initial de particules d’aérosol influencent la structure verticale (c.-à-d. le IWC et le RWC) du système convectif simulé sur les Cévennes. Une réduction de la concentration initiale en aérosols entraîne une augmentation du RWC dans le nuage à des altitudes situées au-dessus du niveau de fonte et une réduction du IWC sur l’ensemble de l’extension verticale du système nuageux. Il faut noter que des gouttelettes sont présentes en plus grand nombre au-dessus du niveau de fonte dans le cas de référence (H-REF/40) que dans le cas le plus propre (H-PDD/40) (jusqu’à 80% de gouttelettes en plus à des altitudes comprises entre 4,4 et 5,7 km, non illustré). La présence de ces nombreuses gouttelettes crée un environnement ayant des sursaturations plus faibles que dans les autres situations (H-LOW/40 et H-PDD/40), imposant à ces gouttelettes de rester petites et de s’évaporer facilement. Au contraire, lorsque les gouttelettes sont moins nombreuses (H-LOW/40 et H-PDD/40), la sursaturation étant plus importante, alors elles peuvent plus

facilement grossir (par condensation de vapeur d'eau) pour atteindre une taille précipitante et ainsi provoquer un RWC plus important. Néanmoins, ces gouttes atteignant des plus grosses tailles, elles sédimentent plus rapidement en raison de la gravité et peuvent, sous le nuage, subir le processus d'évaporation de manière efficace lors de leur chute provoquant des profils moyens en RWC plus faibles.

Enfin, il semble que les altitudes les plus impactées sont celles où les phases liquide et glacée du nuage sont toutes les deux importantes dans DESCAM. Or comme déjà vu dans les sections 2.2.1c et d, la proportion de ces deux phases dans les simulations ne semblent pas en cohérence avec les observations, puisque celles-ci indiquaient que le nuage convectif était essentiellement constitué de glace. Ainsi la concentration en aérosols ayant un impact relativement important sur les différentes phases du nuage, il serait sûrement judicieux de modifier la représentation du processus de nucléation hétérogène des cristaux de glace (actuellement décrit à l'aide de [Meyers et al. \(1992\)](#)) et de simuler des mécanismes de formation des cristaux de glace secondaire, comme par exemple le processus de [Hallet et Mossop \(1974\)](#) efficace entre -3°C et -8°C pour lequel l'eau surfondue et les cristaux présents dans le nuage sont impliqués.

2.3 Conclusions

L'objectif de mes travaux de recherche vise à une meilleure compréhension des processus microphysiques (par exemples, l'évolution des gouttes de pluie et des cristaux de glace, et les interactions entre la phase liquide et la phase glacée du nuage) impliqués dans la formation et l'évolution de systèmes convectifs précipitants ayant des propriétés dynamiques et thermodynamiques variées, mais aussi de déterminer le rôle et l'influence de la pollution particulaire sur le cycle de vie de ces systèmes précipitants, surtout dans le contexte actuel de climat changeant. Ces travaux ont été effectués par le biais de différents modèles numériques à méso-échelle ayant des hypothèses de représentation différentes pour la dynamique et la microphysique (*i.e.* modèles tridimensionnels (3D) non-hydrostatiques anélastiques ou compressibles utilisant une représentation paramétrée ou détaillée de la microphysique).

Parmi les différents outils numériques utilisés, le module de microphysique détaillée DESCAM est un outil particulièrement adapté pour étudier les interactions entre les particules d'aérosol, les nuages et les précipitations puisque celui-ci décrit les différents processus microphysiques de manière explicite, comme par exemple l'activation des gouttelettes nuageuses via la théorie de Köhler, et permet le suivi de la masse d'aérosol dans les hydrométéores liquides ou glacés, nuageux ou précipitants.

Les résultats du modèle DESCAM-3D ont été comparés avec ceux obtenus à l'aide d'un modèle 3D à microphysique à moments (WRF couplé au schéma paramétré de [Thompson et al. \(2008\)](#) ou de [Morrison et al. \(2009\)](#)) pour la situation de type cévenol observée au-dessus du relief des Cévennes lors de la campagne de mesures HyMeX (SOP1). Cela a permis de mettre en évidence des différences dans les propriétés des précipitations simulées au sol qui semblent être induites par des effets diabatiques (provoqués par la microphysique) impactant la dynamique du système nuageux. Afin de pouvoir quantifier uniquement l'influence de la microphysique, il faudrait pouvoir comparer des résultats obtenus avec des modèles utilisant un même cadre dynamique 3D couplé à DESCAM ou aux différents schémas de microphysique paramétrée évalués ([Thompson et al., 2008](#); [Morrison et al., 2009](#)); un des volets de mon projet de recherche s'inscrit dans la continuité directe de cette analyse (voir partie 3).

Différents cas convectifs observés lors des campagnes CSIP, COPS et HyMeX ont été simulés pour étudier les interactions aérosols-nuages-précipitations, et plus particulièrement pour identifier les effets des propriétés physico-chimiques des particules d'aérosol sur le développement de ces systèmes nuageux orographiques ou frontaux, et sur leurs précipitations. Pour chacun de ces systèmes convectifs, une augmentation en nombre des particules d'aérosol affecte la formation des précipitations. La répartition des précipitations au sol simulée pour les différents cas permet de retrouver en moyenne les affirmations avancées dans la théorie du second effet indirect des aérosols (à savoir qu'une atmosphère polluée aurait tendance à provoquer une diminution des précipitations). Il faut toutefois noter que si la phase glacée est dominante dans le système nuageux, cette sensibilité à la concentration en aérosols semble moins marquée. De plus, les résultats montrent également que localement le comportement des précipitations au sol peut être opposé à la théorie du second effet indirect des aérosols. D'autre part, une modification de la solubilité de ces particules d'aérosol affecte également la formation des précipitations. En moyenne, le comportement est en adéquation avec la même théorie (*c.-à-d.* une diminution de la solubilité des aérosols provoque une augmentation des précipitations) mais localement les conclusions peuvent, là encore, être opposées. Afin d'approfondir ces conclusions sur le rôle de la pollution particulaire sur les précipitations (*e.g.* intensité, comportement local...), il est important que les futures campagnes expérimentales combinent des mesures des propriétés des particules d'aérosol (telles que la concentration, les distributions horizontale et verticale) dans les basses couches de l'atmosphère avec des réseaux denses de pluviomètres et de mesures radar pour les précipitations à la surface.

Les aérosols pouvant se comporter comme des noyaux de condensation (CCN) et/ou des noyaux glaçogènes (INP), la modification de leur concentration en nombre et de leur solubilité n'influencent pas seulement les précipitations mais aussi les propriétés internes aux nuages. En effet, comme cela a pu être montré dans le cas du système nuageux observé sur le relief des Vosges lors de la campagne COPS, les propriétés physico-chimiques des aérosols affectent les processus microphysiques tels que la nucléation des gouttelettes, mais également la thermodynamique (c.-à-d. la sursaturation) et la dynamique du nuage. Le processus clé impactant la dynamique est la réduction de la chaleur latente libérée lorsque le nombre de particules d'aérosol augmente. Par conséquent, dans cette situation, la flottabilité de l'air diminue et les ascendances perdent de leurs intensités provoquant ainsi une diminution de la sursaturation nuageuse et des quantités de particules d'aérosols humidifiés (bruine) beaucoup plus conséquentes. En outre, une concentration en nombre d'aérosols modifiée impacte également la phase glacée du nuage, comme cela a été montré pour le système nuageux observés au-dessus des Cévennes lors de la campagne HyMeX. En effet, la formation de la glace par les processus de nucléation hétérogène et homogène (Meyers et al., 1992; Koop et al., 2000) a été impactée sur l'ensemble de l'extension verticale de ce système nuageux puisque une augmentation du nombre total d'aérosol a provoqué une augmentation du contenu en glace (IWC) sur l'ensemble du profil.

Outre les études de sensibilité réalisées afin de comprendre le comportement des interactions aérosols-nuages-précipitations, des études comparatives entre les résultats de simulations et les observations ont pu mettre en évidence un déficit dans la quantité de glace nuageuse simulée avec DESCAM (même dans la situation la plus polluée) pour le système de type cévenol observé lors de HyMeX. Au contraire, il semble que la phase liquide du nuage soit importante dans les simulations alors que les sondes microphysiques in-situ aéroportées n'ont échantillonné que des particules glacées aux altitudes correspondantes dans le nuage. Il semble donc que la conversion de la phase liquide en glace ne soit pas assez efficace dans DESCAM (et dans WRF également) et que le module microphysique nécessite une amélioration dans la représentation des processus de formation de la phase glacée du nuage. Il faut toutefois noter, qu'une fois la représentation de la phase glace améliorée, les comparaisons des quantités simulées avec DESCAM pour les contenus en eau liquide et en glace constituant les nuages convectifs de phase mixte avec des observations resteront un défi. En effet, il est actuellement encore difficile de distinguer/quantifier les différentes phases constituant les nuages convectifs. Cette difficulté n'est pas uniquement due à la disponibilité des instruments mais surtout aux lacunes que la communauté scientifique a, à ce jour, dans les capacités d'observations et de restitutions d'un certain nombre de propriétés microphysiques caractérisant ces nuages épais en phase mixte. Ainsi, les observations ou produits d'inversion disponibles sont assujettis à d'importantes incertitudes ou limitations. Il est donc nécessaire de rester vigilant aux avancées réalisées dans ce domaine d'observations.

Enfin, les processus microphysiques de la phase précipitante sont considérés comme relativement « bien connus » mais, les deux différentes études réalisées : sur le système cévenol avec DESCAM ou sur la ligne de grains d'Oklahoma avec WRF, ont montré des défaillances dans la représentation de la distribution en taille des gouttes de pluie dans les deux modèles numériques. En effet, dans WRF mais aussi dans DESCAM, le nombre de petites gouttes de pluie simulées est sous-estimé par rapport aux observations disponibles alors que le nombre des plus grosses gouttes est surestimé. La nouvelle technique de restitution des observations issues de radars multifréquences à visée verticale a permis d'identifier dans WRF que la paramétrisation décrivant le processus de rupture des gouttes (ou breakup) n'était pas assez efficace. Ceci pourrait être aussi le cas dans DESCAM puisque la rupture de gouttes après collision n'est pas représentée. De plus, comme cela a été montré pour la ligne de grains observée aux Etats-Unis, ces divergences dans la représentation de la distribution en taille des gouttes peut

impacter les taux de pluie au sol mais aussi le taux d'évaporation des gouttes de pluie et ainsi, via les changements associés de chaleur latente, modifier l'intensité des poches froides (qui sont connues comme étant un facteur important dans la formation et l'évolution des lignes de grains mais aussi pour d'autres systèmes nuageux convectifs, tel que les systèmes cévenols).

Partie 3

Perspectives scientifiques

Mon projet scientifique, qui s'inscrit dans la continuité de mes travaux déjà engagés, vise toujours à contribuer à l'amélioration de la compréhension des processus physico-chimiques et microphysiques des nuages et des précipitations ainsi que les interactions aérosols-nuages dans le but de mieux prévoir les précipitations, et ceci toujours à l'aide d'une synergie entre des observations de différentes natures : radars, pluviomètres, sondes microphysiques *in-situ*... et la modélisation à haute résolution, mais aussi en développant de nouveaux outils de modélisation.

Les différentes activités de recherche envisagées pour mener à bien ce projet s'articulent autour de plusieurs volets décrits dans les sections ci-après. Ces activités viseront à mieux comprendre les problématiques scientifiques suivantes :

- Comment les particules d'aérosol (CCN et INP) influencent-elles le développement et l'évolution de systèmes convectifs précipitants ? Comment mieux décrire le processus de nucléation hétérogène de la glace, *i.e.* processus impliquant les INP dans la formation des cristaux de glace ?
- Comment les mécanismes de formation de la glace (*i.e.* homogène, hétérogène, et multiplication de la glace) impactent-ils les propriétés microphysiques des nuages ? Selon les propriétés thermodynamiques et dynamiques de l'atmosphère, quel est le mécanisme de formation de la glace prédominant ? Quels sont les processus microphysiques expliquant la distribution spatiale des phases condensées dans les systèmes nuageux de phase mixte ?
- Quels sont les processus impliqués dans la formation et l'évolution des gouttes de pluie ? Est-ce que les gouttes de pluie soulevées dynamiquement à des altitudes où la glace est présente peuvent influencer le développement microphysique du système nuageux convectif ? Comment la granulométrie des gouttes de pluie peut-elle impacter le processus d'évaporation et la flottabilité de l'atmosphère ?

3.1 Développer un nouvel outil numérique pour mieux représenter les interactions aérosols-nuages

La plupart des modèles atmosphériques actuels travaillant à l'échelle régionale, par exemple le modèle WRF : Weather Research and Forecasting (Skamarock et al., 2008), qui est un modèle reconnu et utilisé par une large communauté internationale, traite les interactions aérosols-nuages-précipitations d'une manière simplifiée, notamment à cause de la représentation de la microphysique nuageuse (comme décrit dans la section 2.1). En effet, ces modèles utilisent des paramétrisations pour représenter la microphysique du nuage : une ou deux variables seulement sont utilisées pour décrire chaque phase (eau nuageuse, pluie, glace nuageuse, neige...)

et la distribution en taille de chacune de ces phases est imposée (distribution gamma, exponentielle...). De plus, lorsqu'elles sont considérées, les particules d'aérosol sont décrites de manière simplifiée et les processus microphysiques associés sont paramétrés à l'aide de relations empiriques (section 2.1.2). Par exemple, la nucléation des gouttelettes nuageuses, qui est un processus microphysique essentiel dans les interactions aérosols-nuages peut être décrite à l'aide d'une simple loi puissance (Khain et al., 2011).

Néanmoins, il existe d'autres modules dits à microphysique « bin » ou spectrale, tel que le module DESCAM (DEtailed SCAvenging and Microphysics) qui a été développé au Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP), où les propriétés des aérosols et la microphysique du nuage sont décrites de manière détaillée (Flossmann et Wobrock, 2010; Planche et al., 2014). Comme expliqué dans la section 2.1c, l'originalité du module DESCAM est de décrire les particules d'aérosol à l'aide de différentes distributions en taille et en masse permettant de suivre leur comportement/évolution dans l'atmosphère sèche mais aussi dans les hydrométéores : gouttes et cristaux, qu'ils soient nuageux ou précipitants. Ce qui est essentiel, par exemple, pour quantifier la masse des aérosols lessivée par les précipitations (Flossmann et al., 1985). De plus, contrairement à la majorité des modèles atmosphériques travaillant à l'échelle régionale, DESCAM n'utilise pas de schéma d'ajustement de la sursaturation (c'est-à-dire un schéma avec lequel il ne peut exister de sursaturation en aucun point du domaine et nécessite donc de paramétrer le calcul de la sursaturation maximale en chacun des points; Lebo et al. (2012)). Le module DESCAM détermine ainsi l'évolution de l'humidité atmosphérique, variable essentielle à la formation des hydrométéores nuageux, de manière plus réaliste. Ainsi, cette représentation a permis de bien identifier l'impact des propriétés physico-chimiques des particules d'aérosol sur les propriétés thermodynamiques intra-nuage telles que la sursaturation nuageuse et la flottabilité atmosphérique (section 2.2.2b).

Lors de mes futures activités, j'ai prévu de développer un nouvel outil de modélisation en introduisant le module de microphysique détaillée DESCAM dans le cadre dynamique tridimensionnel de WRF. Cette activité sera réalisée en étroite collaboration avec les spécialistes de la microphysique et de la modélisation du nuage au sein du National Center for Atmospheric Research (NCAR, État-Unis; institut qui a développé le modèle WRF) avec qui j'ai déjà initié ces travaux lors de visites scientifiques dans le cadre des projets LEFE « WRF-DESCAM » et « IANuP ». Ce nouvel outil permettra de contribuer à la compréhension du rôle des aérosols dans le développement des nuages convectifs et les précipitations associées par des études comparatives observations-modélisation, de développer de nouvelles paramétrisations et d'évaluer ces dernières dans un même cadre dynamique. De plus, ce nouvel outil aura l'avantage de prendre en compte, par exemple, les interactions nuage-rayonnement à l'aide des modules existants (voir figure 2.1) dans le modèle WRF et qui ne sont pas disponibles dans le cadre dynamique actuellement utilisé par DESCAM.

La figure 3.1 montre une comparaison des rapports de mélange en eau nuageuse obtenus après 40 min d'intégration pour une simulation idéalisée 2D utilisant soit la configuration initiale pour laquelle DESCAM est couplé au modèle dynamique de Clark (Clark et al., 1996; Coen, 2013) ou soit en utilisant la nouvelle configuration où DESCAM est couplé au modèle WRF. Dans les deux situations, seuls les processus microphysiques liés à la phase liquide du nuage et des précipitations sont considérés dans DESCAM. Comme l'illustre la figure 3.1b, les simulations WRF-DESCAM fournissent des résultats cohérents et encourageants. Pour finaliser ce couplage, les processus microphysiques liés à la phase glacée du nuage sont en cours d'implémentation. Une fois la migration de DESCAM dans WRF réalisée, le nouvel outil numérique pourra être testé dans des situations idéalisées mais aussi dans des situations réelles. La première situation réelle envisagée correspond au cas HyMeX (présenté dans la section 2.2.1). Ainsi les résultats fournis par ce nouveau modèle à l'échelle du nuage pourront être confrontés à ceux déjà obtenus avec les configurations numériques utilisées dans Kagkara

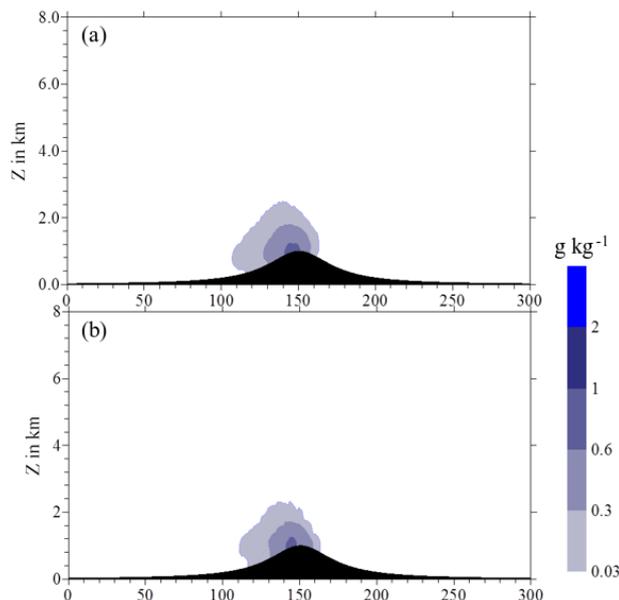


FIG. 3.1 – Rapport de mélange en eau nuageuse obtenu après 40 min de simulation avec DESCAM couplé (a) au modèle de Clark ou (b) au modèle WRF pour une situation idéalisée bidimensionnelle où seuls les processus microphysiques liés à la phase liquide des nuages et des précipitations sont considérés.

et al. (2020) et Arteaga et al. (2020). De tels travaux de comparaison pourraient certainement mettre en lumière les différences entre ces modèles et même conclure quant aux avantages et limitations respectifs des différentes représentations utilisées.

