Université Fédérale
Toulouse Midi-Pyrénées

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Présentée et soutenue par

Nicolas MAURY

Le 11 juin 2021

Etude des processus dynamiques et microphysiques dans les nuages convectifs peu profonds: synergie entre simulations numériques et observations par une flotte de drones.

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Climat**

Unité de recherche :
CNRM - Centre National de Recherches Météorologiques

Thèse dirigée par
Fleur COUVREUX et Greg ROBERTS

Jury

Mme Sandrine BONY, Rapporteure
M. Cyrille FLAMANT, Rapporteur
M. Alfons SCHWARZENBOECK, Rapporteur
Mme Fleur COUVREUX, Directrice de thèse
M. Grégory ROBERTS, Co-directeur de thèse
M. Frank ROUX, Président

Remerciements

Ce manuscrit de thèse récapitule un travail où bon nombre de personnes ont contribué, de son élaboration jusqu'à sa finalisation. Je tiens donc à les remercier.

Mes premiers remerciements vont évidemment à mes deux directeurs de thèse, Greg et Fleur. Greg, je te remercie pour la confiance que tu m'as accordée avant même le début de cette thèse, pour ton souhait à me faire participer aux conférences à travers le monde entier où la science bat son plein, pour ton implication dans mes recherches et ma découverte dans le domaine des drones. Ton expérience dans ce milieu a été d'un atout extraordinaire. J'ai eu plaisir à partir en campagnes de mesure avec toi, avec ton envie irrépressible de capturer le plus de nuages. Fleur, je te remercie pour ton encadrement. Tu m'as apporté la rigueur dont j'avais besoin, la canalisation dans mon sujet de thèse et ta manière très pédagogue de m'enseigner le domaine des simulations numériques. Tu as toujours poussé les analyses plus loin et tu m'as fait comprendre l'esprit critique d'un chercheur devant ses résultats. Également, tu as été une oreille attentive quand les doutes s'installent, quand les moments ne se font pas gais et tu as réussi à chaque fois à me faire progresser et aller de l'avant. Je vous remercie infiniment car cette thèse est le reflet de vos personnes.

Merci aux rapporteurs de cette thèse, Sandrine Bony, Cyrille Flamant et Alfons Schwarzenboeck, d'avoir lu, annoté et corrigé ce manuscrit de thèse. Merci pour vos remarques qui ont permis d'améliorer ce manuscrit de thèse et les discussions après la soutenance. Merci également à Frank Roux d'avoir participé en tant qu'examinateur et président du jury. Merci également aux membres de mon comité de suivi de thèse, Catherine Rio, Holger Siebert et Frederic Burnet pour leur précieux conseils durant ces réunions ainsi que leur disponibilité à chaque session. Vos soutiens importants en début de thèse et vos implications à suivre mon travail m'ont fortement aidé.

Je suis reconnaissant vis à vis de la direction du CNRM ; Nadia Fourrié, Claire Doubremelle, Marc Pontaud et Samuel Morin ; d'avoir pu me permettre d'effectuer cette thèse dans ce laboratoire de recherches dans les meilleurs conditions possibles, même lors des confinements successifs. La météopole est un centre de travail qui a su garder son coté nature et bienveillant et où il y fait bon travailler.

Que serait une thèse sans démêlés administratifs ? Merci Laurent Gustave et Sébastien Barrau, pour votre aide primordiale dans la gestion des factures, des préparations aux campagnes de mesures, des conférences, des déplacements et surtout du badgeage (désolé Laurent pour ces trop nombreuses fois où j'ai oublié de badger). Merci également à Ouria Ghalayini et Anita Hubert pour le professionnalisme et leur bonne humeur.

Avant de commencer cette thèse, j'ai effectué mon stage au Centre d'Étude en Météorologie Satellitaire à Lannion. Le jeune étudiant du Sud-Ouest s'exiler en Bretagne ! Ce stage, court mais passionnant, m'a forgé l'envie de continuer dans la recherche notamment grâce Jérôme Vidot, mon encadrant de stage ainsi que tous les collègues bretons qui m'ont aidé durant ce stage mais également durant la thèse. J'espère que ces liens perdureront. Merci à Cyrielle Denjean de m'avoir permis de faire mon stage de recherche dans l'équipe MNPCA, de m'avoir donné le gout de la recherche expérimentale et de m'avoir soutenu et aidé du-

rant ces 3 années de thèse. Je suis heureux de t'avoir eu comme encadrante et j'espère continuer à travailler avec toi sur les aérosols (et sur notre déploiement de plantes vertes à travers l'équipe).