Toutefois, la configuration actuelle de DESCAM est opérationnelle et donne des résultats satisfaisants dans des situations estivales qui ont une dynamique assez complexe (comme vu dans la section 2.2.1). Ce modèle pourra donc toujours être utilisé sur d'autres situations observées lors des différentes campagnes de mesures, déjà évoquées dans la partie décrivant les travaux effectués, CSIP, COPS, ou HyMeX, ou dans d'autres campagnes telles que, par exemple, ACLOUD (*Arctic CLOUD Observations Using airborne measurements during polar Day*; Wendisch et al. (2019); Ehrlich et al. (2019)), ou Sea2Cloud (Sellegri et al., en préparation). Les campagnes ACLOUD et Sea2Cloud, qui se sont déroulées respectivement en région Arctique en 2017 ou aux larges des côtes néo-zélandaises dans le Pacifique Sud en 2020, permettront de tester les performances du modèle dans des situations nuageuses moins convectives que celles échantillonnées lors des autres campagnes citées. Pour tester le modèle dans des situations nuageuses de convection profonde, les campagnes HAIC (*High Altitude Ice Crystal*; Darwin (Australie) en 2014 & Cayenne (Guyane française) en 2015) ou EXAEDRE (*Exploiting new Atmospheric Electricity Data for Research and the Environment*; Corse, en automne 2018) fournissent également des jeux de données conséquents permettant de caractériser les propriétés microphysiques nuageuses.

Cependant, des améliorations restent à faire dans la représentation de certains processus microphysiques dans le module DESCAM. En effet, les travaux déjà réalisés et décrits précédemment ont montré des divergences entre les résultats de simulations et les observations dans la représentation des propriétés de la phase glacée du nuage (sections 2.2.1c-d) et dans l'évolution verticale des gouttes de pluie lors de leur chute (section 2.2.1b). Ces différents points sont donc deux pans importants de mes activités scientifiques à venir.

3.2 Améliorer la représentation des cristaux de glace et des processus microphysiques associés

Le programme d'observations HyMeX (*Hydrological cycle in the Mediterranean experiment*) organisé en automne 2012 sur la Méditerranée de l'Ouest a permis de recueillir de nombreuses observations hydrologiques et météorologiques (Ducrocq et al., 2014). Cette campagne d'observations visait à mieux comprendre les épisodes de précipitations extrêmes, appelés « Cévenol », fréquemment observés dans le Sud de la France. Associées à la modélisation (Kagkara, 2019; Kagkara et al., 2020; Arteaga et al., 2020), ces observations ont fourni des informations cruciales quant aux limitations numériques existantes.

La complémentarité des observations hydrologiques au sol et des mesures in-situ aéroportées réalisées lors de la campagne HyMeX ont permis d'échantillonner, à la fois, la phase précipitante et la phase nuageuse du système convectif intense du 26 sept. 2012. Ainsi, à l'aide d'une comparaison entre les observations *in-situ* aéroportées et les résultats de simulation obtenus avec le schéma de microphysique détaillée DESCAM, Kagkara (2019) a pu montrer que le modèle sous-estime le nombre de petits cristaux de glace (cristaux avec un diamètre équivalent $\leq 500 \mu\text{m}$) dans ce système nuageux convectif (sections 2.2.1c-d). Il sera donc nécessaire d'améliorer la représentation de la phase glace du nuage dans le module de microphysique détaillée DESCAM et de considérer ces améliorations dans le couplage du module DESCAM au modèle WRF (décrit dans la section 3.1).

Les fortes concentrations en petits cristaux observées et non reproduites par la modélisation montrent que la représentation des processus de formation de la glace : la nucléation hétérogène (Vali et al., 2015; Hiron et Flossmann, 2015; Kanji et al., 2017) et la multiplication de la glace (Field et al., 2017), doit être améliorée dans le module DESCAM.

Le processus de nucléation hétérogène se décompose en quatre mécanismes différents :

1. la déposition hétérogène : la vapeur d'eau est adsorbée par les particules d'aérosol et, lorsque la température est suffisamment basse, transformée en glace ;
2. la condensation suivie de la congélation : une particule d'aérosol, ayant des propriétés glaçogènes, agit d'abord comme noyau de condensation pour former une gouttelette, et ensuite, la partie insoluble de l'aérosol initie la congélation ;
3. la congélation par immersion : une particule d'aérosol ayant des propriétés glaçogènes est absorbée par une gouttelette et elle initie la formation de la phase glace lorsque la température de la gouttelette devient négative ;
4. la congélation par contact : un noyau glaçogène peut initier la congélation d'une gouttelette lorsqu'il entre en contact avec celle-ci.

L'expérience ne permet pas toujours de distinguer les quatre modes de formation. Néanmoins des paramétrisations ont pu être proposées pour représenter le processus de nucléation hétérogène des cristaux de glace dans les modèles. Dans le module DESCAM, la nucléation hétérogène de la glace est le seul processus décrit à l'aide d'une paramétrisation, et celle-ci relie le nombre des cristaux à seulement la sursaturation par rapport à la glace (Meyers et al., 1992). Il serait donc important d'introduire d'autres dépendances dans la paramétrisation du processus de nucléation hétérogène des cristaux comme, par exemple, celle de DeMott et al. (2010) où le processus de formation des cristaux de glace dépend de la température et de la concentration en noyaux glaçogènes. Une autre possibilité pourrait être de déterminer une nouvelle paramétrisation en utilisant des observations réalisées, par exemple, lors de la récente campagne de mesures Sea2Cloud effectuée dans le Pacifique Sud en mars 2020 à bord du bateau néo-zélandais TANGAROA où un dispositif important d'instruments (télé-détection radar et lidar, radiosondages, filtres aérosol, chambre INP...) a été embarqué pour caractériser

les émissions marines en aérosols primaires et secondaires (ainsi que leurs capacités CCN et INP) et pour déterminer l'impact de ces particules d'aérosol sur les nuages et les précipitations (Sellegri et al., en préparation).

La formation des cristaux de glace peut également être possible via les différents mécanismes de multiplication de la phase glace (Field et al., 2017) : éclatement lors du givrage (aussi connu sous le nom de « Hallet-Mossop ») (Hallet et Mossop, 1974), fragmentation par collision (Takahashi et al., 1995), éclatement lors de la congélation (Leisner et al., 2014), et fragmentation par sublimation (Bacon et al., 1998) qui ont chacun pour conséquence de créer de nombreux petits cristaux par fragmentation de quelques grands cristaux. Actuellement, aucun de ces mécanismes n'est considéré dans le modèle à microphysique détaillée DESCAM. Dans mes futures activités, il est donc envisagé d'introduire ces mécanismes de multiplication des cristaux de glace dans DESCAM et d'étudier l'impact de ces différents mécanismes de formation de la glace secondaire sur le développement des nuages précipitants. En effet, la présence d'un plus grand nombre de cristaux de glace pourrait impacter les propriétés de la phase liquide des nuages puisque la pression de surface des cristaux de glace étant moindre que celle de l'eau liquide, les cristaux de glace grossiront aux dépens des gouttelettes d'eau surfondues (effet Bergeron). Les variations ainsi induites sur le contenu en eau surfondue pourraient alors impacter l'effet radiatif des nuages (Cesana et Storelvmo, 2017). Enfin, les effets diabatiques associés à la nouvelle représentation des processus de la microphysique froide, c'est-à-dire les chaleurs latentes dégagées ou consommées lors de la croissance par déposition de vapeur d'eau, de sublimation... pourraient également impacter la dynamique du système nuageux (comme la condensation a pu impacter la formation des nuages dans Arteaga et al. (2020) ; voir section 2.2.1a).

Une étude préliminaire (présentée lors de la conférence *Atmospheric Ice Nucleation*, à Boston, en janvier 2020) portant sur une situation de convection profonde observée au large de la Guyane française (HAIC, 2015) a été réalisée. Cette étude montre qu'en simulant le processus de Hallet-Mossop, le module DESCAM produit un plus grand nombre de cristaux (de petites tailles) surtout aux altitudes où ce processus est actif (c.-à-d. entre -3 et -8°C) (figure 3.2b). Néanmoins, comme dans Connolly et al. (2006), le nombre de cristaux n'augmente pas exclusivement aux altitudes où la température est comprise entre -3 et -8°C , mais aussi à des altitudes plus élevées qui sont impactées par les mouvements ascendants caractérisant les situations de convection profonde. Ainsi, les distributions moyennes en taille des cristaux de glace obtenues avec DESCAM deviennent plus proches des observations *in-situ* aéroportées pour les diamètres compris entre 200 et 700 μm (gamme des tailles où il y avait un déficit important de cristaux dans les simulations du cas HyMeX ; section 2.2.1d). Comme évoqué précédemment, la figure 3.2a montre qu'après 1 h d'intégration, l'augmentation du nombre de cristaux de glace formés impacte non seulement le profil moyen du contenu en glace mais aussi celui du contenu en eau surfondue. Entre 5 et 9 km, le LWC a été diminué par un facteur deux alors que le IWC a augmenté d'un facteur 2,5-3 lorsque le processus de Hallet-Mossop est considéré dans DESCAM. Il est à noter que la prise en compte de ce processus a aussi impacté les propriétés de l'enclume de ce système nuageux et les précipitations associées.

Dans ce cadre, j'ai déposé un projet ANR « Jeune Chercheuse - Jeune Chercheur » « ACME » (qui vient d'être sélectionné pour financement) ciblée sur l'exploitation des mesures microphysiques réalisées lors de campagnes passées telles que les campagnes EXAEDRE (Corse, 2018), HAIC (Darwin, 2014 & Guyane, 2015) et Sea2Cloud (Nouvelle-Zélande, 2020) au cours desquelles des systèmes nuageux convectifs (avec une dynamique plus ou moins intense) en phase mixte ont été échantillonnés. En association avec la modélisation et les études effectuées en laboratoire à l'échelle des mécanismes de multiplication de la glace (Korolev et Leisner, 2020), il sera alors possible d'étudier l'influence des mécanismes de formation (primaire et secondaire) des cristaux de glace sur le cycle de vie de nuages en phase mixte.

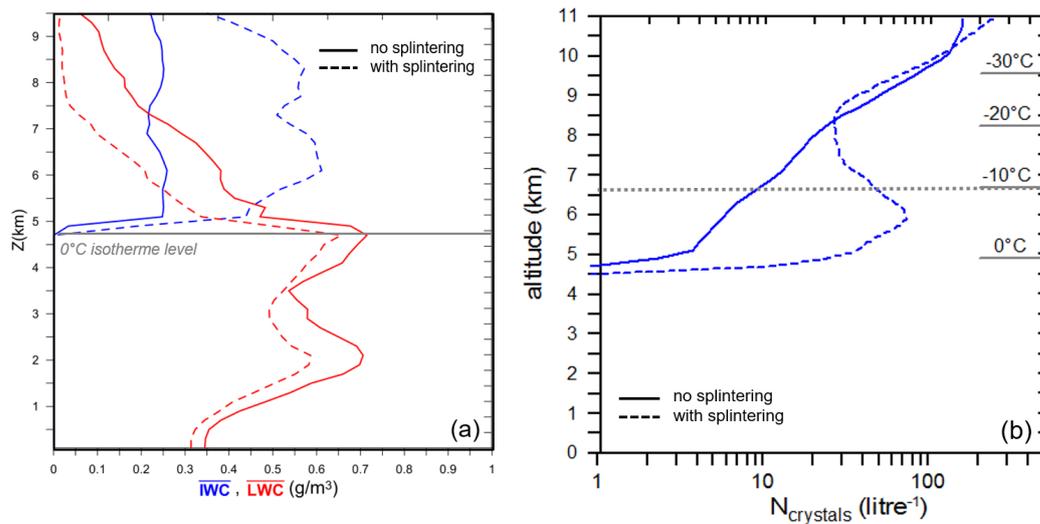


FIG. 3.2 – (a) Profils verticaux moyens des contenus en glace (IWC) (bleu) et en eau liquide (LWC) (rouge), et (b) du nombre de cristaux de glace, après 1 h d’intégration pour des simulations idéalisées où le processus de multiplication de la glace de Hallet-Mossop est représenté (lignes pointillées) ou non (lignes continues).

3.3 Améliorer la représentation des processus microphysiques de la pluie

Les processus microphysiques de condensation, de collision-coalescence (aussi appelé collection¹) et de breakup (ou rupture) des gouttes sont les processus clés qui déterminent le comportement de la population des gouttes de pluie lors de leur chute. Dans les modèles utilisant une représentation (bin) détaillée de la microphysique, il est nécessaire pour représenter numériquement ces processus de fournir des noyaux (kernels) de collision et de rupture, et des efficacités de coalescence. Par exemple, dans le module DESCAM, l’équation stochastique de collection est résolue grâce au schéma de [Bott \(1998\)](#) et les efficacités de collection utilisées sont calculées à partir de [Hall \(1980\)](#). Dans les schémas à microphysique paramétrée, ces processus sont formulés à l’aide de paramétrisations déduites de simulations utilisant, *e.g.*, une représentation bin de la microphysique ([Seifert, 2008](#)) ou à l’aide d’heuristiques ([Verlinde et Cotton, 1993](#), par exemple). Des études numériques ([Stevens et Seifert, 2008](#); [Morrison et Milbrandt, 2011](#); [Morrison et al., 2012](#); [Planche et al., 2019](#), parmi d’autres) ont montré que les résultats de simulation pouvaient être sensibles à la représentation utilisée pour la collision-coalescence et la rupture des gouttes puisque celle-ci influence la taille moyenne des gouttes de pluie et donc les taux d’évaporation mais aussi la flottabilité de l’atmosphère. De plus, comme vu dans la section 2.2.1b, les résultats de simulation obtenus avec des schémas à microphysique (bin) détaillée ([Kagkara et al., 2020](#)) ou à microphysique paramétrée ([Planche et al., 2019](#)) montrent des différences dans l’évolution spatiale et temporelle des propriétés microphysiques de la pluie en comparaison aux observations.

Les schémas de microphysique à moments utilisent généralement une seule paramétrisation pour représenter, à la fois, la collision-coalescence et la rupture des gouttes (comme dans [Thompson et al., 2008](#); [Morrison et al., 2009](#)). Cependant, comme indiqué dans [Morrison et al. \(2020\)](#), la rupture des gouttes reste actuellement le processus microphysique de phase liquide sans doute le plus incertain et le plus difficile à quantifier. En effet, reproduire la rupture par collision (goutte-goutte) en laboratoire est un défi technique qui a toutefois pu être réalisé par

1. La collection est définie comme la collision puis la fusion (ou coalescence) de deux gouttes.

McTaggart-Cowan et List (1975) et Low et List (1982a,b). Ils ont ainsi pu réaliser quelques expériences qui ont permis d’identifier trois types de rupture des gouttes (en sac, en filament et en disque). A partir de ces mesures (seulement 10 paires de gouttes différentes ont été analysées), Low et List (1982b) ont proposé une paramétrisation pour décrire le processus de rupture des gouttes. Cette paramétrisation permet de représenter la proportion de chacun des trois types de rupture des gouttes qui ont été identifiés et le nombre de fragments résultants. A partir de ces expériences, Low et List (1982b) ont également fournis des efficacités de collection qui sont encore largement utilisées dans les schémas bin de microphysique (Feingold et al., 1988; Jacobson, 2011, par exemples). Depuis, d’autres expressions ont été développées à l’aide de différents outils numériques (approche Monte Carlo, simulations DNS : *Direct Numerical Simulation*) pour représenter la rupture des gouttes (McFarquhar, 2004; Straub et al., 2010) ou la coalescence (Seifert et al., 2005; Prat et al., 2012). À l’aide d’une étude numérique idéalisée, Morrison et al. (2020) montre la variabilité des résultats obtenus pour les propriétés de la pluie (concentration en nombre, diamètre moyen et réflectivité associée) avec toutes ces différentes expressions.

L’élaboration d’une paramétrisation caractérisant les processus de collision-coalescence et de rupture des gouttes à partir d’observations reste très difficile en atmosphère réelle. Néanmoins, le développement des radars de hautes fréquences (c.-à-d. les radars « nuage ») et les nouvelles techniques de restitution des radars multifréquences à visée verticale permettent d’étudier avec une haute résolution spatiale et temporelle l’évolution verticale de la distribution (bin) en taille des gouttes (DSD) (Tridon et al., 2019a). La figure 3.3a montre, par exemple, l’évolution verticale de la DSD à 07:45 UTC restituée à l’aide de cette technique d’inversion pour la ligne de grains observée le 12 juin 2011 depuis le super-site instrumenté américain SGP (cas d’étude qui a été analysé dans le cadre du projet LEFE EMPORIUM; voir section 2.2.1b). Ainsi, ces restitutions par classes de taille de la DSD selon la verticale fournissent des éléments quant à l’évolution microphysique de la population étudiée des gouttes de pluie qui peuvent aider au développement d’une paramétrisation qui caractérise les processus microphysiques impactant ces gouttes de pluie lors de leur chute.

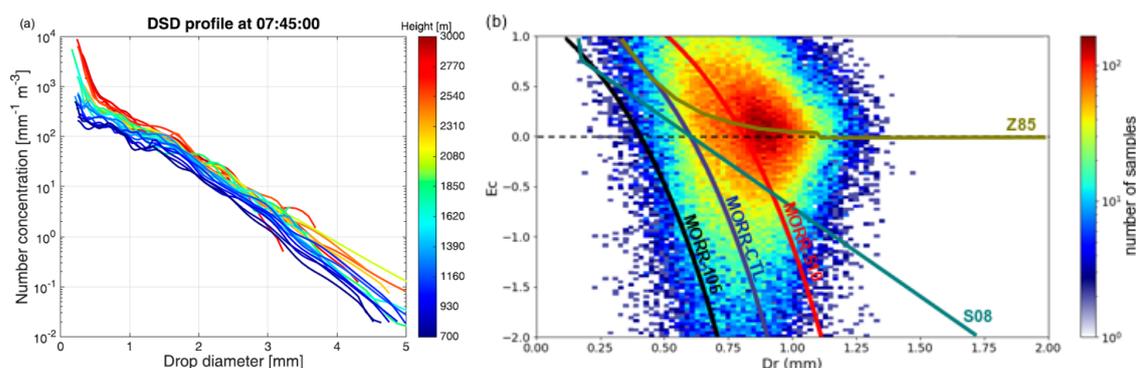


FIG. 3.3 – (a) Exemple d’évolution verticale de la distribution en taille des gouttes restituée à l’aide de la technique d’inversion des radars multifréquences (Tridon et al., 2017) pour la ligne de grains SGP (décrite dans la section 2.2.1b) et (b) densité de probabilité de l’efficacité de collection de la pluie E_c en fonction du diamètre des gouttes D_r déterminée à l’aide des observations (échelle de couleurs). Les courbes MORR-CTL (indigo), MORR-105 (noir) et MORR-510 (rouge) correspondent aux différentes paramétrisations de E_c testées dans Planche et al. (2019). Dans MORR-CTL, la paramétrisation de E_c correspond à celle développée par Verlinde et Cotton (1993) et qui est utilisée, par défaut, dans le schéma de Morrison et al. (2009). Les paramétrisations de Ziegler (1985) (jaune verdâtre; Z85) et Seifert (2008) (turquoise; S08) sont également représentées. L’échelle de couleurs correspond aux nombres d’occurrences pour chacune des classes considérées pour cette étude statistique. Figure (a) issue de Tridon et al. (2019a) et (b) adaptée de Causse et Niquet (2020).

Dans ce cadre, il est envisagé de continuer la collaboration initiée lors du projet EMPO-

RIUM avec les spécialistes en observations radars multifréquences afin *(i)* d'évaluer les performances du module DESCAM (couplé à WRF) à reproduire les processus microphysiques de la pluie pour le cas d'étude SGP (c.-à-d. avec une stratégie proche de celle utilisée dans [Tridon et al. \(2019a\)](#) et [Planche et al. \(2019\)](#)) et *(ii)* de développer une paramétrisation des processus microphysiques de la pluie à l'aide des observations. Pour ce dernier point, les schémas à moments de [Thompson et al. \(2008\)](#) et [Morrison et al. \(2009\)](#) (schémas testés dans l'étude de cas SGP) utilisent une version modifiée de la paramétrisation de [Ziegler \(1985\)](#) pour représenter la collection et la rupture des gouttes. Cette paramétrisation indique que l'évolution de la concentration en nombre des gouttes est fonction d'un coefficient E_c correspondant à l'efficacité de collection de la pluie (voir Encart E.3 de la section 2.1.1b) ; ce E_c étant paramétré selon l'approche de [Verlinde et Cotton \(1993\)](#). La figure 3.3b montre l'évolution de E_c en fonction du diamètre moyen des gouttes D_r dans le schéma de [Morrison et al. \(2009\)](#) (MORR-CTL). Cette figure montre que E_c peut prendre des valeurs négatives (ou positives) lorsque la taille moyenne des gouttes est importante (ou faible) ; ceci correspond aux conditions favorables à un processus de rupture (ou collection) des gouttes efficace.

Dans le but de développer une nouvelle paramétrisation pour représenter les processus microphysiques de la pluie, il est donc nécessaire, dans un premier temps, d'évaluer le comportement de E_c en fonction de D_r à partir d'observations. Cette étude a été réalisée lors du projet tutoré de Master 1 de A. Causse et L. Niquet que j'ai co-encadré avec F. Tridon. La figure 3.3b montre la densité de probabilité de E_c en fonction de D_r obtenue à partir des observations réalisées lors de la ligne de grains SGP. Cette analyse montre que les observations et les résultats de simulation obtenus avec le schéma de [Morrison et al. \(2009\)](#) n'ont pas le même comportement. Ce désaccord est aussi visible pour d'autres paramétrisations, comme par exemple, celles de [Ziegler \(1985\)](#) et de [Seifert \(2008\)](#). Afin de confirmer ces premiers résultats, il sera nécessaire de réaliser des études similaires sur d'autres situations précipitantes observées à l'aide de radars multifréquences (problématique du stage de Master 1 actuellement réalisé par B. Bordet et que je co-encadre avec F. Tridon), avant d'en déduire une nouvelle paramétrisation de E_c . La paramétrisation ainsi obtenue pourra être implémentée dans les schémas à moments déjà couplés à WRF ([Thompson et al., 2008](#); [Morrison et al., 2009](#), par exemples) pour améliorer la représentation des processus de la pluie. Elle pourra aussi être testée dans d'autres schémas à microphysique paramétrée dans le cadre, par exemple, du GdR DEPHY (*Groupement de recherche sur les paramétrisations physiques*).

3.4 Mieux quantifier les particules d'aérosol pour mieux comprendre leur impact sur les nuages

Les aérosols atmosphériques ont deux voies de formation différentes : les « particules primaires » qui sont directement émises dans l'atmosphère et les « particules secondaires », qui sont formées par nucléation, nécessitant souvent l'oxydation de précurseurs gazeux tels que le diméthylsulfate (DMS) dans un environnement marin ([Planche et al., 2017](#)) ou le dioxyde de soufre dans un environnement volcanique ([Sahyoun et al., 2019](#)). En général, les particules primaires peuvent être classées selon leur source d'émission : naturelle (poussières, embruns, volcaniques...) ou anthropique (par exemple, les particules de carbone issues de la combustion). Cette classification n'est pas possible pour les particules secondaires en raison des interactions et influences complexes entre les gaz précurseurs et les particules, qu'elles soient d'origine naturelle ou anthropique. Comme le soulignent [Carslaw et al. \(2013\)](#), il est important de quantifier les particules d'aérosols naturelles afin de caractériser avec précision le forçage radiatif anthropique via les interactions aérosols-nuages.

Au niveau de la modélisation, les processus de formation et de croissance des aérosols

sont décrits par des modèles type « chimie-transport » utilisant des modules spécifiques pour représenter les processus des aérosols : module CHEM couplé à WRF (Grell et al., 2005), module GLOMAP couplé à UKCA (Mann et al., 2010), et modules SURFEX/ORILAM couplé à Meso-NH (Lac et al., 2018). Dans ces différents modèles des incertitudes restent, comme par exemples dans les taux d'émission des aérosols primaires et dans l'identification des précurseurs gazeux pour les aérosols secondaires. Des études menées au sein du laboratoire par des chercheurs de l'autre équipe scientifique appelée « Processus physiques, chimiques et biologiques dans l'atmosphère nuageuse » (PCB) visent, à l'aide de différentes campagnes d'observations (par exemples, dans le cadre de l'ANR STRAP (*Synergie Transdisciplinaire pour Répondre aux Aléas liés aux Panaches volcaniques*) ou dans le cadre de l'ERC Sea2Cloud), de mieux quantifier/identifier les différentes sources/émissions des aérosols d'origine naturelle : marine, volcanique... mais aussi ceux d'origine anthropique. Ces études ont pour objectifs d'améliorer les paramétrisations représentant les flux d'émissions des différentes sources des particules d'aérosol dans les modèles de « chimie-transport ».

Ces avancées sur la représentation des aérosols pourront être utilisées afin de mieux comprendre l'impact de ces particules sur la microphysique des nuages et des précipitations. En effet, en collaboration avec des chercheurs de l'équipe PCB, il est prévu (par exemple, dans le cadre de l'ERC Sea2Cloud) d'utiliser les champs tridimensionnels caractérisant les propriétés des aérosols (distributions en taille, concentration, et solubilité) obtenus avec le modèle de « chimie-transport » WRF-CHEM pour initialiser le modèle DESCAM afin d'estimer l'impact qu'une distribution hétérogène (horizontalement et verticalement) des propriétés des aérosols pourrait avoir sur la formation des systèmes nuageux et sur la prévision des précipitations.

Ces différents volets de recherche permettront de développer un outil numérique qui sera un atout majeur pour étudier les interactions aérosols-nuages-précipitations dans diverses conditions atmosphériques et pour divers systèmes précipitants ayant une dynamique plus ou moins intense. Néanmoins, de nombreux processus microphysiques sont encore assujettis à des incertitudes puisque, à l'heure actuelle, peu ou pas d'observations sont disponibles pour certains d'entre eux, comme par exemple, tous les processus de collision/fragmentation des différents hydrométéores. Pour diminuer l'incertitude de représentation de ces différents processus microphysiques, il faudra, à l'avenir, travailler en étroite collaboration avec des spécialistes des observations en laboratoire, *in-situ* ou de télédétection qui pourraient développer de nouvelles approches expérimentales ou de nouveaux instruments permettant d'étudier les processus microphysiques les plus incertains.

Sinon, au niveau local, ce nouvel outil numérique permettra de contribuer aux réflexions sur les problématiques du Challenge 1 : *Agro-écosystèmes durables dans un contexte de changement global*, et du Challenge 4 : *Risques naturels catastrophiques et vulnérabilité socio-économique* de l'ISITE CAP (*Clermont Auvergne Project*) 20-25 dont les objectifs respectifs sont : « Optimiser l'intégration des systèmes agricoles dans leur environnement et leur territoire » et « Etudier les interactions complexes entre sociétés et catastrophes naturelles ». En effet, comme DESCAM a la possibilité de suivre les particules d'aérosol dans les gouttes et les cristaux (voir section 2.1.2), il est possible de déterminer la matière particulaire rabattue sur les sols et ainsi participer à l'amélioration du suivi des intrants à la parcelle. De plus, cet outil permettra aussi de mieux comprendre les mécanismes de formation des systèmes précipitants extrêmes qui peuvent provoquer des inondations et glissements de terrains pouvant être catastrophiques à l'échelle d'un bassin versant (comme ce fût le cas en octobre 2020 dans la vallée de la Vésudie dans les Alpes-Maritimes et en juillet 2021 dans le Sud-Ouest de l'Allemagne).

Annexe A

Curriculum Vitae

J'ai actuellement 37 ans et je suis enseignante - chercheuse à l'Université Clermont Auvergne (UCA) et au Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP) depuis janvier 2014. Après avoir décrit mes travaux de recherche et mes perspectives (dans les parties 2 & 3), je vais détailler, dans cette annexe A, le déroulement de ma carrière¹ en présentant mes activités liées à la recherche, à l'enseignement et d'encadrement mais aussi mes responsabilités scientifiques et académiques, et de diffusion scientifique.

A.1 Déroulement de ma carrière

depuis
janvier 2014

Enseignante - Chercheuse, à l'École Universitaire de Physique et d'Ingénierie (EUPI) de l'Université Clermont Auvergne (section CNU 37) et activités de recherche au LaMP (UMR 6016 - UCA, Clermont-Ferrand).

• *Thématique de recherche* : Étude des interactions aérosols-nuages-précipitations dans les systèmes convectifs.

• *Enseignements* : Physique fondamentale (Mécanique des fluides, Thermodynamique, Optique géométrique...), physique de spécialité (Thermodynamique atmosphérique, Physique des nuages et des précipitations...) et enseignements du numérique (méthodes numériques, prévisions numériques de l'atmosphère...).

de oct. 2011
à déc. 2013

Post-doctorante, à l'Université de Leeds, Royaume-Uni. Post-doctorat MOGUL (Met Office Group at the University of Leeds) effectué sous la responsabilité de John Marsham et Doug Parker, en collaboration avec Ken Carslaw, Graham Mann et Paul Field.

• *Thématique de recherche* : Étude des interactions aérosols-nuages-précipitations dans les systèmes convectifs observés au-dessus du Royaume-Uni. Développement d'un nouvel outil de modélisation issu du couplage entre le Unified Model et le schéma GLOMAP-mode.

1. jusqu'au 21 juillet 2021.

de sept.
2010 à août
2011

Attachée Temporaire à l'Enseignement et à la Recherche, à temps complet (192h éq.TD) à l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand).

- *Thématique de recherche* : Implémentation d'un schéma de fonte non-instantanée des cristaux dans le modèle de microphysique détaillée DES-CAM afin de reproduire et mieux comprendre la microphysique de la bande brillante observée par les radars météorologiques.
- *Enseignements* : Physique fondamentale (mécanique du point, optique géométrique...) et enseignements du numérique (O2i : outils informatiques et internet)...

de sept.
2007 à juin
2011

Doctorat d'Université, bourse ministérielle (MENRT) de thèse et **Monitorat d'enseignement** à l'Université Blaise Pascal, LaMP, Clermont-Ferrand).

- *Sujet* : Développement et évaluation d'un modèle tridimensionnel de nuage mixte à microphysique détaillée : Application aux précipitations orographiques ; sous la responsabilité de Andrea Flossmann et Wolfram Wobrock. Soutenue le 23 juin 2011.
- *Enseignements* (64h éq.TD/an pendant 3 ans) effectués sous la tutelle du génie Physique de l'école d'ingénieurs Polytech' Clermont-Ferrand et du CIES (Centre d'Initiation à l'Enseignement Supérieur) de Lyon. TPs de Métallurgie et TPs de Physique-Chimie.

de janv. à
juin 2007

Stage de Master 2 (6 mois) à l'Université Blaise Pascal, LaMP, Clermont-Ferrand).

- *Sujet* : Étude de la formation des cristaux de glace pour améliorer l'initialisation d'évènements pluvieux ; sous la responsabilité de Marie Monier et Andrea Flossmann.

de mars à
juin 2006

Stage de Master 1 (4 mois) au Centre départemental de l'Allier de Météo-France, Vichy-Charmeil.

- *Sujet* : Étude de la convection dans les modèles de prévision de Météo-France ; sous la responsabilité de Jean-Pierre Sigaud.

A.2 Activités liées à l'enseignement

A.2.1 Services d'enseignements

Depuis mon arrivée à l'Université Clermont Auvergne (UCA) au 1er janvier 2014, j'ai effectué mon service statutaire de 192h éq.TD chaque année. Ces enseignements ont principalement été effectués au sein du département de physique de l'Université Blaise Pascal (devenu, en 2017 à la création de l'UCA, l'EUPI - École Universitaire de Physique et d'Ingénierie) en Licence de Physique (L1, L2, et L3) mais aussi au sein de l'École Nationale Supérieure de

Chimie de Clermont-Ferrand (ENSCCF) (devenue SIGMA en 2016) en classe préparatoire intégrée (CPI) et, plus récemment, au sein de l'École de l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (E-OPGC) (création en 2017) dans le Master « Sciences de l'Atmosphère et du Climat » (M1 et M2).

Les enseignements² dispensés en physique fondamentale, physique de spécialité et en numérique se répartissent de la manière suivante : 60% sous forme de travaux dirigés (TD), 39% sous forme de travaux pratiques (TP) et 1% sous forme de cours magistraux (CM) (voir tableaux ci-dessous pour plus de détails).

Physique fondamentale	2014	2014- -2015	2015- -2016	2016- -2017	2017- -2018	2018- -2019	2019- -2020	
Electromagnétisme	26hTD CPI							
Mécanique des fluides			15hTP CPI		10hTD L3			
	14hTD CPI							
	21hTP							
Physique - Chimie			7hCM-6hTD-9hTP L2					
Astrophysique	5hTD L3							
Statistiques	40hTD L1							
Optique géométrique		32hTD L1			28hTD L1		25hTD L1	
		9hTP L1	21hTP L1	20hTP L1	8hTP L1			
Thermodynamique	10hTD L2	10hTD L2						
		20hTP CPI		24hTP CPI				
		16hTD CPI			32hTP L2	24hTP L2	32hTP L2	

Physique de spécialité	2014	2014- -2015	2015- -2016	2016- -2017	2017- -2018	2018- -2019	2019- -2020
Physique des nuages						6hTD 4hTP	M2
Enveloppes fluides et Climat					15hTD L2		
Thermodynamique de l'atmosphère					12hTD L2		

Enseignements du numérique	2014	2014- -2015	2015- -2016	2016- -2017	2017- -2018	2018- -2019	2019- -2020
Méthodes numériques					5hTP	7hTP	10hTP
						M1	
Prévision numérique de l'atmosphère						9hTP M2	

2. Le service d'enseignements effectué lors de l'année 2020-2021 est très proche de celui effectué en 2019-2020.

A.2.2 Enseignements spécialisés



Dans le cadre de la formation « **Météorologie et Climat** » mise en place par la Maison pour la science en Auvergne (MPSA), j'ai effectué un cours sur « les prévisions météorologiques » ainsi qu'un atelier interactif (TP) sur l'analyse des cartes météorologiques. Cette formation a eu lieu en avril 2017 ainsi qu'en octobre de la même année et était à destination d'enseignants de « Sciences de la Vie et de la Terre » du secondaire.

Plus de détails via le lien suivant :

http://www.maisons-pour-la-science.org/sites/default/files/upload/auvergne/Fiche%20MPSA%20M%C3%A9t%C3%A9o%20et%20climat%2013%2014%20avril%202017_0.pdf.

Dans le cadre de la formation organisée à la demande d'AXA Assurances sur « la formation des risques volcaniques liés aux retombées de cendre », j'ai effectué deux cours sur « la modélisation de la diffusion des nuages de cendres ». Cette formation a eu lieu en janvier 2019 et était à destination de personnels du service « Risques Naturels ».

Plus de détails via le lien suivant :

<https://ferdi.fr/ihedd/modelisation-des-risques-volcaniques-lies-aux-retombees-de-cendre>.



Depuis l'année universitaire 2019-2020, je suis **responsable du module d'enseignement scientifique** « L'incertitude climatique : les nuages » qui est proposé aux doctorants de l'École Doctorale des Sciences Fondamentales (EDSF) de l'UCA dans le cadre de leur formation. Ce module, dispensé en 5 séminaires de 3 h organisés sur une semaine, a pour objectifs de rappeler les éléments essentiels pour appréhender le climat sur Terre et de montrer comment leurs interactions permettent de comprendre la variation des climats passés, mais aussi le rôle incertain qu'ont les nuages dans le climat à venir.

Plus de détails via le lien suivant :

<https://sf.ed.uca.fr/formation-doctorale/modules-de-l-ed-sf/choix-des-modules-de-l-ed-sf-et-validation/>.

A.2.3 Projets pédagogiques

Depuis 2016 (mais en suspens depuis le printemps 2020 à cause du covid-19), je participe à un projet pédagogique regroupant neuf enseignants-chercheurs de l'EUPI et de l'ESPE (École Supérieure du Professorat et de l'Éducation) ainsi que deux enseignants du secondaire exerçant en lycée et un inspecteur académique - inspecteur pédagogique régional (IA-IPR) de Physique-Chimie (ces derniers sont soutenus par le rectorat de Clermont-Ferrand via un projet d'innovation pédagogique CARDIE (Cellule Académique Recherche Développement Innovation Expérimentation)).

Les résultats de ce projet ont été présentés lors des différentes journées IPPA (pôle Ingénierie Pédagogique et Production Audiovisuelle) organisées par l'UCA et lors de la conférence EPS (Enseignement de la Physique dans le supérieur : partager, questionner, enrichir ses pratiques pédagogiques) organisée à Lyon les 11 et 12 juillet 2016 par l'Institut Lumière Matière,

l'Université Lyon1, l'INSA Lyon, l'ENS de Lyon, la Société Française de Physique, et l'Union des Professeurs de Physique et de Chimie (<https://epslyon2016.sciencesconf.org/>) :

- L. Bideux, N. Younes, M. Mihailovic, F. Martin, M. Monier, C. Planche, S. Porteboeuf, F. Badaud, E. Cogneras. Emergence d'un projet collaboratif sur l'usage des boitiers de vote dans l'enseignement de la Physique en classe inversée. *Enseigner la Physique dans le Supérieur, Lyon, France, 11-12 Juillet 2016.*

2016-2017 **Participation au projet pédagogique** intitulé « **Centre Collaboratif de Compétences en Physique - C3P** » qui a été soutenu par l'Institut Carnot de l'Education Nationale - Projets d'Action Educative.
- Projet porté par S. Grévoul (IA-IPR) et L. Bideux (PR à l'EUPI/UCA).

2017-2018 et 2018-2019 **Participation au projet pédagogique** intitulé « **Centre Collaboratif de Compétences en Physique - C3P** » qui a été financé dans le cadre des appels à projets annuels Soutien à l'Innovation Pédagogique (SIP) du pôle IPPA de l'UCA.
- Chacun des projets C3P concerne les étudiants de première année de Licence de Physique et vise à une meilleure transition entre l'enseignement dans le secondaire et l'enseignement dans le supérieur pour la physique.
- Projets portés par L. Bideux (PR à l'EUPI/UCA).

De plus, entre 2016 et 2018, j'ai été membre du comité d'organisation du programme « Graines de Chercheurs » qui visait à faire découvrir les métiers de la recherche aux étudiants de Licence.

A.2.4 Responsabilités pédagogiques

2017-2021 **Membre élue du conseil pédagogique de l'École de l'OPGC.**

depuis sept.2017 **Coordinatrice de la mineure de spécialisation « Sciences pour l'Atmosphère et l'Environnement (SAE) »** accessible aux étudiants, de 2ème et 3ème années, inscrits soit en Licence de Physique (formation portée par l'EUPI), soit en Licence des Sciences de la Terre (formation portée par l'E-OPGC). Une Unité d'enseignement de cette mineure de spécialisation est également mutualisée avec plusieurs parcours de la Licence Sciences de la Vie et de la Terre.