L'équipe MNPCA est une équipe formidable, où règne l'entraide, le partage, la gentillesse, la bonne humeur et la solidarité. Je remercie tour à tour Brigitte Gaillard à qui j'ai donné du fil à retordre, Jean-Michel Etcheberry pour nos déboires sur le capteur de nuage, Thierry Bourianne pour son aide en informatique et notre passion commune pour les cartes anciennes, Pauline Martinet pour nos avancées extraordinaires en Python, Fredéric Burnet, pour m'avoir encadré durant mon stage, participé à l'encadrement dans cette thèse, pour tes connaissances transmises dans l'analyse de la microphysique des cumulus, pour notre randonnée perdue au Piton de la Fournaise. Un énorme merci à l'équipe drone : Fabrice Julien pour ses blagues à répétition, notre aventure en haut du Maido (et notre feu de camp mémorable sous la bâche) et sa ténacité dans les campagnes intenses !, Grégoire Cayez pour ton rôle pour que l'on puisse voler en toute tranquillité et tes compétences en mécanique automobile, Radiance Calmer, qui a été une pilote de drone hors paire et notre passion commune de transformer le bureau en vraie jungle et enfin Jérôme Viviand, arrivé en même temps que moi dans l'équipe et qui m'a aidé pour planifier la campagne à la Réunion.

Je n'oublie pas non plus les futur.es docteur.es et ingénieur.es qui ont côtoyé les bureaux de MNPCA et je tiens à vous témoigner ma plus grande affection. Alistair Bell, for your tea time and your "Look the weather, it's good for cumulus !", Valentin Espinas, pour nos pauses et l'arrosage du potager, Sarah Tinorua, qui prend la relève dans le bureau 70. Je compte sur toi pour continuer a perpétuer l'esprit "voyage" dans le bureau ; et Mathias Letillois pour son arrivée dans l'équipe. Et bien sur, Maroua Fathalli, ma coéquipière de choc, indissociable. Ensemble, nous avons ris, pleuré, stressé, discuté, appris ensemble durant ces 3 années. Tu as été d'un soutien sans faille, surtout quand le rendu de ce manuscrit arrivait. Cette phrase " Si tu l'as fait pour un cas, tu peux le faire sur tous les autres.." me fera penser éternellement à toi. Merci également à Cylia Abbad qui a eu confiance en mon encadrement durant son stage de fin d'étude. Le tutorat à changer la vision que j'avais de l'enseignement.

Il y a aussi cette plus grande famille qu'est GMEI. Guylaine Canut, la reine des flux et de python, Vinciane Unger et Tiphaine Sabatier du bureau "zen et huile essentielle", pour l'organisation des repas du groupe et leur aide en programmation, Thomas Rieutord pour ces analyses pointues et ces parties de coinche endiablées ! Axel Roy, Joel Barrié, Eric Moulin pour nos périples sur l'île Réunionnaise et notre chanson fétiche " Y'a pas que les grands qui rêvent... ". Merci également à Jean-Claude Etienne, William Maurel, Gilles André pour leur partage sur le terrain et sur l'informatique ! Je remercie également Alain Dabas et Alexandre Pacy pour leur gestion du groupe GMEI. Merci aussi aux autres collègues du CNRM pour leur échanges sur la convection ; Clément Strauss et Najda Villefranque, qui est pour moi une pépite d'intelligence pour la recherche scientifique ; mais aussi dans des moments plus détendus avec Alexane Lovat, Mary Borderies, Damien Specq, Thomas Burgot, Marc Mandement, Léo Ducongé et Brice Foucart.