2018-2021 **Membre nommée de la commission pédagogique et du conseil de perfectionnement de la Licence de Physique** (département de Physique, EUPI).

depuis
déc.2018

Membre élue de l'équipe de pilotage de la Licence de Physique pour le contrat 2021-2025. Cette équipe qui est composée au total de 4 membres est en charge de monter et porter la future maquette de la mention qui sera mise en place dès la rentrée 2021. Dans ce cadre, à partir de sept. 2021, je serai responsable du parcours « Sciences pour l'Atmosphère et l'Environnement (SAE) » de la 3ème année de la Licence mention Physique.

depuis
avr.2021

Membre élue du conseil de l'UFR EUPI, membre des commissions « Recherche » et « Enseignements » de l'EUPI et membre du conseil du département de Physique (un des deux départements constituant l'UFR EUPI).

A.3 Activités liées à la recherche

Mes activités de recherche et les projets dans lesquels je suis impliquée s'articulent autour des interactions entre les particules d'aérosol, les nuages et les précipitations par une approche combinant différents types d'observations (mesures *in-situ* et télédétection) effectuées à bord d'avion ou depuis le sol et des modèles atmosphériques utilisant une représentation de la microphysique du nuage plus ou moins résolue (détaillée ou paramétrée). Ces projets visent à utiliser une synergie observation - modélisation afin d'améliorer la compréhension des processus microphysiques des nuages et des précipitations associées.

A.3.1 Implication dans les programmes de recherche

ANR
« MUSIC »
2014-2019

Participation au projet *MUltiscale process Studies of Intense Convective precipitation events in Mediterranean*, <https://www.hymex.org/MUSIC/>, et plus particulièrement aux workpackages « Microphysics modelling » et « Precipitating system dynamics-microphysics connections » et dans l'encadrement de la thèse de C. Kagkara, soutenue le 13 fév. 2019.

- Projet coordonné par V. Ducrocq (CNRM).

LEFE-
IMAGO
« WRF-
DESCAM »
2015-2017

Coordinatrice du projet intitulé « *Amélioration de la représentation des nuages précipitants dans le modèle WRF : Interactions aérosols-nuages-précipitation* ». Ce projet visait à développer un nouvel outil numérique en couplant le schéma de microphysique détaillée (DESCAM, développé au LaMP), et plus particulièrement les processus liés à la phase liquide du nuage, au modèle méso-échelle WRF (développé au *National Centre for Atmospheric Research* (NCAR, Boulder, CO, USA)).

- Ce projet a nécessité deux visites scientifiques de courte durée (2 semaines à chaque fois) au NCAR en juillet 2015 et février 2017.

**LEFE-
IMAGO**
« **EMPO-
RIuM** »
2016-2017

Coordinatrice du projet intitulé « *Évaluation de la Modélisation microphysique des Précipitations à l'aide d'Observations Radars Multifréquences* » qui proposait d'évaluer comment les nouvelles observations radar multifréquences pouvaient améliorer la modélisation microphysique de la pluie à haute résolution dans le modèle WRF.

- Projet réalisé en collaboration avec le NCAR et l'Université de Leicester (Royaume-Uni) et qui a nécessité plusieurs visites scientifiques d'une semaine entre l'université de Leicester et le LaMP.

**LabEx
ClerVolc**
« **ETNA** »
2016-2018

Participation au projet « *Les émissions volcaniques sont-elles à l'origine de concentrations élevées de particules en haute atmosphère ? Etude des panaches volcaniques de l'Etna et du Stromboli* », et plus particulièrement dans la tâche liée à l'élaboration d'une paramétrisation du processus de nucléation de nouvelles particules d'aérosol et dans la mise en place de l'outil de modélisation WRF-Chem pour la prédiction des panaches volcaniques, mais **aussi dans l'encadrement du post-doctorat** de M. Sahyoun.

- Projet coordonné par K. Sellegri (LaMP).

ANR
« **DIP-
NAWDEX** »
2018-2021

Participation au projet « *DIabatic Processes during the North Atlantic Waveguide and Downstream impact EXperiment* », <http://www.lmd.ens.fr/DIPNAWDEX/index.html>, et plus particulièrement dans la tâche « Warm conveyor belts (WCBs) and cloud microphysics » du work-package « Mesoscale process studies and local effects of WCBs ».

- Projet coordonné par G. Rivière (LMD).

ERC
« **Sea2Cloud** »
2018-2023

Participation au projet « *Are marine living microorganisms influencing clouds?* », <https://www.facebook.com/sea2cloud/>, et plus particulièrement dans la tâche liée à l'estimation de l'impact des émissions biologiques en milieu marin sur la formation des nuages à l'aide de la modélisation.

- Projet porté par K. Sellegri (LaMP).

**LEFE-
IMAGO**
« **IANuP** »
2019-2021

Coordinatrice du projet intitulé « *Amélioration de la représentation des nuages précipitants dans le modèle WRF : Interactions aérosols-nuages-précipitation (Phase 2)* ». Ce projet vise à continuer le couplage entre DESCAM et WRF, initié dans le projet « WRF-DESCAM », mais pour les processus liés à la phase glace du nuage.

- Ce projet va nécessiter une visite scientifique au NCAR courant 2021.

LabEx
ClerVolc
« MoNuVo »
2020-2021

Coordinatrice du projet intitulé « *Modéliser la formation de nouvelles particules par Nucléation dans un panache Volcanique passif* ». Ce projet est dans la continuité du travail effectué lors du projet « ETNA » puisqu'il vise à implémenter dans le modèle WRF-Chem la paramétrisation qui avait été développée en atmosphère volcanique pour décrire le processus de nucléation et ainsi estimer l'impact de ces particules sur la formation et l'évolution des nuages.

- **Co-encadrement du post-doctorat** (1 an) de S. Arghavani qui a débuté en décembre 2020.

ANR JCJC
« ACME »
2022-2025

Coordinatrice du projet intitulé « *Aerosol - Cloud interactions in contrasted Marine Environments* ». Ce projet vise à améliorer la compréhension des mécanismes de formation de la glace, l'interaction entre les cristaux de glace et les gouttelettes ainsi que le rôle des particules d'aérosol dans le développement et l'évolution de systèmes nuageux ayant des intensités de pluie variées dans des environnements marins contrastés.

- **Projet sélectionné pour financement** par l'ANR Jeunes Chercheurs - Jeunes Chercheuses (aapg 2021) qui débutera au 1er avril 2022 pour une durée de 42 mois.

A.3.2 Activités d'expertise

- **Evaluatrice de projets LEFE / CNRS-INSU** : en moyenne, je dois évaluer un projet tous les deux-trois ans liés aux activités de modélisation atmosphérique.
- **Rapportrice de publications** : pour plusieurs journaux internationaux à comité de lecture : Atmospheric Research, Atmospheric Chemistry and Physics, Hydrology and Earth System Sciences, et Journal of Geophysical Research - Atmosphere. Cela représente en moyenne une publication tous les 18 mois à rapporter.
- **Jury de thèse** : participation à deux jurys de thèse en tant qu'examinatrice (Chen Xu (2019) - Université d'Orléans, et Alexis Dépée (2019) - Université Clermont Auvergne).
- **Membre du « Moderating panel » du UK Natural Environment Research Council** : pour l'appel à projet *Uncertainty in Climate Sensitivity due to Clouds* en 2019.

A.3.3 Responsabilités administratives et pilotage de la recherche

janv.2017-
déc.2020

Membre élue du conseil de laboratoire du LaMP (UMR 6016)

depuis
janv.2019

Membre du conseil scientifique du Groupement de Recherche « Développement et évaluation des paramétrisations physiques des modèles atmosphériques » (GdR DEPHY).

depuis 2020

Membre (suppléant) nommée à la section 37 de la CNU.

A.4 Communications scientifiques

Mes résultats de recherche ont été publiés dans mon manuscrit de thèse, dans un chapitre de livre mais aussi dans plusieurs publications et communications lors de conférences ou workshops. Les communications scientifiques cosignées avec un.e étudiant.e que j'ai (co-)encadré.e apparaissent également. Le nom de l'étudiant.e est alors indiqué en italique-souligné.

A.4.1 Publications

Mémoire - Thèse de Doctorat

C. Planche. 2011. *Développement et évaluation d'un modèle tridimensionnel de nuage mixte à microphysique détaillée : Application aux précipitations orographiques*. Thèse de doctorat de l'Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, spécialité Physique de l'atmosphère, 180 p.

Ouvrage - Chapitre de livre

C. Planche, F. Tridon, M. Monier, J. Van Baelen. 2016. *Les Précipitations : observations et prévisions*. Revue d'Auvergne, n°620-621 : Des volcans aux nuages - Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand.

Publications dans des revues internationales à comité de lecture

14. K. Sellegri, C. Law, [...], **C. Planche**, [...], M. Harvey. Sea2Cloud R/V Tangaroa voyage: from biogenic emission fluxes to Cloud properties in the South Western Pacific. *Accepté pour soumission à Bull. Amer. Meteorol. Soc.* En préparation.
13. C. Rose, M. Rissanen, S. Iyer, J. Duplissy, C. Yan, J. B. Nowak, A. Colomb, R. Dupuy, X. He, J. Lampilathi, Y. J. Tham, D. Wimmer, J.-M. Metzger, J. Brioude, **C. Planche**, M. Kulmala, K. Sellegri. 2021. A proxy for sulfuric acid concentration in volcanic plume conditions. *Atm. Chem. Phys.* DOI:10.5194/acp-21-4541-2021.
12. *D. Arteaga*, **C. Planche**, *C. Kagkara*, W. Wobrock, S. Banson, F. Tridon, A. I. Flossmann. 2020. Evaluation of two cloud-resolving models using bin or bulk microphysics representation for the HyMeX-IOP7a heavy precipitation event. *Atmosphere*. DOI: 10.3390/atmos11111177.
11. *C. Kagkara*, W. Wolfram, **C. Planche**, A. Flossmann. 2020. The sensitivity of intense rainfall to aerosol particle loading - a comparison of bin-resolved microphysics modelling with observations of heavy precipitation from HyMeX IOP7a. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* DOI: 10.5194/nhess-20-1-2020.
10. **C. Planche**, F. Tridon, S. Banson, G. Thompson, M. Monier, A. Battaglia, W. Wobrock. 2019. On the realism of the rain microphysics representation of a squall line in the WRF model. Part II: Sensitivity studies on the rain Drop Size Distributions. *Mon. Wea. Rev.* DOI: 10.1175/MWR-D-18-0019.1.
9. F. Tridon, **C. Planche**, K. Mroz, S. Banson, A. Battaglia, J. Van Baelen, W. Wobrock. 2019. On the realism of the rain microphysics representation of a squall line in the WRF model. Part I: Evaluation with multifrequency radar Doppler spectra observations. *Mon. Wea. Rev.* DOI: 10.1175/MWR-D-18-0018.1.

8. *M. Sahyoun*, E. Freney, J. Ferreira de Brito, J. Duplissy, M. Gouhier, A. Colomb, R. Dupuy, T. Bourianne, J. Nowak, C. Yan, T. Putäjä, M. Kulmala, A. Schwarzenboeck, **C. Planche**, K. Sellegri. 2019. Evidence of new particle formation within Etna and Stromboli volcanic passive plumes and its parameterization from airborne in-situ measurements. *J. Geophys. Res. - Atmospheres*. 124, 5650-5668. DOI: 10.1029/2018JD028882.
7. **C. Planche**, G. W. Mann, K. S. Carslaw, M. Dalvi, J. Marsham, P. Field. 2017. Spatial and temporal CCN variations in convection-permitting aerosol microphysics simulations in an idealised tropical marine domain. *Atm. Chem. Phys.* 17, 3371-3384. DOI: 10.5194/acp-17-3371-2017.
6. **C. Planche**, J. Marsham, P. Field, K. Carslaw, A. Hill, G. Mann, B. Shipway. 2015. Precipitation sensitivity to autoconversion rate in a Numerical Weather Prediction Model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 141, 2032-2044. DOI: 10.1002/qj.2497.
5. **C. Planche**, W. Wobrock, A. Flossmann. 2014. The continuous melting process in a cloud scale model using a bin microphysics scheme. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 140, 1986-1996. DOI: 10.1002/qj.2265.
4. **C. Planche**, W. Wobrock, A. Flossmann, F. Tridon, L. Labbouz, J. Van Baelen. 2013. Small scale topography influence on the formation of convective systems observed during COPS. *Meteorol. Z.* 22, 395-411. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0402.
3. L. Labbouz, J. Van Baelen, F. Tridon, M. Reverdy, M. Hagen, M. Bender, G. Dick, T. Gorgas, **C. Planche**. 2013. Precipitation on the lee side of the of the Vosges Mountains: Multi-instrumental study of one case from the COPS campaign. *Meteorol. Z.* 22, 413-432. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0413.
2. **C. Planche**, W. Wobrock, A. Flossmann, F. Tridon, J. Van Baelen, Y. Pointin, M. Hagen. 2010. The influence of aerosol particle number and hygroscopicity on the evolution of convective cloud systems and their precipitation: A numerical study based on the COPS observations on 12 August 2007. *Atm. Res.* 98, 40-56. DOI: 10.1016/j.atmosres.2010.05.003.
1. J. Van Baelen, Y. Pointin, W. Wobrock, A. Flossmann, G. Peters, F. Tridon, **C. Planche**. 2009. Precipitation and microphysical studies with a low cost high resolution X-band radar: an innovative project prospective. *Adv. Geosci.* 20, 25-32. DOI: 10.5194/adgeo-20-25-2009.

Actes de congrès sans comité de lecture

5. **C. Planche**, G. W. Mann, K. S. Carslaw, J. H. Marsham, P. R. Field. 2016. Spatial and temporal variations in aerosol properties in high-resolution convection-permitting simulations in an idealized tropical marine domain. *Air Pollution Modeling and its Application XXIV*, Springer (ed. D. G. Steyn, N. Chaumerliac), p. 61 - 64.
4. **C. Planche**, W. Wobrock, A. Flossmann, F. Tridon, J. Van Baelen, Y. Pointin, M. Hagen. 2010. The influence of aerosol particle number and hygroscopicity on the evolution of convective cloud systems and their precipitation: A numerical study based on the COPS observations on 12 August 2007. 13th Conference on Cloud Physics (AMS), Portland, Oregon, 28 juin - 2 juillet 2010.
3. **C. Planche**, W. Wobrock, A.I. Flossmann. 2010. Analysis of the microphysics processes: interactions with the aerosol particles and effects on the precipitation of a convective system observed during COPS. Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère (AMA), Toulouse, France, 26 - 28 janvier 2010.
2. **C. Planche**, A.I. Flossmann, W. Wobrock. 2009. The influence of aerosol particle number and hygroscopicity on the evolution of convective cloud systems and their

precipitation: a numerical study based on the COPS observations on 12 and 13 August 2007. *Annalen der Meteorologie Deutscher Wetterdienst*, Nr 44.

1. W. Wobrock, **C. Planche**, D. Leroy, A.I. Flossmann. 2008. Comparison between radar and disdrometer measurements and precipitation fields simulated by a 3D cloud model with detailed microphysics for a medium convective case in the Cevennes region. International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP), Cancun, Mexique, juillet 2008.

A.4.2 Communications dans des conférences ou workshops

Communications orales dans des conférences

14. W. Wobrock, **C. Planche**, A. Flossmann, P. Coutris, A. Schwarzenböck. Modeling of the ice particle size distribution in the temperature range from 0 to -20°C: A comparison of model simulations with in-situ observations. International Conference on Clouds and Precipitation, Pune, Inde, 3-7 août 2020. *Conférence repoussée à l'été 2021 pour cause de Covid-19*.
13. **C. Planche**, W. Wobrock, A. Flossmann. Impact of ice splintering on a convective cloud system observed during the HyMeX campaign in France. 3rd Atmospheric Ice Nucleation Conference, Boston, MA, USA, 10 - 12 janvier 2020.
12. W. Wobrock, B. Boudevillain, **C. Planche**, *C. Kagkara*, A. Flossmann. Modeling of intense rain fall with detailed microphysics - a comparison with observational results collected during HyMeX IOP7a. 27th IUGG General Assembly, Montreal, Canada, 8-18 juillet 2019.
11. **C. Planche**, F. Tridon, S. Banson, G. Thompson, A. Battaglia, W. Wobrock. Evaluation of the rain microphysics representation in the WRF model with ARM multi-frequency radars observations. 27th IUGG General Assembly, Montreal, Canada, 8-18 juillet 2019.
10. F. Tridon, **C. Planche**, K. Mroz, A. Battaglia, S. Banson, G. Thompson, M. Monier, J. Van Baelen, W. Wobrock. Multifrequency radars retrievals of rain microphysics: evaluation of the rain representation in the WRF Model. 11th edition of the International Symposium on Tropospheric Profiling (ISTP), Toulouse, France, 20-24 mai, 2019.
9. **C. Planche**, F. Tridon, S. Banson, G. Thompson, K. Mroz, A. Battaglia, M. Monier, J. Van Baelen, W. Wobrock. Evaluation of the rain microphysics representation in the WRF model with multifrequency radars observations from the ARM SGP Central Facility. 15th Conference on Cloud Physics/15th Conference on Atmospheric Radiation, Vancouver, BC, 9-13 juillet 2018.
8. *M. Sahyoun*, E. Freney, J. Brito, A. Colomb, T. Bourianne, **C. Planche**, K. Sellegri. Formation and evolution of aerosol nanoparticles within volcanic passive plume. European Aerosol Conference (EAC), Zurich, Suisse, 28 août-1er septembre 2017.
7. W. Wobrock, *C. Kagkara*, **C. Planche**, A. Flossmann. The interaction between aerosol particles, cloud and precipitation during the HyMeX IOP7a event. Joint IAPSO-IAMAS-IAGA Assembly, Cape Town, Afrique du Sud, 28 août-1er septembre 2017.
6. J. Duplissy, *M. Sahyoun*, E. Freney, R. Dupuy, A. Colomb, D. Picard, J. Brito, C. Denjean, T. Bourianne, M. Kulmala, M. Riva, H. Juninen, C. Yan, L. Beck, F. Bianchi, A. Schwarzenboeck, **C. Planche**, K. Sellegri. Molecular understanding of new particle formation within volcanic plumes using flying mass spectrometer. International Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols (ICNAA), Helsinki, Finlande, 25-30 juin 2017.

5. *C. Kagkara*, **C. Planche**, A.I. Flossmann, W. Wobrock, B. Boudevillain. The impact of aerosol particles on cloud formation and precipitation: a numerical study based on the HyMeX IOP7a case. International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP), Manchester, Royaume-Uni, 25-29 juillet 2016.
4. B. Shipway, A. Hill, J. Wilkinson, P. Field, M. Dalvi, **C. Planche**, et co-auteurs. Towards a more complete representation of cloud-aerosol interactions in operational NWP. International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP), Leipzig, Allemagne, 30 juillet-3 août 2012.
3. A. Flossmann, W. Wobrock, **C. Planche**. The influence of aerosol particle number and hygroscopicity on the evolution of convective cloud systems and their precipitation: a numerical study based on the COPS observations on the 12 and 13 August 2007. 13th Conference on Cloud Physics (AMS), Portland, Oregon, 28 juin-2 juillet 2010.
2. **C. Planche**, A.I. Flossmann, W. Wobrock. The influence of aerosol particle number and hygroscopicity on the evolution of convective cloud systems and their precipitation: a numerical study based on the COPS observations on 12 and 13 August 2007. International Conference on Alpine Meteorology (ICAM), Rastatt, Allemagne, 11-15 mai 2009.
1. **C. Planche**, A.I. Flossmann, W. Wobrock. The influence of aerosol particle number and hygroscopicity on the evolution of convective cloud systems and their precipitation. European Geosciences Union (EGU), Vienne, Autriche, 19-24 avril 2009.

Communications orales dans des workshops ou séminaires

17. *D. Arteaga*, **C. Planche**, G. Mioche, R. Dupuy, O. Jourdan. Modelling properties of the MPCs observed on the 17th of June during ACLOUD: Difficulties in comparing si-situ measurements with the WRF model. (AC)³ ACLOUD/AFLUX/MOSAIC-ACA Workshop, 3-4 décembre 2020, Leipzig, Allemagne. *Organisé à distance pour cause de Covid-19.*
16. **C. Planche**, W. Wobrock, *C. Kagkara*, A. Flossmann, B. Boudevillain, J. Delanoë, R. Dupuy, A. Schwarzenböck. A numerical study for the evaluation of cloud physical properties and the associated intense precipitation during the HyMeX IOP7a event: comparison with airborne in-situ measurements and ground observations. 10-year HyMeX Workshop, 25-29 mai 2020, Toulouse, France. *Workshop annulé pour cause de Covid-19.*
15. O. Jourdan, G. Mioche, J. Delanoë, R. Dupuy, G. Guyot, C. Gourbeyre, M. Monier, **C. Planche**, J.-C. Raut, A. Schwarzenböck. Mixed Phase Clouds in the Arctic, WP4 Aerosol-cloud processes. PARCS 4ème meeting annuel, 23 novembre 2018, Paris, France.
14. *C. Kagkara*, **C. Planche**, W. Wobrock, A. Flossmann, J. Van Baelen, J. Delanoë, A. Schwarzenböck, R. Dupuy, B. Boudevillain. A numerical study for the evaluation of cloud physical properties during the HyMeX IOP7a event. 11th HyMeX Workshop, 29 mai - 1er juin 2018, Lecce, Italie.
13. *M. Sahyoun*, K. Sellegri, E. Freney, J. Brito, J. Duplissy, A. Colomb, R. Dupuy, S. Banson, C. Yan, T. Petaja, M. Kulmala, J. B. Nowak, A. Schwarzenböck, **C. Planche**. New particle formation within volcanic passive plumes. Journées scientifiques « Le Volcanisme: Origines, Aléas et Risques », 15-16 mai 2018, Clermont-Fd, France.
12. **C. Planche**, F. Tridon, S. Banson, G. Thompson, K. Mroz, A. Battaglia, M. Monier, J. Van Baelen, W. Wobrock. Evaluation of the rain microphysics parameterization in the WRF model with multifrequency radars observations from the ARM SGP Central Facility. Ateliers de Modélisation (AMA), 12-14 février 2018, Toulouse, France.

11. O. Jourdan, G. Mioche, J. Delanoë, R. Dupuy, G. Guyot, C. Gourbeyre, M. Monier, **C. Planche**, J.-C. Raut, A. Schwarzenböck. Mixed Phase Clouds in the Arctic, WP4 Aerosol-cloud processes. PARCS 3ème meeting annuel, 22-23 novembre 2017, Grenoble, France.
10. *C. Kagkara*, **C. Planche**, W. Wobrock, A.I. Flossmann, S. Banson, J. Van Baelen, B. Boudevillain. The interaction between aerosol particles, cloud and precipitation during the HyMeX IOP7a event. 10th HyMeX Workshop, 4-7 juillet 2017, Barcelone, Espagne.
9. **C. Planche**, W. Wobrock, A.I. Flossmann. Implementation of a no-instantaneous melting process in a 3D cloud model using a bin microphysics scheme. Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Toulouse, France, 18-22 janvier 2016.
8. **C. Planche**. Contrasting sensitivities of two UK convective cases to warm rain production. MOGUL Science meeting, Leeds, UK, 28 février 2012.
7. **C. Planche**. Contrasting sensitivities of two cases of convective showers in the summertime UK to warm rain production. Séminaire interne de l'ICAS, Leeds, UK, 4 février 2012.
6. **C. Planche**, G. Mann, M. Dalvi, K. Carslaw, J. Marsham, D. Parker, A. Blyth, P. Field. First results of the AeroSol Cloud Interactions (ASCI) project: a high-resolution idealised LAM UKCA-MODE run. UK Composition-Climate Interaction Meeting, Oxford, Royaume-Uni, 22-23 mars 2012.
5. **C. Planche**, W. Wobrock, A.I. Flossmann. Analyse des processus microphysiques : interactions avec les particules d'aérosol et effets sur les précipitations dans un système convectif observé lors de COPS. Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère (AMA), Toulouse, France, 26-28 janvier 2010.
4. **C. Planche**, A.I. Flossmann, W. Wobrock. Numerical study of convective precipitation using a high resolved 3D cloud model with detailed microphysics during the COPS field campaign. 7th COPS workshop, Strasbourg, France, 27-29 octobre 2008.
3. W. Wobrock, **C. Planche**, D. Leroy. Etude d'un cas de convection moyenne dans la région des Cévennes-Vivarais - rôle de la phase glace et des particules d'aérosols. 7ème Journée d'étude de l'OHM-CV, Nîmes, France, 13-14 octobre 2008.
2. W. Wobrock, **C. Planche**, D. Leroy, A.I. Flossmann. Comparaison des mesures radar et pluviomètre avec des champs de pluie simulés avec un modèle de microphysique détaillée pour un cas cévenol. 7ème Journée d'étude de l'OHM-CV, Nîmes, France, 13-14 octobre 2008.
1. **C. Planche**, A.I. Flossmann, W. Wobrock. Impact of climate on rain in Auvergne. European Research Courses on the Atmospheres (ERCA), Grenoble, France, 6 janvier-8 février 2008

Communications par posters

22. *S. Arghavani*, C. Rose, S. Banson, K. Sellegri, **C. Planche**. The effect of using a new parameterization of nucleation in the WRF-Chem model on the cluster formation rate and particle number concentration in a passive volcanic plume. EGU General Assembly, Vienne, Autriche, 19 - 30 avril 2021. *Organisé à distance pour cause de Covid-19.*
21. *D. Arteaga*, **C. Planche**, R. Dupuy, G. Mioche, O. Jourdan and ACLOUD team. Impacts of the thermodynamics and aerosol particles on Arctic mixed-phase cloud microphysics observed over different surface conditions. International Conference on Clouds and Precipitation, Pune, Inde, 3-7 août 2020. *Conférence repoussée à l'été 2021 pour cause de Covid-19.*

20. **C. Planche**, W. Wobrock, A. Flossmann, J. Delanoë, R. Dupuy, A. Schwarzenböck. A numerical study for the evaluation of cloud physical properties during the HyMeX IOP7a event: Role of the ice initiation. International Conference on Clouds and Precipitation, Pune, Inde, 3-7 août 2020. *Conférence repoussée à l'été 2021 pour cause de Covid-19*.
19. **C. Planche**, W. Wobrock, *C. Kagkara*, B. Boudevillain, A. Flossmann. The sensitivity of intense rainfall to aerosol particle loading - a comparison of bin-resolved microphysics modelling with observations of heavy precipitation from HyMeX IOP7a. International Conference on Clouds and Precipitation, Pune, Inde, 3-7 août 2020. *Conférence repoussée à l'été 2021 pour cause de Covid-19*.
18. C. Rose, **C. Planche**, S. Banson, A. Lupascu, M. Gouhier, K. Sellegri. Modelling new particle formation in a passive volcanic plume using a new parameterisation in WRF-Chem - Effects on climate-relevant variables at the regional scale. EGU General Assembly, Vienne, Autriche, 3-8 mai 2020. *Organisé à distance pour cause de Covid-19*.
17. **C. Planche**, *D. Arteaga*, *C. Kagkara*, S. Banson, W. Wobrock, J.-L. Baray, J. Van Baelen, A. Flossmann. A model intercomparison study on the HyMeX-IOP7a heavy precipitation event. 11th HyMeX Workshop, Lecce, Italie, 29 mai-1er juin 2018.
16. J. Duplissy, *M. Sahyoun*, E. Freney, R. Dupuy, A. Colomb, D. Picard, J. Brito, C. Denjean, T. Bourianne, M. Kulmala, M. Riva, H. Juninen, A. Schwarzenboeck, **C. Planche**, K. Sellegri. Flying inside volcano's plume with a mass spectrometer to study new particle formation. NOSA-FAAR Aerosol Symposium, Helsinki, Finlande, 26-28 mars 2018.
15. F. Tridon, **C. Planche**, S. Banson, K. Mroz, A. Battaglia, W. Wobrock, M. Monier, J. Van Baelen. Evaluation of the Microphysics of Precipitation with Multifrequency Radar Observations (EMPORIUM). 38th Conference on Radar Meteorology, Chicago, IL, US, 28 août-1er septembre 2017.
14. C. Duroure, S. Banson, J.L. Baray, **C. Planche**, J. Van Baelen. Observation of a turbulent mesoscale organization during the mature ("stratiform") stage of some intense precipitation systems. Case of the MCS observed during the 2012 HyMEX experiment. 10th HyMeX Workshop, Barcelone, Espagne, 4-7 juillet 2017.
13. **C. Planche**, S. Banson, *C. Kagkara*, *D. Arteaga*, W. Wobrock, A.I. Flossmann, J. Van Baelen. HyMeX-IOP7a heavy precipitation event: A model intercomparison study. 10th HyMeX Workshop, Barcelone, Espagne, 4-7 juillet 2017.
12. F. Tridon, **C. Planche**, A. Battaglia, W. Wobrock, S. Banson, P.-E. Kirstetter. Evaluation of the Microphysics of Precipitation with Multifrequency Radar Observations (EMPORIUM): a prospective study. International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP), Manchester, Royaume-Uni, 25-29 juillet 2016.
11. **C. Planche**, W. Wobrock, A. Flossmann, *C. Kagkara*, S. Banson, B. Boudevillain. A mesoscale model intercomparison study of a mid-latitude event observed during the HyMeX campaign: Influence of initiation data, dynamics and microphysics on precipitation. International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP), Manchester, Royaume-Uni, 25-29 juillet 2016.
10. **C. Planche**, G. W. Mann, K. S. Carslaw, M. Dalvi, J. H. Marsham, P. R. Field. Spatial and temporal CCN variations in convective-permitting aerosol microphysics in an idealised marine tropical domain. International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP), Manchester, Royaume-Uni, 25-29 juillet 2016.
9. **C. Planche**, G. W. Mann, K. S. Carslaw, J. H. Marsham, P. R. Field. Spatial and temporal variations in aerosol properties in high-resolution convective-permitting simulations in an idealised tropical marine domain. International Technical Meeting on Air Pollution Modelling and its application (ITM), Montpellier, France, 4-8 mai 2015.

8. **C. Planche**, J. Marsham, K. Carslaw, G. Mann, P. Field, J. Wilkinson, A. Hill, B. Shipway. Contrasting sensitivities of two UK convective showers to warm rain production. European Geosciences Union (EGU), Vienne, Autriche, 7-12 avril 2013.
7. **C. Planche**, J. Marsham, D. Parker, K. Carslaw, G. Mann, A. Blyth, P. Field, B. Shipway, A. Hill, M. Dalvi, J. Wilkinson. AeroSol Cloud Interactions over the UK (ASCI project). International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP), Leipzig, Allemagne, 30 juillet-3 août 2012.
6. **C. Planche**, W. Wobrock, A. Flossmann. Implementation of a time-dependent melting process in a 3D cloud model using a bin microphysics scheme. International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP), Leipzig, Allemagne, 30 juillet-3 août 2012.
5. P. Field, A. Heymsfield, D. Rogers, Z. Wang, J. Snider, P. DeMott, G. McMeeking, B. Shipway, C. Twohy, J. Anderson, M. Dalvi, J. Wilkinson, J. Marsham, **C. Planche**, A. Hill. Testing aerosol-cloud simulations of Caribbean convection with aircraft data: Contrasting dusty with non-dusty days. International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP), Leipzig, Allemagne, 30 juillet-3 août 2012.
4. **C. Planche**, J. Marsham, G. Mann, M. Dalvi, K. Carslaw, D. Parker, A. Blyth, P. Field, B. Shipway, A. Hill, J. Wilkinson. Variability in the aerosol properties in a high-resolution idealised tropical simulation using the UK Chemistry and Aerosol (UKCA) mode scheme. European Geosciences Union (EGU), Vienne, Autriche, 23-27 avril 2012.
3. **C. Planche**, W. Wobrock, A.I. Flossmann. Development of a detailed ice melting scheme for bin microphysics in a 3D cloud model: An analysis based on an idealized simulation case. International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Melbourne, Australie, 28 juin-7 juillet 2011. *Participation possible grâce à l'obtention de bourses de la région Auvergne et du comité international IAMAS.*
2. **C. Planche**, W. Wobrock, A.I. Flossmann. Development of a detailed ice melting scheme for bin microphysics in a 3D cloud model. European Geosciences Union (EGU), Vienne, Autriche, 3-8 avril 2011.
1. W. Wobrock, **C. Planche**, D. Leroy, A.I. Flossmann. Comparison between radar and disdrometer measurements and precipitation fields simulated by a 3D cloud model with detailed microphysics for a medium convective case in the Cevennes region. International Conference on Clouds and Precipitation (ICCP), Cancun, Mexique, juillet 2008.

A.5 Activités d'encadrement

Les pourcentages entre parenthèses indiquent ma contribution d'encadrement.

A.5.1 Encadrement doctoral et scientifique

Doctorat et Post-doctorat

(Co-)encadrement du doctorat de C. Kagkara (80%, co-encadrante : A. Flossmann), financé par l'ANR MUSIC. Soutenu le 13 février 2019.

mai 2015 à fév. 2019 *Modélisation microphysique détaillée de l'épisode de précipitation intense IOP7a observé lors de l'expérience HYMEX : étude de l'impact de la pollution.*

nov. 2016 à nov. 2018 (Co-)encadrement du post-doctorat de M. Sahyoun (50%, co-encadrante : K. Sellegri), financé par le LabEx ClerVolc - Axe 1. *Mise en évidence du processus de nucléation de nouvelles particules dans les panaches volcaniques de l'Etna et du Stromboli : Développement d'une paramétrisation à l'aide des observations aéroportées réalisées lors de la campagne de mesures STRAP (juin 2016).*

depuis oct. 2019 (Co-)encadrement du doctorat de D. Arteaga (50%, co-encadrant : O. Jourdan), financé par une bourse du Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et de l'Innovation (MESRI). *Caractérisation des processus microphysiques des nuages arctiques en phase mixte.*

depuis déc. 2020 (Co-)encadrement du post-doctorat (1 an) de S. Arghavani (50%, co-encadrantes : C. Rose, K. Sellegri), financé par le LabEx ClerVolc - Axe 1. *Modéliser la formation de nouvelles particules par nucléation dans un panache volcanique passif afin de comprendre leur rôle dans la formation des nuages.*

Étudiants en stage de Master

jan. 2014 à juin 2014 (Co-)encadrement du stage de M2 de D. Gaetano (90%, co-encadrant : J. Marsham (Université de Leeds, Royaume-Uni)), financé par le LaMP. Master mention « Science de la Matière », spécialité « Physique et Chimie pour l'Environnement » de l'Univ. Blaise Pascal - Clermont-Fd. *Indirect influence of aerosols on free tropospheric humidity: from impacts on convective clouds to resultant effects on radiation.*

mars 2017 à mai 2017 Encadrement du stage de M1 de D. Arteaga (100%). Master mention « Science de la Matière », spécialité « Physique et Chimie pour l'Environnement » de l'Univ. Blaise Pascal - Clermont-Fd. *Étude d'un cas de précipitations intenses observé en Cévennes-Vivarais lors de la campagne HyMeX 2012.*

mars 2018 à sept. 2018 Encadrement du stage de M2 de D. Arteaga (100%), financé par l'I-SITE - Challenge 4. Master mention « Sciences de la Terre et des planètes, environnement », parcours « Sciences de l'Atmosphère et du Climat » de l'Univ. Clermont Auvergne. *Étude des précipitations intenses en Cévennes-Vivarais à l'aide de la modélisation à méso-échelle.*

**mai 2021 à
juil.2021** (Co-)encadrement du stage de M1 de B. Bordet (30%, co-encadrant : F. Tridon). Master mention « Sciences de la terre et des planètes, environnement », parcours « Atmosphère-climat-surfaces continentales » de l'Univ. Grenoble Alpes. *Étude des processus de collision et de fragmentation des gouttes de pluie à l'aide d'observations radars multifréquences.*

A.5.2 Autres encadrements

**juin 2014
(1 mois)** Encadrement du stage « Graine de Chercheur » de E. Ruiz (100%). Stage de découverte du milieu de la recherche, niveau L1, financé par le programme « Graine de Chercheur ». *Ce que nous raconte le rayonnement des astres : Application à Vega.*

**avr. 2019 à
mai 2019
(6 sem.)** Encadrement du stage de Licence 3 de J. Royet (100%). Licence mention « Physique-Chimie » de l'Université de Besançon - Franche Comté. *Étude de l'atmosphère en zone Arctique : Comment la microphysique des nuages influence-t-elle le rayonnement ?*

**janv. 2020 à
mai 2020** (Co-)encadrement du projet tutoré de M1 de A. Causse et L. Niquet (50%, co-encadrant : F. Tridon, Université de Cologne, Allemagne). Master mention « Sciences de la Terre et des planètes, environnement », parcours « Sciences de l'Atmosphère et du Climat ». *Évaluer la représentation de la distribution des gouttes de pluie dans les modèles numériques de prévision à l'aide d'observations radars de nouvelle génération.*

**juin 2020 à
juil. 2020
(6 sem.)** Encadrement du stage de Licence 3 de L. Peligry (100%). Licence mention « Physique », spécialité « Sciences pour l'Atmosphère et l'Environnement » de l'Université Clermont Auvergne. *Influence des conditions météorologiques sur les propriétés des nuages arctiques.*

Bibliographie

- Abdul-Razzak, H. et S. J. Ghan, 2000: A parameterization of aerosol activation. 2. Multiple aerosol types. *J. Geophys. Res.*, **105**, 6837–6844, doi:10.1029/1999JD901161.
- Abel, S. J. et I. A. Boutle, 2012: An improved representation of the raindrop size distribution for single-moment microphysics schemes. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **138**, 2151–2162, doi:10.1002/qj.1949.
- Abel, S. J. et B. J. Shipway, 2007: A comparison of cloud-resolving model simulations of trade wind cumulus with aircraft observations taken during RICO. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **133**, 781–794, doi:10.1002/qj.55.
- Ackerman, A. S., O. B. Toon, et P. V. Hobbs, 1995: A model for particle microphysics, turbulent mixing and radiative transfer in the stratocumulus-topped boundary layer and comparisons with measurements. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1204–1236, doi:10.1175/1520-0469(1995)052<1204:AMFPMT>2.0.CO;2.
- Albrecht, B., 1989: Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science.*, **245**, 1227–1230, doi:10.1126/science.245.4923.1227.
- Andreae, M. O. et D. Rosenfeld, 2008: Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part I. the nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth-Science Reviews.*, **89**, 13–41, doi:10.1016/j.earscirev.2008.03.001.
- Arteaga, D., C. Planche, C. Kagkara, W. Wobrock, S. Banson, F. Tridon, et A. I. Flossmann, 2020: Evaluation of two cloud-resolving models using bin or bulk microphysics representation for the HyMeX-IOP7a Heavy Precipitation Event. *Atmosphere*, **11**, doi:10.3390/atmos11111177, <https://hal.uca.fr/hal-03010814>.
- Atlas, D., R. C. Srivastava, et R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys.*, **11**, 1–35, doi:10.1029/RG011i001p00001.
- Bacon, N. J., B. D. Swanson, M. B. Baker, et E. J. Davis, 1998: Breakup of levitated frost particles. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13 763–13 775, doi:10.1029/98JD01162.
- Barros, A. P. et D. P. Lettenmaier, 1994: Dynamic modelling of orographically induced precipitation. *Boundary-Layer Meteorol.*, **75**, 189–205, doi:10.1029/94RG00625.
- Bauer, H. S., T. Weusthoff, M. Dorninger, V. Wulfmeyer, T. Schwitalla, T. Gorgas, M. Arpagaus, et K. Warrach-Sagi, 2011: Predictive skill of a subset of models participating in D-PHASE in the COPS region. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137**, 287–305, doi:10.1002/qj.715.
- Beard, K. V., 1976: Terminal velocity and shape of cloud and precipitation droplets aloft. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 851–864, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<0851:TVASOC>2.0.CO;2.
- Beheng, K. D. et G. Doms, 1986: A general formulation of collection rates of clouds and raindrops using the kinetic equation and comparison with parameterizations. *Contrib. Atmos. Phys.*, **59**, 66–84.
- Berry, E. X. et R. L. Reinhardt, 1974: An analysis of cloud drop growth by collection: Part III: accretion and self-collection. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 2118–2126, doi:10.1175/1520-0469(1974)031<2118:AAOCDG>2.0.CO;2.