J'ai également eu plaisir à rencontrer d'autres chercheurs (et futurs chercheurs) durant la campagne BIOMAIDO et celle d'EUREC4A ; Ludovic Touzé, Benjamin Fildier, Pierre Serres, Michel Gavart, Christophe Mazel, Maud Leuriche... Cette thèse est aussi une thèse de collaboration entre plusieurs laboratoires et je tiens à remercier Simon Lacroix et Gautier Hattenberger pour leur supervision du projet NEPHELAE ainsi que Titouan Verdu et Pierre Narvor avec qui j'ai eu le plaisir d'échanger dans des domaines différents. Merci aussi à Florian Sequin et Murat Bronz de leur implication dans le projet et de notre coopération fructueuse.

Je témoigne aussi mon affection à vous, Marie Mazoyer et Marine Claeys, les deux ex-thésardes de MNPCA qui sont devenues des amies. Marie, quel plaisir de partager avec toi cette conférence à San Franscico, je crois que tu décroches la palme d'or de la poisse. Marine, merci d'avoir partager notre dépistage COVID à 7h du matin mais également de nombreux repas et soirées ensemble. J'espère suivre vos pas dans

le monde de la recherche.

Il y a les remerciements aussi plus personnels. Mes ami.e.s qui m'ont soutenu (et enduré) durant ces 3 ans, et je sais que cela n'a pas été facile. Merci encore à mes toulousaings ; Nathan, Charlotte, Bachir, Sandra, Yoan, Justine, Marie, Daniel, Pierre, Deborah, Nadia, Sonia, Nicolas, Claire, mes sœurs de lutte de prépa, Claire, Gégé et Léa. A mes amies d'enfance, Cynthia, Alexia, Juliet, Lauren, Juliette. Merci à ma famille également, qui est pour moi le pilier de ma vie. Mon frère, Laura ainsi que mon père pour votre amour indéfectible. Au delà de ce que nous avons traversé, l'avenir sera beau.

Pour finir, j'aimerai dédiée cette thèse à ma maman extraordinaire qui je l'espère, sera fière de moi là où elle repose.

Résumé

Les cumulus, nuages convectifs peu profonds, résultent de convection humide où la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère a pu condenser sur les particules d'aérosols. Ces nuages, de par leurs impacts radiatifs sur le bilan énergétique de la Terre, leur rôle dans la distribution de l'eau dans la troposphère et leur présence importante sur le globe sont des éléments clés du climat. Cependant, leur durée de vie courte (15-30 minutes) et leur échelle spatiale restreinte (de l'ordre de la centaine de mètres voire du kilomètre) rendent leurs observations in situ délicates d'autant plus que ces nuages sont généralement advectés par le vent moyen. Enfin, il est important de comprendre les processus de mélange entre les cumulus et l'environnement car ceux-ci peuvent modifier la thermodynamique de ces nuages et impacter leur cycle de vie. Le projet NEPHELAE (Network for studying Entrainment and microPHysics of cLouds using Adaptive Exploration) a donc pour objectifs d'étudier ces processus de mélange par une caractérisation spatio-temporelle complète de la microphysique et de la dynamique des nuages grâce au développement d'une flotte de drones. L'objectif de cette thèse est donc de mettre au point une stratégie expérimentale afin d'étudier les processus nuageux par plusieurs drones. La méthodologie employée combine études numériques et observations in-situ par des drones. La première partie de cette thèse se focalise sur la caractérisation des processus de mélange dans les nuages, avec l'appui de simulations LES (Large Eddy Simulation). Deux cas de convection, océanique et continentale ont été simulés par le modèle non-hydrostatique de Météo France (Méso-NH) et ont servi de support pour l'étude individuelle des cumulus, via une méthode d'identification des nuages. Les profils des processus d'entraînement (air environnemental pénétrant dans le nuage) sont plus forts à la base des nuages puis diminuent vers leur sommet avec des plus forts taux pour les nuages de petits volumes alors que le détrainement (air sortant du nuage) est quant à lui plus fort au sommet des nuages. Ces processus de mélange restent indépendants du type de convection. Ces résultats ont été confirmés par l'analyse de cumulus lors des campagnes BIO-MAIDO et NEPHELAE, par ballon captif et par drones. La deuxième partie de cette thèse se concentre sur la définition d'une nouvelle stratégie d'observations permettant la caractérisation d'une section horizontale de nuage. Après avoir simulé un champ de cumulus marins à haute résolution et haute fréquence, des trajectoires adaptatives de drones ont été définies et testées dans cette simulation. Ces trajectoires adaptatives ont été jugées suffisantes pour reproduire les champs thermodynamiques horizontaux. La stratégie expérimentale ainsi validée a été déployée en conditions réelles lors de la campagne de terrain EUREC^{4}A. Les statistiques des cumulus traversés ainsi que les suivis adaptatifs ont permis de quantifier les hétérogénéités dans les sections horizontales des cumulus d'alizés.