- Berthet, S., M. Leriche, J.-P. Pinty, J. Cuesta, , et G. Pigeon, 2010: Scavenging of aerosol particles by rain in a cloud resolving model. *Atmos. Res.*, **96**, 325–336, doi:10.1016/j.atmosres.2009.09.015.
- Biggerstaff, M. I. et R. A. Houze Jr., 1991: Kinematic and precipitation structure of the 10-11 June 1985 squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 3034–3064, doi:10.1175/1520-0493(1991)119<3034:KAPSOT>2.0.CO;2.
- Bjorndal, J., T. Storelvmo, K. Alterskjaer, et T. Carlsen, 2020: Equilibrium climate sensitivity above 5°C plausible due to state-dependent cloud feedback. *Nat. Geosci.*, **13**, 718–721, doi:10.1038/s41561-020-00649-1.
- Bodas-Salcedo, A., J. P. Mulcahy, T. Andrews, K. D. Williams, M. A. Ringer, P. R. Field, et G. S. Elsaesser, 2019: Strong Dependence of Atmospheric Feedbacks on Mixed-Phase Microphysics and Aerosol-Cloud Interactions in HadGEM3. *J. Adv. Mod. Earth Syst.*, **11**, 1735–1758, doi:https://doi.org/10.1029/2019MS001688.
- Bony, S. et B. Stevens, 2020: *Clouds and Warming. In: Clouds and Climate: Climate science’s greatest challenge.* [A. Pier Siebesma, Sandrine Bony, Christian Jakob, Bjorn Stevens (eds.)] Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 418 pp., doi:10.1017/9781107447738.
- Bott, A., 1998: A flux method for the numerical solution of the stochastic collection equation. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2284–2293, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<2284:AFMFTN>2.0.CO;2.
- Boudevillain, B., G. Delrieu, B. Galabertier, L. Bonnifait, L. Bouilloud, P. Kirstetter, et M. Mosini, 2011: The Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory database. *Water Resour. Res.*, **47**, W07701, doi:10.1029/2010WR010353.
- Brousseau, P., Y. Seity, D. Ricard, et J. Léger, 2016: Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **142**, doi:10.1002/qj.2822.
- Brown, B. R., M. M. Bell, et T. G., 2017: Improvements to the snow melting process in a partially double moment microphysics parameterization. *J. Adv. Mod. Earth Syst.*, **9**, 1150–1166, doi:10.1002/2016MS000892.
- Browning, K., A. Blyth, P. Clark, U. Corsmeier, C. Morcrette, J. Agnew, D. Bamber, C. Barthlott, L. Bennett, K. Beswick, M. Bitter, K. Bozier, B. Brooks, C. Collier, C. Cook, F. Davies, B. Deny, T. Feuerle, R. Forbes, C. Gaffard, M. Cray, R. Hankers, T. Hewison, N. Kalthoff, S. Khodayar, M. Kohler, C. Kottmeier, S. Kraut, M. Kunz, D. Ladd, J. Lenfant, J. Marsham, J. McGregor, J. Nicol, E. Norton, D. Parker, F. Perry, M. Ramatschi, H. Ricketts, N. Roberts, A. Russell, H. Schulz, E. Slack, G. Vaughan, J. Waight, R. Watson, A. Webb, et A. Wieser, 2007: The Convective Storm Initiation Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **88**, 1939–1955, doi:10.1175/BAMS-88-12-1939.
- Browning, K. A. et C. J. Morcrette, 2005: A summary of the Convective Storm Initiation Project Intense Observation Periods (CSIP IOPs). *Forecasting Technical Report 474*, Met Office: Exeter, UK. <http://www.metoffice.gov.uk> (accessed 3 October 2005), 1–140.
- Carslaw, K. S., L. A. Lee, C. L. Reddington, K. J. Pringle, A. Rap, P. M. Forster, G. W. Mann, D. V. Spracklen, M. T. Woodhouse, L. A. Regayre, et J. R. Pierce, 2013: Large contribution of natural aerosols to uncertainty in indirect forcing. *Nature.*, **503**, 67–71, doi:10.1038/nature12674.
- Causse, A. et L. Niquet, 2020: Evaluation de la représentation de la distribution des gouttes de pluie dans les modèles numériques de prévision à l’aide d’observations radars de nouvelle génération. Rapport de Projet tutoré de Master 1, Ecole de l’OPGC, Université Clermont Auvergne, Clermont Ferrand, 34 pp.
- Cesana, G. et T. Storelvmo, 2017: Improving climate projections by understanding how cloud phase affects radiation. *J. Geophys. Res.*, **122**, 4594–4599, doi:10.1002/2017JD026927.
- Clark, T. L., 1977: A small scale dynamic model using terrain following coordinate transformation. *J. Comput. Phys.*, **24**, 186–215, doi:10.1016/0021-9991(77)90057-2.

- Clark, T. L. et R. D. Farley, 1984: Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: a possible mechanism for gustiness. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 329–350, doi:10.1175/1520-0469(1984)041<0329:SDWCIT>2.0.CO;2.
- Clark, T. L., W. D. Hall, et J. L. Coen, 1996: *Source code documentation for the Clark-Hall cloud scale model, code version G3CH01*. NCAR/TN-426+STR, NCAR Technical note, NCAR, Boulder, CO, USA, doi:10.5065/D67W694V.
- Coen, J., 2013: *Modeling Wildland Fires: A Description of the Coupled Atmosphere-Wildland Fire Environment Model (CAWFE)*. NCAR/TN-500+STR, NCAR Technical note, NCAR, Boulder, CO, USA, 38 pp, doi:10.5065/D6K64G2G.
- Cohard, J.-M. et J.-P. Pinty, 2000: A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. Part I: Description and selective tests. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **126**, 1815–1842, doi:10.1002/qj.49712656613.
- Connolly, P. J., T. W. Choullarton, M. W. Gallagher, K. N. Bower, M. J. Flynn, et J. A. Whiteway, 2006: Cloud-resolving simulations of intense Hector thunderstorms: Implication for aerosol-cloud interactions. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **132**, 3079–3106, doi:10.1256/qj.05.86.
- Davies, T., M. P. Cullen, A. J. Malcolm, M. H. Mawson, A. Staniforth, A. A. White, et N. Wood, 2005: A new dynamical core for the Met Office’s global and regional modelling of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **131**, 1759–1782, doi:10.1256/qj.04.101.
- Dearden, C., G. Vaughan, T. Tsai, et J.-P. Chen, 2016: Exploring the diabatic role of ice microphysical processes in two north atlantic summer cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 1249–1272, doi:10.1175/MWR-D-15-0253.1.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balsameda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, et F. Vitart, 2011: The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137**, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Delanoë, J. M. E., A. J. Heymsfield, A. Protat, A. Bansemer, et R. J. Hogan, 2014: Normalized particle size distribution for remote sensing application. *J. Geophys. Res.*, **119**, 4204–4227, doi:10.1002/2013JD020700.
- DeMott, P. J., A. J. Prenni, X. Liu, S. M. Kreidenweiss, M. D. Petters, C. H. Twohy, M. Richardson, T. Eidhammer, et D. C. Rogers, 2010: Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **107**, 11 217–11 222, doi:10.1073/pnas.0910818107.
- Ducrocq, V., I. Braud, S. Davolio, R. Ferretti, C. Flamant, A. Jansa, N. Kalthoff, E. Richard, I. Taupier-Letage, P.-A. Ayrat, S. Belamari, A. Berne, M. Borga, B. Boudevillain, O. Bock, J.-L. Boichard, M.-N. Bouin, O. Bousquet, C. Bouvier, J. Chiggiato, D. Cimini, U. Corsmeier, L. Coppola, P. Cocquerez, E. Defer, J. Delanoë, P. Di Girolamo, A. Doerenbecher, P. Drobinski, Y. Dufournet, N. Fourrié, J. J. Gourley, L. Labatut, D. Lambert, J. Le Coz, F. S. Marzano, G. Molinié, A. Montani, G. Nord, M. Nuret, K. Ramage, W. Rison, O. Roussot, F. Said, A. Schwarzenboeck, P. Testor, J. Van Baelen, B. Vincendon, M. Aran, et J. Tamayo, 2014: HyMeX-SOP1: The Field Campaign Dedicated to Heavy Precipitation and Flash Flooding in the Northwestern Mediterranean. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **95**, 1083–1100, doi:10.1175/BAMS-D-12-00244.1.
- Dudhia, J., 1993: A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493–1513.
- Dudhia, J., 2014: A history of mesoscale model development. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **50**, 121–131, doi:10.1007/s13143-014-0031-8.
- Durrán, D., 1989: Improving the anelastic approximation. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1453–1461, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<1453:ITAA>2.0.CO;2.

- Ehrlich, A., M. Wendisch, C. Lüpkes, M. Buschmann, H. Bozem, D. Chechin, H.-C. Clemen, R. Dupuy, O. Eppers, J. Hartmann, A. Herber, E. Jäkel, E. Järvinen, O. Jourdan, U. Kästner, L.-L. Kliesch, F. Köllner, M. Mech, S. Mertes, R. Neuber, E. Ruiz-Donoso, M. Schnaiter, J. Schneider, J. Stapf, et M. Zanatta, 2019: A comprehensive in situ and remote sensing data set from the arctic cloud observations using airborne measurements during polar day (acloud) campaign. *Earth System Science Data*, **11**, 1853–1881, doi:10.5194/essd-11-1853-2019.
- Eliassen, A., 1949: The quasi-static equations of motion with pressure as independent variable. *Geophys. Publ.*, **17**, 3–44.
- Fan, J., Y. Wang, D. Rosenfeld, et X. Liu, 2016: Review of aerosol-cloud interactions: Mechanisms, significance, and challenges. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 4221–4252, doi:10.1175/JAS-D-16-0037.1.
- Fan, J., B. Han, A. Varble, H. Morrison, K. North, P. Kollias, B. Chen, X. Dong, S. E. Giangrande, A. Khain, Y. Lin, E. Mansell, J. A. Milbrandt, R. Stenz, G. Thompson, et Y. Wang, 2017: Cloud-resolving model intercomparison of an mc3e squall line case: Part i-convective updrafts. *J. Geophys. Res.*, **122**, 9351–9378, doi:10.1002/2017JD026622.
- Feingold, G., S. Tzivion, et Z. Levin, 1988: Evolution of the raindrop spectra. Part I: Solution to the stochastic collection/breakup equation using the method of moments. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3387–3399, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<3387:EORSPI>2.0.CO;2.
- Feldmann, R., B. Früh, G. Schädler, H.-J. Panitz, K. Keuler, D. Jacod, et P. Lorenz, 2008: Evaluation of the precipitation for southwestern Germany from high-resolution simulations with regional climate models. *Meteorol. Z.*, **17**, 455–465, doi:10.1127/0941-2948/2008/0295.
- Field, P. R., R. P. Lawson, P. R. A. Brown, G. Lloyd, C. Westbrook, D. Moisseev, A. Miltenberger, A. Nenes, A. Blyth, T. Choularton, P. Connolly, J. Buehl, J. Crosier, Z. Cui, C. Dearden, P. DeMott, A. Flossmann, A. Heymsfield, Y. Huang, H. Kalesse, Z. A. Kanji, A. Korolev, A. Kirchgaessner, S. Lasher-Trapp, T. Leisner, G. McFarquhar, V. Phillips, J. Stith, et S. Sullivan, 2017: Secondary Ice Production: Current State of the Science and Recommendations for the Future. *Meteorol. Monogr.*, **58**, 7.1–7.20, doi:10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-16-0014.1.
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason, et M. Rummukainen, 2013: *Evaluation of Climate Models. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Flossmann, A. I., W. D. Hall, et H. R. Pruppacher, 1985: A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part I: The redistribution of aerosol particles captured through nucleations and impaction scavenging by growing cloud drops. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 582–606, doi:10.1175/1520-0469(1985)042<0583:ATSOTW>2.0.CO;2.
- Flossmann, A. I. et H. R. Pruppacher, 1988: A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part III: the uptake, redistribution, and deposition of (NH₄)₂SO₄ particles by a convective cloud using a two-dimensional cloud dynamics model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1857–1871, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<1857:ATSOTW>2.0.CO;2.
- Flossmann, A. I. et W. Wobrock, 2010: A review of our understanding of the aerosol-cloud interaction from the perspective of a bin resolved cloud scale modelling. *Atmos. Res.*, **97**, 478–497, doi:10.1016/j.atmosres.2010.05.008.
- 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**, 11 367–11 392, doi:10.5194/acp-14-11367-2014.

- Freney, E., R. Dupuy, K. Sellegri, A. Colomb, M. Ribeiro, J.-M. Pichon, T. Bourrienne, G. Momboisse, F. Burnet, et A. Scharzenböck, 2013: Characterisation of aerosol chemical and physical properties measured during HyMeX SOP1. *7th HyMeX workshop, 7-10 October*, Cassis, France.
- Fridlind, A. M., A. S. Ackerman, E. J. Jensen, A. J. Heymsfield, M. R. Poellot, D. E. Stevens, D. Wang, L. M. Miloshevich, D. Baumgardner, R. P. Lawson, J. C. Wilson, R. C. Flagan, J. H. Seinfeld, H. H. Jonsson, T. M. VanReken, V. Varutbangkul, et T. A. Rissman, 2004: Evidence for the predominance of mid-tropospheric aerosol as subtropical anvil cloud nuclei. *Science.*, **304**, 718–722, doi:10.1126/science.1094947.
- Gal-Chen, T. et R. C. J. Somerville, 1975: On the use of a coordinate transformation for the solution of the navier-stokes equations. *J. Comput. Phys.*, **17**, 209–228, doi:10.1016/0021-9991(75)90037-6.
- GIEC, 2013: *Climate change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K., Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. idgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 1535 pp.
- Gordon, H., P. R. Field, S. J. Abel, M. Dalvi, D. P. Grosvenor, A. A. Hill, B. T. Johnson, A. K. Miltenberger, M. Yoshioka, et K. S. Carslaw, 2018: Large simulated radiative effects of smoke in the south-east Atlantic. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 15 261–15 289, doi:10.5194/acp-18-15261-2018.
- Gordon, H., P. R. Field, S. J. Abel, P. Barrett, K. Bower, I. Crawford, Z. Cui, D. P. Grosvenor, A. A. Hill, J. Taylor, J. Wilkinson, H. Wu, et K. S. Carslaw, 2020: Development of aerosol activation in the double-moment Unified Model and evaluation with CLARIFY measurements. *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 10997–11 024, doi:10.5194/acp-20-10997-2020.
- Grell, G., S. E. Peckham, S. McKeen, R. Schmitz, G. Frost, W. Skamarock, et B. Eder, 2005: Fully coupled "online" chemistry within the wrf model. *Atmos. Environ.*, **39**, 6957–6975, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.04.027.
- Grosvenor, D. P., P. R. Field, A. A. Hill, et B. J. Shipway, 2017: The relative importance of macrophysical and cloud albedo changes for aerosol-induced radiative effects in closed-cell stratocumulus: insight from the modelling of a case study. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 5155–5183, doi:10.5194/acp-17-5155-2017.
- Gultepe, I. et G. A. Isaac, 2004: Aircraft observations of cloud droplet number concentration: implication for climate studies. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **130**, 2377–2390, doi:10.1256/qj.03.120.
- Guo, X., D. Fu, X. Guo, et C. Zhang, 2014: A case study of aerosol impacts on summer convective clouds and precipitation over northern China. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 142–157, doi:10.1016/j.atmosres.2013.10.006.
- Hall, W. D., 1980: A detailed microphysical model within a two-dimensional dynamic framework: model description and preliminary results. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2486–2506, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2486:ADMMWA>2.0.CO;2.
- Hallet, J. et S. Mossop, 1974: Production of secondary ice crystals during the riming process. *Nature.*, **249**, 26–28, doi:10.1038/249026a0.
- Hiron, T. et A. I. Flossmann, 2015: A Study of the Role of the Parameterization of Heterogeneous Ice Nucleation for the Modeling of Microphysics and Precipitation of a Convective Cloud. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 3322–3339, doi:10.1175/JAS-D-15-0026.1.
- Hogan, R. J., N. Gaussiat, et A. J. Illingworth, 2005: Stratocumulus liquid water content from dual-wavelength radar. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **22**, 1207–1218, doi:10.1175/JTECH1768.1.
- Hogan, R. J., M. P. Mittermaier, et A. J. Illingworth, 2006: The retrieval of ice water content from radar reflectivity factor and temperature and its use in evaluating a mesoscale model. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **45**, 301–317, doi:10.1175/JAM2340.1.
- Houze, R., 1993: *Cloud dynamics*. Academic Press, New York, 573 pp.

- Igel, A. L., M. R. Igel, et S. C. van den Heeser, 2015: Make it a double? Sobering results from simulations using single-moment microphysics scheme. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 910–925, doi:10.1175/JAS-D-14-0107.1.
- Ivanova, E. T., Y. Kogan, I. Mazin, et M. S. Permyakov, 1977: The ways of parameterization of condensation drop growth in numerical models. *Izv. Akad. Sci. URSS, Atmos. Ocean. Phys.*, **13**, 1193–1201.
- Jacobson, M. Z., 2011: Numerical solution to drop coalescence/breakup with a volume-conserving, positive-definite, and unconditionally stable scheme. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 334–346, doi:10.1175/2010jas3605.1.
- Jaenicke, R., 1988: *Aerosol physics and chemistry.*, Vol. V ab. In: Landolt-Boernstein: Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik G. Fisher Editor Spinger, 391–457 pp.
- Kagkara, C., 2019: Modélisation microphysique détaillée de l'épisode de précipitation intense IOP7a observé lors de l'expérience HYMEX: Etude de l'impact de la pollution. Thèse, Université Clermont Auvergne, Clermont Ferrand, 185 pp., <https://hal.uca.fr/CLEMU-THESES/tel-02092908>.
- Kagkara, C., W. Wobrock, C. Planche, et A. I. Flossmann, 2020: The sensitivity of intense rainfall to aerosol particle loading – a comparison of bin-resolved microphysics modelling with observations of heavy precipitation from hymex iop7a. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **20**, 1469–1483, doi:10.5194/nhess-20-1469-2020, <https://hal.uca.fr/hal-02904729v1>.
- Kanji, Z. A., L. A. Ladino, H. Wex, Y. Boose, M. Burkert-Kohn, D. J. Cziczo, et M. Krämer, 2017: Overview of Ice Nucleating Particles. *Meteorol. Monogr.*, **58**, 1.1–1.33, doi:10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-16-0006.1.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteorol. Monogr.*, **32**, 1–84, doi:10.1007/978-1-935704-36-2_1.
- Khain, A., B. Lynn, et J. Dudhia, 2010: Aerosol effects on intensity of landfalling hurricanes as seen from simulations with the WRF model with spectral bin microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 365–384, doi:10.1175/2009JAS3210.1.
- Khain, A., D. Rosenfeld, A. Pokrovsky, U. Blahak, et A. Ryzhkov, 2011: The role of CCN in precipitation and hail in a mid-latitude storm as seen in simulations using a spectral (bin) microphysics model in a 2D dynamic frame. *Atmos. Res.*, **99**, 129–146, doi:10.1016/j.atmosres.2010.09.015.
- Khain, A., K. D. Beheng, A. Heymsfield, A. Korolev, S. O. Krichak, Z. Levin, M. Pinsky, V. Phillips, T. Prabhakaran, A. Teller, S. C. van den Heever, et J.-I. Yano, 2015: Representation of microphysical processes in cloud-resolving models: Spectral (bin) microphysics versus bulk parameterization. *Rev. Geophys.*, **53**, 347–322, doi:10.1002/2014RG000468.
- Khvorostyanov, V. I. et J. A. Curry, 1999: A simple analytical model of aerosol properties with account for hygroscopic growth. Part 1. Equilibrium size spectra and CCN activity spectra. *J. Geophys. Res.*, **104**, 2163–2174.
- Khvorostyanov, V. I. et J. A. Curry, 2004: The Theory of Ice Nucleation by Heterogeneous Freezing of Deliquescent Mixed CCN. Part I : Critical Radius, Energy, and Nucleation Rate. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2676–2691, doi:10.1175/JAS3266.1.
- King, M. D., S. Platnick, W. P. Menzel, S. A. Ackerman, et P. A. Hubanks, 2013: Spatial and temporal distribution of clouds observed by MODIS onboard the Terra and Aqua satellites. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing*, **51**, 3826–3862, doi:10.1109/TGRS.2012.2227333.
- Kneifel, S., P. Kollias, A. Battaglia, J. Leinonen, M. Maahn, H. Kalesse, et F. Tridon, 2016: First observations of triple-frequency radar doppler spectra in snowfall: Interpretation and applications. *Geophys. Res. Lett.*, **43** (5), 2225–2233, doi:10.1002/2015GL067618.
- Knutti, R. et O. Sedláček, 2013: Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections. *Nature Clim. Change*, **3**, 369–373, doi:10.1038/nclimate1716.

- Koenig, L. R. et F. W. Murray, 1976: Ice-bearing cumulus cloud evolution: Numerical simulation and general comparison against observations. *J. Appl. Meteorol.*, **15**, 747–762, doi:10.1175/1520-0450(1976)015<0747:IBCCEN>2.0.CO;2.
- Kogan, Y. L., 1991: The simulation of a convective cloud in a 3D model with explicit microphysics. Part I: Model description and sensitivity experiments. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1160–1189.
- Kogan, Y. L., 2012: Effects of sea-salt aerosols on precipitation in simulations of shallow cumulus. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 463–483, doi:10.1175/JAS-D-11-031.1.
- Kogan, Y. L., M. P. Khairoutdinov, D. K. Lilly, Z. N. Kogan, et Q. Liu, 1995: Modeling of stratocumulus cloud layers in a large eddy simulation model with explicit microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2923–2940.
- Köhler, H., 1921: Zur kondensation des wasserdampfe in der atmosphäre. *Geofys. Publ.*, **2**, 3–15.
- 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. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **88**, 1608–1624, doi:10.1175/BAMS-88-10-1608.
- Koop, T., B. Luo, A. Tsias, et T. Peters, 2000: Water activity as the determinant for homogeneous ice nucleation in aqueous solutions. *Nature.*, **406**, 611–615.
- Korolev, A. et T. Leisner, 2020: Review of experimental studies of secondary ice production. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**, 11 767–11 797, doi:10.5194/acp-20-11767-2020.
- Korolev, A., G. McFarquhar, P. R. Field, C. Franklin, P. Lawson, Z. Wang, E. Williams, S. J. Abel, D. Axisa, S. Borrmann, J. Crosier, J. Fugal, M. Krämer, U. Lohmann, O. Schlenzcek, M. Schnaiter, et M. Wendisch, 2017: Mixed-Phase Clouds: Progress and Challenges. *Meteorol. Monogr.*, **58**, 5.1–5.50, doi:10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-17-0001.1.
- Kottmeier, C., N. Kalthoff, C. Barthlott, U. Corsmeier, J. Van Baelen, A. Behrendt, R. Behrendt, A. Blyth, R. Coulter, S. Crewell, P. Di Girolamo, M. Dorninger, C. Flamant, T. Foken, M. Hagen, C. Hauck, H. Höller, H. Konow, M. Kunz, H. Mahlke, S. Mobbs, E. Richard, R. Steinacker, T. Weckwerth, A. Wieser, et V. Wulfmeyer, 2008: Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS. *Meteorol. Z.*, **17**, 931–948, doi:10.1127/0941-2948/2008/0348.
- Labbouz, L., J. Van Baelen, F. Tridon, M. Reverdy, M. Hagen, M. Bender, G. Dick, T. Gorgas, et C. Planche, 2013: Precipitation on the lee side of the vosges mountains: Multi-instrumental study of one case from the cops campaign. *Meteorol. Z.*, **22**, 413–432, doi:10.1127/0941-2948/2013/0413, <https://hal.uca.fr/hal-01893476v1>.
- Lac, C., J.-P. Chaboureaud, V. Masson, J.-P. Pinty, P. Tulet, J. Escobar, M. Leriche, C. Barthe, B. Aouizerats, C. Augros, P. Aumond, F. Auguste, P. Bechtold, S. Berthet, S. Bielli, F. Bosseur, O. Caumont, J.-M. Cohard, J. Colin, F. Couvreux, J. Cuxart, G. Delautier, T. Dauhut, V. Ducrocq, J.-B. Filippi, D. Gazen, O. Geoffroy, F. Gheusi, R. Honnert, J.-P. Lafore, C. Lebeaupin Brossier, Q. Libois, T. Lunet, C. Mari, T. Maric, P. Mascart, M. Mogé, G. Molinié, O. Nuissier, F. Pantillon, P. Peyrillé, J. Pergaud, E. Perraud, J. Pianezze, J.-L. Redelsperger, D. Ricard, E. Richard, S. Riette, Q. Rodier, R. Schoetter, L. Seyfried, J. Stein, K. Suhre, M. Taufour, O. Thouron, S. Turner, A. Verrelle, B. Vié, F. Visentin, V. Vionnet, et P. Wautelet, 2018: Overview of the meso-nh model version 5.4 and its applications. *Geosci. Model Dev.*, **11**, 1929–1969, doi:10.5194/gmd-11-1929-2018.
- Lang, S. E., W.-K. Tao, X. Zeng, et Y. Li, 2011: Reducing the biases in simulated radar reflectivities from a bulk microphysics scheme: Tropical convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2306–2320, doi:10.1175/JAS-D-10-05000.1.
- Laprise, R., 1992: The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 197–207, doi:10.1175/1520-0493(1992)120<0197:TEEOMW>2.0.CO;2.
- Lebo, Z. J. et H. Morrison, 2013: A novel scheme for parameterizing aerosol processing in warm clouds. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 3576–3598, doi:10.1175/JAS-D-13-045.1.

- Lebo, Z. J., H. Morrison, et J. H. Seinfeld, 2012: Are simulated aerosol-induced effects on deep convective clouds strongly dependent on saturation adjustment? *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 9941–9964, doi:10.5194/acp-12-9941-2012.
- Lee, H. et J.-J. Baik, 2017: A physically based autoconversion parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **74**, 1599–1615, doi:10.1175/JAS-D-16-0207.1.
- Lee, S. S., L. J. Donner, et V. T. J. Phillips, 2008: Examination of aerosol effects on precipitation in deep convective clouds during the 1997 ARM summer experiment. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **134**, 1201–1220, doi:10.1002/qj.287.
- Leisner, T., T. Pander, P. Handmann, et A. Kiselev, 2014: Secondary ice processes upon heterogeneous freezing of cloud droplets. *14th Conf. on Cloud Physics and Atmospheric Radiation, Boston, MA*, Amer. Meteor. Soc., <https://ams.confex.com/ams/14CLOUD14ATRAD/webprogram/Paper250221.html>.
- Leroy, D., M. Monier, W. Wobrock, et A. I. Flossmann, 2006: A numerical study of the effects of the aerosol particle spectrum on the development of the ice phase and precipitation formation. *Atmos. Res.*, **80**, 15–45, doi:10.1016/j.atmosres.2005.06.007.
- Leroy, D., W. Wobrock, et A. I. Flossmann, 2009: The role of boundary layer aerosol particles for the development of deep convective clouds: a high-resolution 3D model with detailed (bin) microphysics applied to CRYSTAL-FACE. *Atmos. Res.*, **91**, 62–78, doi:10.1016/j.atmosres.2008.06.001.
- Lilly, D., 1996: A comparison of incompressible, anelastic and boussinesq dynamics. *Atmospheric Research*, **40**, 143–151, doi:10.1016/0169-8095(95)00031-3.
- Liou, K.-N. et S.-C. Ou, 1989: The Role of Cloud Microphysical Processes in Climate: An Assessment From a One-Dimensional Perspective. *J. Geophys. Res.*, **94**, 8599–8607, doi:10.1029/JD094iD06p08599.
- Low, T. et R. List, 1982a: Collision, Coalescence and Breakup of Raindrops. Part I: Experimentally Established Coalescence Efficiencies and Fragment Size Distributions in Breakup. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1591–1606, doi:10.1175/1520-0469(1982)039<1591:CCABOR>2.0.CO;2.
- Low, T. et R. List, 1982b: Collision, Coalescence and Breakup of Raindrops. Part II: Parameterization of fragment size distributions. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1607–1618, doi:10.1175/1520-0469(1982)039<1607:CCABOR>2.0.CO;2.
- Lynn, B. H., A. Khain, J. Dudhia, D. Rosenfeld, A. Pokrovsky, et A. Seifert, 2005: Spectral (bin) microphysics coupled with a mesoscale model (MM5). Part I: Model description and possible applications. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 44–58, doi:10.1175/MWR-2840.1.
- Mann, G. W., K. S. Carslaw, D. V. Spracklen, D. A. Ridley, P. T. Manktelow, M. P. Chipperfield, S. J. Pickering, et C. E. Johnson, 2010: Description and evaluation of GLOMAP-mode: a modal global aerosol microphysics model for the UKCA composition-climate model. *Geosci. Model Dev.*, **3**, 519–551, doi:10.5194/gmd-3-519-2010.
- Marshall, J. S. et W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165–166, doi:10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2.
- Matrosov, S. Y., 1993: Possibilities of cirrus particle sizing from dual-frequency radar measurements. *J. Geophys. Res.*, **98**, 20 675–20 683, doi:10.1029/93JD02335.
- Matus, A. V. et T. L’Ecuyer, 2017: The role of the cloud phase in Earth’s radiation budget. *J. Geophys. Res.*, **122**, doi:10.1002/2016JD025951.
- McFarquhar, G. M., 2004: A new representation of collision-induced breakup of raindrops and its implications for the shapes of raindrop size distributions. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 777–794, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<0777:ANROCB>2.0.CO;2.
- McTaggart-Cowan, J. D. et R. List, 1975: An acceleration system for water drops. *J. Atmos. Sci.*, **32** (7), 1395–1400, doi:10.1175/1520-0469(1975)032<1395:AASFWD>2.0.CO;2.

- Meyers, M. P., P. J. Demott, et W. R. Cotton, 1992: New primary ice nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *J. Appl. Meteorol.*, **31**, 708–721, doi:10.1175/1520-0450(1992)031<0708:NPINPI>2.0.CO;2.
- Miltenberger, A. K., P. R. Field, A. A. Hill, P. Rosenberg, B. J. Shipway, J. M. Wilkinson, R. Scovell, et A. M. Blyth, 2018a: Aerosol-cloud interactions in mixed-phase convective clouds - Part 1: Aerosol perturbations. *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 3119–3145, doi:10.5194/acp-18-3119-2018.
- Miltenberger, A. K., P. R. Field, A. A. Hill, B. J. Shipway, et J. M. Wilkinson, 2018b: Aerosol-cloud interactions in mixed-phase convective clouds - Part 2: Meteorological ensemble. *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 10 593–10 613, doi:10.5194/acp-18-10593-2018.
- Monier, M., W. Wobrock, J.-F. Gayet, et A. I. Flossmann, 2006: Development of a detailed microphysics cirrus model tracking aerosol particles histories for interpretation of the recent INCA campaign. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 504–525, doi:10.1175/JAS3656.1.
- Mordy, W., 1959: Computations of the growth by condensation of a population of cloud drops. *Tellus.*, **11**, 16–44, doi:10.1111/j.2153-3490.1959.tb00003.x.
- Morrison, H. et W. W. Grabowski, 2011: Cloud-system resolving model simulations of aerosol indirect effects on tropical deep convection and its thermodynamic environment. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 10 503–10 523, doi:10.5194/acp-11-10503-2011.
- Morrison, H. et J. A. Milbrandt, 2011: Comparison of two-moment bulk microphysics schemes in idealized supercell thunderstorm simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1103–1130, doi:10.1175/2010mwr3433.1.
- Morrison, H. et J. A. Milbrandt, 2015: Parameterization of ice microphysics based on the prediction of bulk particle properties. Part I: Scheme description and idealized tests. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 287–311, doi:10.1175/JAS-D-14-0065.1.
- Morrison, H. et J. Pinto, 2005: Mesoscale Modeling of Springtime Arctic Mixed-Phase Stratiform Clouds Using a New Two-Moment Bulk Microphysics Scheme. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3683–3704, doi:10.1175/JAS3564.1.
- Morrison, H., S. A. Tessendorf, I. Ikeda, et G. Thompson, 2012: Sensitivity of a simulated midlatitude squall line to parameterization of raindrop breakup. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2437–2460, doi:10.1175/MWR-D-11-00283.1.
- Morrison, H., G. Thompson, et V. Tatarskii, 2009: Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 991–1007, doi:10.1175/2008MWR2556.1.
- Morrison, H., M. van Lier-Walqui, A. M. Fridlind, W. W. Grabowski, J. Y. Harrington, C. Hoose, A. Korolev, M. R. Kumjian, J. A. Milbrandt, H. Pawlowska, D. J. Posselt, O. P. Prat, K. J. Reimel, S.-I. Schima, B. van Dierenhoven, et L. Xue, 2020: Confronting the challenges of modeling cloud and precipitation microphysics. *J. Adv. Mod. Earth Syst.*, **12**, doi:10.1029/2019MS001689.
- Ogura, Y. et N. A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173–179, doi:10.1175/1520-0469(1962)019<0173:SAODAS>2.0.CO;2.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **56**, 527–530.
- Ovtchinnikov, M. et Y. L. Kogan, 2000: An investigation of ice production mechanisms in small cumuloform clouds using a 3D model with explicit microphysics. Part I: Model description. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2989–3003, doi:10.1175/1520-0469(2000)057<2989:AIOIPM>2.0.CO;2.
- Pénide, G., 2010: Mise en place de simulateurs d'instruments de télédétection dans un modèle méso-échelle (BRAMS): Application à l'étude d'un système convectif observé pendant la campagne AMMA. Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand II, 207 pp.

- Phillips, N. A., 1957: A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteor.*, **14**, 184–185, doi:10.1175/1520-0469(1957)014<0184:ACSHSS>2.0.CO;2.
- Phillips, V., A. Pokrovsky, et A. Khain, 2007: The influence of time-dependent melting on the dynamics and precipitation production in maritime and continental storm clouds. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 338–358, doi:10.1175/JAS3832.1.
- Phillips, V. T. J., P. J. DeMott, et C. Andronache, 2008: An Empirical Parameterization of Heterogeneous Ice Nucleation for Multiple Chemical Species of Aerosol. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 2757–2783, doi:10.1175/2007JAS2546.1.
- Pielke, R. A., 2003: *Mesoscale meteorological modeling*. Volume 93 - 3rd Edition, Academic press, 760 pp.
- Pinty, J.-P. 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. *Proceedings of Conf. on Cloud Physics*, Amer. Meteor. Soc. Everett, WA, pp.217-220.
- Planche, C., 2011: Développement et évaluation d'un modèle tridimensionnel de nuage mixte à microphysique détaillée : Application aux précipitations orographiques. Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, 180 pp., <https://hal.uca.fr/tel-00622980v2>.
- Planche, C., G. W. Mann, K. S. Carslaw, M. Dalvi, J. H. Marsham, et P. R. Field, 2017: Spatial and temporal CCN variations in convection-permitting aerosol microphysics simulations in an idealised marine tropical domain. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 3371–3384, doi:10.5194/acp-17-3371-2017, <https://hal.uca.fr/hal-01893498>.
- Planche, C., J. H. Marsham, P. R. Field, K. S. Carslaw, A. A. Hill, G. W. Mann, et B. J. Shipway, 2015: Precipitation sensitivity to autoconversion rate in a numerical weather-prediction model. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **141**, 2032–2044, doi:10.1002/qj.2497, <https://hal.uca.fr/hal-01893490v1>.
- Planche, C., F. Tridon, S. Banson, G. Thompson, M. Monier, A. Battaglia, et W. Wobrock, 2019: On the Realism of the Rain Microphysics Representation of a Squall Line in the WRF Model. Part II: Sensitivity Studies on the Rain Drop Size Distributions. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 2811–2825, doi:10.1175/MWR-D-18-0019.1, <https://hal.uca.fr/hal-02132274v1>.
- Planche, C., W. Wobrock, et A. I. Flossmann, 2014: The continuous melting process in a cloud-scale model using a bin microphysics scheme. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **140**, 1986–1996, doi:10.1002/qj.2265, <https://hal.uca.fr/hal-01893484v1>.
- Planche, C., W. Wobrock, A. I. Flossmann, F. Tridon, L. Labbouz, et J. Van Baelen, 2013: Small scale topography influence on the formation of three convective systems observed during COPS over the Vosges Mountains. *Meteorol. Z.*, **22**, 395–411, doi:10.1127/0941-2948/2013/0402, <https://hal.uca.fr/hal-01893478>.
- Planche, C., W. Wobrock, A. I. Flossmann, F. Tridon, J. Van Baelen, Y. Pointin, et M. Hagen, 2010: The influence of aerosol particle number and hygroscopicity on the evolution of convective cloud systems and their precipitation: A numerical study based on the COPS observations on 12 August 2007. *Atmos. Res.*, **98**, 40–56, doi:10.1016/j.atmosres.2010.05.003, <https://hal.uca.fr/hal-01893472v1>.
- Prat, O. P., A. P. Barros, et F. Y. Testik, 2012: On the influence of raindrop collision outcomes on equilibrium drop size distributions. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1534–1546, doi:10.1175/JAS-D-11-0192.1.
- Pruppacher, H. R. et J. D. Klett, 1997: *Microphysics of clouds and precipitation*. 2nd ed., Kluwer Academic Publishers, 954 pp., doi:10.1007/978-0-306-48100-0.
- Raes, F., T. Bates, F. McGovern, et M. Van Liedekerke, 2000: The 2nd aerosol characterization experiment (ACE-2): general overview and main results. *Tellus. B*, **52**, 111–125, doi:10.3402/tellusb.v52i2.16088.
- Raupach, T. H., M. Thurai, V. N. Bringi, et A. Berne, 2019: Reconstructing the Drizzle Mode of the Raindrop Size Distribution Using Double-Moment Normalization. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **58**, 145–164, doi:10.1175/JAMC-D-18-0156.1.