Mots clés : cumulus, simulation LES, observations par drones, mélange, stratégie instrumentale

Abstract

Cumulus, one type of shallow convective clouds, are the result of moist convection where water vapour in the atmosphere has condensed on aerosol particles. These clouds, because of their radiative impacts on the Earth's energy balance, their role in the distribution of water in the troposphere and their ubiquitous presence across the globe are key elements of the climate. However, their short lifetime (15-30 minutes) and their restricted spatial scale (of the order of a hundred meters or even a kilometer) make their in situ observations all the more complex as these clouds are generally advected. It is also important to understand the mixing processes between cumulus clouds and the environment since they can modify the thermodynamics of these clouds and impact their life cycle.
The NEPHELAE project (Network for studying Entrainment and microPHysics of cLouds using Adaptive Exploration) aims to study the mixing processes through a complete spatio-temporal characterization of the microphysics and dynamics of clouds through the development of a fleet of RPAs (Remotely Piloted Aircrafts). The objective of this thesis is to develop an experimental strategy to study cloud processes with RPAs. The methodology relies on the combination of numerical studies and in-situ RPAs observations .

The first part of the thesis focuses on the characterization of the mixing processes, with the support of LES (Large Eddy Simulation) simulations and in-situ observations. Two cases of convection, oceanic and continental, have been simulated by the non-hydrostatic model of Météo France (Meso-NH). They have allowed an individual study of cumulus clouds, provided by a cloud identification method. Entrainment processes (environmental air entering the cloud) are stronger at the base of the clouds and then decrease towards their top with stronger rates for small volume clouds, whereas the detrainment (air leaving the cloud) is stronger at the top of the clouds. These results were confirmed by the analysis of cumulus layers during the BIO-MAIDO and NEPHELAE campaigns, by tethered balloons and RPAs. The second part of this thesis focuses on the elaboration of a new observation strategy to document a horizontal cloud section. After simulating a marine cumulus field at high resolution and frequency, adaptive RPA trajectories have been defined and tested in this simulation. These adaptive trajectories were judged sufficient to reproduce the horizontal thermodynamic fields, which allowed them to be applied during the EUREC^{4}A field campaign. The statistics of the cumulus clouds crossed as well as the adaptive trajectories allowed us to quantify the heterogeneities in the horizontal sections of the trade wind cumulus.

Keywords : cumulus clouds, LES simulation, RPA observations, mixing, instrumental sampling

Table des matières

1 Introduction **1**
1.1 Avant-propos . . . 1
1.2 Objectifs de la thèse . . . 5
1.3 Plan du manuscrit . . . 6

I Etat de l'art et motivations **7**

2 La convection peu profonde dans toutes ses formes **9**
2.1 La couche limite atmosphérique . . . 10
2.1.1 Définition d'une couche limite . . . 10
2.1.2 Variables et équations d'état dans la CLA . . . 10
2.1.3 Évolution spatio-temporelle de la CLA . . . 11
2.2 Les nuages convectifs . . . 12
2.2.1 Principales caractéristiques des nuages convectifs de couche limite . . . 13
2.2.2 Interactions moyennes et grandes échelles . . . 18
2.3 Comment observer les cumulus ? . . . 20
2.3.1 Les outils de télédétection . . . 20
2.3.2 Les observations in situ . . . 22
2.3.3 Les périodes d'observations . . . 23
2.3.4 Nouveau moyen d'étude : les drones . . . 27
2.4 Comment simuler les cumulus ? . . . 27
2.4.1 Les simulations LES . . . 28
2.4.2 Les modèles à plus large échelle . . . 29
2.4.3 Les limites et intérêt d'améliorer les modèles . . . 31