- Reutter, P., H. Su, J. Trentmann, M. Simmel, D. Rose, S. S. Gunthe, H. Wernli, M. O. Andreae, et U. Pöschl, 2009: Aerosol- and updraft-limited regimes of cloud droplet formation: influence of particle number, size and hygroscopicity on the activation of cloud condensation nuclei (CCN). *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 7067–7080, doi:10.5194/acp-9-7067-2009.
- Reynolds, O., 1947: On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Proceedings: Mathematical and Physical Sciences*, 451, 5–47.
- Richard, E., C. Flamant, J. Van Baelen, C. Champollion, S. Argence, J. Arnault, C. Barthlott, A. Behrendt, P. Bosser, P. Brousseau, J. Chaboureau, U. Corsmeier, J. Cuesta, P. Di Girolamo, M. Hagen, C. Kottmeier, P. Limnaios, F. Masson, G. Pigeon, Y. Pointin, F. Tridon, Y. Seity, et V. Wulfmeyer, 2009: La campagne COPS : genèse et cycle de vie de la convection en région montagneuse. *La Météorologie*, **64**, 32–42, doi:10.4267/2042/23632.
- Rose, C., K. Sellegri, E. Freney, R. Dupuy, A. Colomb, J.-M. Pichon, M. Ribeiro, T. Bourianne, F. Burnet, et A. Schwarzenboeck, 2015: Airborne measurements of new particle formation in the free troposphere above the Mediterranean Sea during the HYMEX campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, **15** (17), 10 203–10 218, doi:10.5194/acp-15-10203-2015.
- Sahyoun, M., E. Freney, J. Brito, J. Duplissy, M. Gouhier, A. Colomb, R. Dupuy, T. Bourianne, J. B. Nowak, C. Yan, T. Petäjä, M. Kulmala, A. Schwarzenboeck, C. Planche, et K. Sellegri, 2019: Evidence of New Particle Formation Within Etna and Stromboli Volcanic Plumes and Its Parameterization From Airborne In Situ Measurements. *J. Geophys. Res.*, **124**, 5650–5668, doi:10.1029/2018JD028882, <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02076923v2>.
- Schumacher, R. et K. Rasmussen, 2020: The formation, character and changing nature of mesoscale convective systems. *Nat. Rev. Earth Environ.*, **1**, 300–314, doi:10.1038/s43017-020-0057-7.
- Seifert, A., 2008: On the parameterization of evaporation of raindrops as simulated by a one-dimensional rainshaft model. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3608–3619, doi:10.1175/2008JAS2586.1.
- Seifert, A. et K. D. Beheng, 2001: A double moment parameterization for simulating autoconversion, accretion and selfcollection. *Atmos. Res.*, **59–60**, 265–281, doi:10.1016/S0169-8095(01)00126-0.
- Seifert, A. et K. D. Beheng, 2006: A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part 1: Model description. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **92**, 45–66, doi:10.1007/s00703-005-0112-4.
- Seifert, A., A. Khain, U. Blahak, et K. D. Beheng, 2005: Possible Effects of Collisional Breakup on Mixed-Phase Deep Convection Simulated by a Spectral (Bin) Cloud Model. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1917–1931, doi:10.1175/JAS3432.1.
- Serafin, S., B. Adler, J. Cuxart, S. F. J. De Wekker, A. Gohm, B. Grisogono, N. Kalthoff, D. J. Kirshbaum, M. W. Rotach, J. Schmidli, I. Stiperski, Z. Večenaj, et D. Zardi, 2018: Exchange processes in the atmospheric boundary layer over mountainous terrain. *Atmosphere*, **9**, doi:10.3390/atmos9030102.
- Sherwood, S., S. Bony, et J.-L. Dufresne, 2014: Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing. *Nature.*, **505**, 37–42, doi:10.1038/nature12829.
- Shipway, B. J. et A. A. Hill, 2012: Diagnosis of systematic differences between multiple parametrizations of warm rain microphysics using a kinematic framework. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **138**, 2196–2211, doi:10.1002/qj.1913.
- Shupe, M. D., J. S. Daniel, G. de Boer, E. W. Eloranta, P. Kollias, C. N. Long, E. P. Luke, D. D. Turner, et J. Verlinde, 2008: A Focus On Mixed-Phase Clouds: The Status of Ground-Based Observational Methods. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **89**, 1549–1562, doi:10.1175/2008BAMS2378.1.
- Simonin, D., C. Pierce, N. Roberts, S. P. Ballard, et Z. Li, 2017: Performance of Met Office hourly cycling NWP-based nowcasting for precipitation forecasts. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **143**, 2862–2873, doi:10.1002/qj.3136.
- Skamarock, W. C. et J. B. Klemp, 1992: The Stability of Time-Split Numerical Methods for the Hydrostatic and the Nonhydrostatic Elastic Equations. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2109–2127, doi:10.1175/1520-0493(1992)120<2109:TSOTSN>2.0.CO;2.

- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, et J. G. Powers, 2005: *A description of the advanced research WRF Version 2*. NCAR/TN-468+STR, NCAR Technical note, NCAR, Boulder, CO, USA, doi:10.5065/D6DZ069T.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X. Y. Huang, W. Wang, et J. G. Powers, 2008: *A description of the advanced research WRF Version 3*. NCAR/TN-475+STR, NCAR Technical note, NCAR, Boulder, CO, USA, 113 pp, doi:10.5065/D68S4MVH.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, Z. Liu, J. Berner, W. Wang, J. Powers, M. G. Duda, D. M. Barker, et X.-Y. Huang, 2019: *A description of the advanced research WRF Version 4*. NCAR/TN-556+STR, NCAR Technical note, NCAR, Boulder, CO, USA, 162 pp, doi:10.5065/1dfh-6p97.
- Spiga, A., 2008: Dynamique méso-échelle de l'atmosphère martienne : Développement d'un modèle météorologique et analyse des observations OMEGA / Mars Express. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 292 pp.
- Stevens, B. et O. Boucher, 2014: The aerosol effect. *Nature.*, **490**, 40–41, doi:10.1038/490040a.
- Stevens, B. et A. Seifert, 2008: Understanding macrophysical outcomes of microphysical choices in simulations of shallow cumulus convection. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **86A**, 143–162, doi:10.2151/jmsj.86A.143.
- Straub, W., K. D. Beheng, A. Seifert, J. Schlottkke, et B. Weigand, 2010: Numerical Investigation of Collision-Induced Breakup of Raindrops. Part II: Parameterizations of Coalescence Efficiencies and Fragment Size Distributions. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 576–588, doi:10.1175/2009JAS3175.1.
- Szyrmer, W. et I. Zawadzki, 1999: Modeling of the melting layer. Part I. Dynamics and microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3573–3592, doi:10.1175/1520-0469(1999)056<3573:MOTMLP>2.0.CO;2.
- Takahashi, T., 1981: Warm rain development in a three-dimensional cloud model. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1991–2013, doi:10.1175/1520-0469(1981)038<1991:WRDIAT>2.0.CO;2.
- Takahashi, T., Y. Nagao, et Y. Kushiyama, 1995: Possible High Ice Particle Production during Graupel-Graupel Collisions. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 4523–4527, doi:10.1175/1520-0469(1995)052<4523:PHIPPD>2.0.CO;2.
- 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. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **144**, 1398–1414, doi:10.1002/qj.3283.
- Testud, J., S. Oury, R. A. Black, P. Amayenc, et X. Dou, 2001: The concept of "normalized" distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **40**, 1118–1140, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1118:TCONDNT>2.0.CO;2.
- Thompson, G. et T. Eidhammer, 2014: A study of aerosol impacts on cloud and precipitation development in a large winter cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 3636–3658, doi:10.1175/JAS-D-13-0305.1.
- Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen, et W. D. Hall, 2008: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5095–5115, doi:10.1175/2008MWR2387.1.
- Thurai, M. et V. N. Bringi, 2018: Application of the Generalized Gamma Model to Represent the Full Rain Drop Size Distribution Spectra. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **57**, 1197–1210, doi:10.1175/jamc-d-17-0235.1.
- Tridon, F. et A. Battaglia, 2015: Dual-frequency radar doppler spectral retrieval of rain drop size distributions and entangled dynamics variables. *J. Geophys. Res.*, **120**, 5585–5601, doi:10.1002/2014JD023023.

- Tridon, F., A. Battaglia, et P. Kollias, 2013: Disentangling Mie and attenuation effects in rain using a Ka-W dual-wavelength Doppler spectral ratio technique. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 5548–5552, doi:10.1002/2013GL057454.
- Tridon, F., A. Battaglia, E. Luke, et P. Kollias, 2017: Rain retrieval from dual-frequency radar doppler spectra: Validation and potential for a midlatitude precipitating case-study. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **143**, 1364–1380, doi:10.1002/qj.3010.
- Tridon, F., C. Planche, K. Mroz, S. Banson, A. Battaglia, J. Van Baelen, et W. Wobrock, 2019a: On the Realism of the Rain Microphysics Representation of a Squall Line in the WRF Model. Part I: Evaluation with Multifrequency Cloud Radar Doppler Spectra Observations. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 2787–2810, doi:10.1175/MWR-D-18-0018.1, <https://hal.uca.fr/hal-02132651v1>.
- Tridon, F., A. Battaglia, R. J. Chase, F. J. Turk, J. Leinonen, S. Kneifel, K. Mroz, J. Finlon, A. Bansemmer, S. Tanelli, A. J. Heymsfield, et S. W. Nesbitt, 2019b: The Microphysics of Stratiform Precipitation During OLYMPEX: Compatibility Between Triple-Frequency Radar and Airborne In Situ Observations. *J. Geophys. Res.*, **124** (15), 8764–8792, doi:10.1029/2018JD029858.
- Tripoli, G. J. et W. R. Cotton, 1980: A numerical investigation of several factors contributing to the observed variable intensity of deep convection over Florida. *J. Appl. Meteorol.*, **19**, 1037–1063, doi:10.1175/1520-0450(1980)019<1037:ANIOSF>2.0.CO;2.
- Turco, R. P., P. Hamill, O. B. Toon, R. C. Whitten, et C. S. Kiang, 1979: *The NASA-Ames Research Center stratospheric aerosol model. Part I: Physical processes and computational analogs*. NASA TP 1362 iii-94. (NTIS, Springfield, VA 22161).
- Turner, D. D., R. A. Ferrare, L. A. H. Brasseur, W. F. Feltz, et T. P. Tooman, 2002: Automated retrievals of water vapor and aerosol profiles from an operational Raman lidar. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **19**, 37–50, doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0037:AROWVA>2.0.CO;2.
- Twomey, W., 1959: The nuclei of natural formation. Part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration. *Geophys. Pure Appl.*, **43**, 243–249, doi:10.1007/BF01993560.
- Twomey, W., 1974: Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, **8**, 1251–1256, doi:10.1016/0004-6981(74)90004-3.
- Vali, G., 1975: Remarks on the mechanism of atmospheric ice nucleation. *Proceedings of the Eighth International Conference on Nucleation II*, Gaivoronsky, Ed., Gidrometeoizdat, 265-269.
- Vali, G., P. J. DeMott, O. Möhler, et T. F. Whale, 2015: Technical note: A proposal for ice nucleation terminology. *Atmos. Chem. Phys.*, **15**, 10 263–10 270, doi:10.5194/acp-15-10263-2015.
- Van Weverberg, K., A. M. Vogelmann, H. Morrison, et J. A. Milbrandt, 2012: Sensitivity of idealized squall-line simulations to the level of complexity used in two-moment bulk microphysics scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1883–1907, doi:10.1175/MWR-D-11-00120.1.
- Varble, A., E. J. Zipser, A. M. Fridlind, P. Zhu, A. S. Ackerman, J.-P. Chaboureaud, J. Fan, A. Hill, B. Shipway, et C. Williams, 2014: Evaluation of cloud-resolving and limited area model intercomparison simulations using twp-ice observations: 2. precipitation microphysics. *J. Geophys. Res.*, **119**, 13,919–13,945, doi:10.1002/2013JD021372.
- Venzac, H., K. Sellegri, P. Villani, D. Picard, et P. Laj, 2009: Seasonal variation of aerosol size distributions in the free troposphere and residual layer at the puy de dôme station, france. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 1465–1478, doi:10.5194/acp-9-1465-2009.
- Verlinde, J. et W. R. Cotton, 1993: Fitting microphysical observations of nonsteady convective clouds to a numerical model: An application of the adjoint technique of data assimilation to a kinematic model. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2776–2793, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<2776:FMOONC>2.0.CO;2.
- Vié, B., J.-P. Pinty, S. Berthet, et L. M., 2016: 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, doi:10.5194/gmd-9-567-2016.

- Wallace, J. M. et P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. 2nd ed., Elsevier: Amsterdam, 504 pp.
- Walters, D. N., M. J. Best, A. C. Bushell, D. Copsey, J. M. Edwards, P. D. Falloon, C. M. Harris, A. P. Lock, J. C. Manners, C. J. Morcrette, M. J. Roberts, R. A. Stratton, S. Webster, J. M. Wilkinson, M. R. Willett, I. A. Boutle, P. D. Earnshaw, P. G. Hill, C. MacLachlan, G. M. Martin, W. Moufouma-Okia, M. D. Palmer, J. C. Petch, G. G. Rooney, A. A. Scaife, et K. D. Williams, 2011: The met office unified model global atmosphere 3.0/3.1 and jules global land 3.0/3.1 configurations. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 919–941, doi:10.5194/gmd-4-919-2011.
- Warneck, P., 2000: *Chemistry of the natural atmosphere*, Vol. 71. 2nd ed., [Dmowska R., J. R. Holton and H. T. Rossby (Eds.)], Academic press, 997 pp.
- Wendisch, M., A. Macke, A. Ehrlich, C. Lüpkes, M. Mech, D. Chechin, K. Dethloff, C. B. Velasco, H. Bozem, M. Brückner, H.-C. Clemen, S. Crewell, T. Donth, R. Dupuy, K. Ebell, U. Egerer, R. Engelmann, C. Engler, O. Eppers, M. Gehrman, X. Gong, M. Gottschalk, C. Gourbeyre, H. Griesche, J. Hartmann, M. Hartmann, B. Heinold, A. Herber, H. Herrmann, G. Heygster, P. Hoor, S. Jafariserajehlou, E. Jäkel, E. Järvinen, O. Jourdan, U. Kästner, S. Kecorius, E. M. Knudsen, F. Köllner, J. Kretschmar, L. Lelli, D. Leroy, M. Maturilli, L. Mei, S. Mertes, G. Mioche, R. Neuber, M. Nicolaus, T. Nomokonova, J. Notholt, M. Palm, M. van Pinxteren, J. Quaas, P. Richter, E. Ruiz-Donoso, M. Schäfer, K. Schmieder, M. Schnaiter, J. Schneider, A. Schwarzenböck, P. Seifert, M. D. Shupe, H. Siebert, G. Spreen, J. Stapf, F. Stratmann, T. Vogl, A. Welti, H. Wex, A. Wiedensohler, M. Zannatta, et S. Zeppenfeld, 2019: The Arctic Cloud Puzzle: Using ACLOUD/PASCAL Multiplatform Observations to Unravel the Role of Clouds and Aerosol Particles in Arctic Amplification. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **100**, 841–871, doi:10.1175/BAMS-D-18-0072.1.
- Wilkinson, J. M., A. N. F. Porson, F. J. Bornemann, M. Weeks, P. R. Field, et A. P. Lock, 2013: Improved microphysical parametrization of drizzle and fog for operational forecasting using the Met Office Unified Model. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **139**, 488–500, doi:10.1002/qj.1975.
- Wilson, D. R. et S. P. Ballard, 1999: A microphysically based precipitation scheme for the uk meteorological office unified model. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **125** (557), 1607–1636, doi:10.1002/qj.49712555707.
- Wulfmeyer, V., A. Behrendt, H.-S. Bauer, C. Kottmeier, U. Corsmeier, A. Blyth, G. Craig, U. Schumann, M. Hagen, S. Crewell, P. Di Girolamo, C. Flamant, M. Miller, A. Montani, S. Mobbs, E. Richard, M. W. Rotach, M. Arpagaus, H. Russchenberg, P. Schlüssel, M. König, V. Gärtner, R. Steinacker, M. Dorninger, D. D. Turner, T. Weckwerth, A. Hense, et C. Simmer, 2008: The Convective and Orographically-induced Precipitation Study: a research and development project of the world weather research program for improving quantitative precipitation forecasting in low-mountain regions. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **89**, 1477–1486, doi:10.1175/2008BAMS2367.1.
- Wulfmeyer, V., A. Behrendt, C. Kottmeier, U. Corsmeier, C. Barthlott, G. Craig, M. Hagen, D. Althausen, F. Aoshima, M. Arpagaus, H. Bauer, L. Bennett, A. Blyth, C. Brandau, C. Champollion, S. Crewell, S. Dick, P. Di Girolamo, M. Dorninger, Y. Dufournet, R. Eigenmann, R. Engelmann, C. Flamant, T. Foken, T. Gorgas, M. Grzeschik, J. Handwerker, C. Hauck, H. Höller, W. Junkermann, N. Kalthoff, C. Kiemle, S. Klink, M. König, L. Krauss, C. Long, F. Madonna, S. Mobbs, B. Neininger, S. Pal, G. Peters, G. Pigeon, E. Richard, M. Rotach, H. Russchenberg, T. Schwitalla, V. Smith, R. Steinacker, J. Trentmann, D. Turner, J. Van Baelen, S. Vogt, H. Volkert, T. Weckwerth, H. Wernli, A. Wieser, et M. Wirth, 2011: The Convective and Orographically induced Precipitation Study (COPS): The scientific strategy, the field phase, and the first highlights. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137**, 3–30, doi:10.1002/qj.752.
- Zelinka, M. D. et D. L. Hartmann, 2010: Why is longwave cloud feedback positive? *J. Geophys. Res.*, **115** (D16), doi:10.1029/2010JD013817.
- Ziegler, C. L., 1985: Retrieval of thermal and microphysical variables in observed convective storms. Part I : Model development and preliminary testing. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1487–1509, doi:10.1175/1520-0469(1985)042<1487:ROTAMV>2.0.CO;2.

Zwibel, J., J. Van Baelen, S. Anquetin, Y. Pointin, et B. Boudevillain, 2016: Impacts of orography and rain intensity on rainfall structure. the case of the hymex iop7a event. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **142**, 310–319, doi:10.1002/qj.2679.