3 Processus de mélange dans les cumulus **35**
3.1 Du concept d'adiabastisme à la controverse sur le mélange nuageux . . . 36
3.1.1 Le modèle du thermique adiabatique . . . 36
3.1.2 La vision horizontale du thermique . . . 38
3.1.3 Les différentes visions du mélange dans les cumulus . . . 38
3.1.4 Autres quantifications du mélange . . . 41
3.2 Impacts des processus de mélange sur la microphysique nuageuse . . . 42
3.2.1 De la formation de la gouttelette... . . . 42
3.2.2 ...à la dilution du nuage . . . 44
3.3 Définition et calcul des processus de mélange des cumulus . . . 45
3.3.1 Définition des paramètres d'entraînement et de détrainement . . . 45
3.3.2 Méthode de calcul des processus d'entraînement et de détrainement . . . 46
3.4 Équation des taux de mélange dans les paramétrisations . . . 47

3.4.1 Paramétrisation liée aux propriétés macroscopiques des cumulus 47
3.4.2 Paramétrisation liée à la thermodynamique des cumulus 48
3.5 Synthèse des travaux sur le mélange 50

II Étude des champs de cumulus : de la modélisation jusqu'à l'observation 51

4 Étude numérique de deux champs de cumulus 53
4.1 Présentation du modèle Méso-NH 54
4.1.1 Descriptif général 54
4.1.2 Méso-NH dans son mode LES 54
4.1.3 Les paramétrisations utilisées dans les LES 54
4.2 Différents cas d'étude de convection 56
4.2.1 La convection continentale : ARM-SGP 57
4.2.2 Etude de cumulus dans un cas de convection peu profonde océanique 60
4.2.3 Sensibilités du modèle aux schémas 61
4.3 Etude des processus de mélange 67
4.3.1 L'entraînement/détrainement dans les nuages convectifs 67
4.3.2 Variabilité des processus de mélange dans la convection continentale 72
4.3.3 Comparaison entre le cas BOMEX et le cas ARM 78
4.3.4 Impact des tests de sensibilités sur le mélange 80
4.4 Comment représenter une couche nuageuse par l'étude d'un nuage ? 82
4.4.1 Profil moyen d'entraînement de la couche nuageuse continentale 83
4.4.2 Comparaison entre couche nuageuse et cumulus individuels sur l'entraînement . . . 83
4.5 Conclusion 87

5 Étude expérimentale à la Réunion 89
5.1 Site d'étude de la campagne BIO-MAIDO 90
5.1.1 Étude préliminaire de la zone d'étude de La Réunion 90
5.1.2 La convection durant la campagne 94
5.1.3 Répartition des instruments de la campagne 96
5.2 Analyse des données de la campagne 104
5.2.1 Présentation du cas d'étude 105
5.2.2 Analyse verticale de la couche nuageuse par ballon captif 107
5.3 Les vols de drones dans la couche convective nuageuse 111
5.3.1 Descriptif du modèle du drone 112
5.3.2 Récapitulatif des vols de drones dans BIO-MAIDO 112
5.3.3 Données des drones 113
5.4 Conclusion 115

III Suivi d'un nuage dans le temps : de la simulation à la flotte de drones 117

6 Utilisation de simulations LES pour la définition d'une stratégie expérimentale 119
6.1 Retour sur la faisabilité d'une flotte de drones adaptative 120
6.1.1 Définition des trajectoires adaptatives 120
6.1.2 Simulation de vol dans un champs nuageux modélisé 122
6.2 Utilisation du cas BOMEX pour une nouvelle stratégie exploratrice 124
6.2.1 Résumé de l'article en français 124

6.2.2 Article : *Use of Large-Eddy simulations to design an adaptive sampling strategy to assess cumulus cloud heterogeneities by RPAs* . . . 125
6.2.3 Conclusion de l'article et perspectives . . . 152
6.3 Test et optimisation de différentes trajectoires adaptatives . . . 152
6.3.1 Choix du cumulus étudié . . . 152
6.3.2 Evaluation de la trajectoire Trinity . . . 152
6.4 Conclusion . . . 154

7 Vers une nouvelle forme d'observation : l'échantillonage adaptatif 155
7.1 Campagne EUREC^{4}A . . . 156
7.1.1 Contexte de la campagne . . . 157
7.1.2 Déploiement instrumental . . . 157
7.1.3 Climatologie de la période EUREC^{4}A . . . 159
7.2 Les vols de drones NEPHELAE dans EUREC^{4}A . . . 163
7.2.1 La prévision des vols de drone . . . 163
7.2.2 Descriptif des vols . . . 164
7.2.3 Validation des données des capteurs embarqués . . . 167
7.3 Analyse des structures nuageuses de la campagne . . . 168
7.3.1 Résumé de l'article en français . . . 168
7.3.2 Article : *Quantifying thermodynamical properties and temporal evolution of fair-weather cumulus during EUREC^{4}A field campaign with Remotely Piloted Aircrafts* . 168
7.3.3 Autres résultats de la campagne . . . 194
7.4 Conclusion . . . 194

IV Bilan de la thèse 199

8 Conclusion générale et perspectives 201
8.1 Rappel des enjeux de la thèse . . . 202
8.2 Principaux résultats et Perspectives . . . 203
8.2.1 Les échanges air nuageux-air environnant . . . 203
8.2.2 Une nouvelle stratégie d'échantillonnage des cumulus par drones . . . 204
8.2.3 Exploitation des données de drones . . . 205
8.2.4 Apport de la complémentarité LES/observations in-situ . . . 206

9 Compléments de lecture 207
9.1 Acronymes . . . 207
9.2 Notation . . . 209
9.3 Articles en co-auteur . . . 210
9.3.1 Article 1 : Overview of aerosol optical properties over southern West Africa from DACCIWA aircraft measurements . . . 210
9.3.2 Article 2 : Experimental flights of adaptive patterns for cloudexploration with UAVs 213
9.3.3 Article 3 : EUREC4A . . . 216

Bibliographie 233

Table des figures

1.1 Photographie de différents types de cumulus. Issu et modifié de Michel and Laflorencie (2020) 2

2.1 Schéma d'évolution diurne de la couche limite (issu de Stull (1988)) 12
2.2 Profils verticaux types de la température potentielle virtuelle, du vent, de l'humidité spécifique et d'une concentration de polluant dans les diverses couches de la couche limite convective (issu de Stull, 1988) 13
2.3 Schéma représentant des cumulus de type forcés (a) et actifs (b). Les flèches noires décrivent les mouvements d'air (issu de LeMone and Pennell (1976)) 14
2.4 Schéma montrant les conditions générales associées à des cumulus de couche limite. La ligne en pointillés correspond au niveau de flottabilité neutre (issu de Ghate et al. (2011) et modifié) 15
2.5 Profils de vitesse verticale,d'humidité spécifique totale et de température potentielle liquide de simulation LES (gauche), de moyenne sur tous les vols (milieu) et de chaque vol individuel. L'échelle horizontale est centrée en 0 qui représente le centre du nuage, nuage délimité par les barres verticales en pointillé. 16
2.6 Schéma d'évolution du nuage (ligne bleue) et de son enveloppe descendante pour les 3 phases de sa vie, issu de (Katzwinkel et al., 2014). Les zones en blanc correspondent au coeur du nuage, les zones en gris foncé le "inner-shell" noté I et les zones en gris clair indiquent le outer-shell, noté II. cd est l'épaisseur du nuage, δ l'épaisseur du inner-shell à l'extérieur du nuage et cb l'addition des deux. 17
2.7 Comparaison entre le flux (a) total, (b) direct, and (c) diffus observé par les caméras All-sky (ligne continue) et calculé par temps clair (ligne en pointillé) durant la journée du 28 juillet 2007 suivant 2 longueurs d'onde : 415 nm en rouge et 870 nm en bleu (issu de Kassianov et al. (2011)) 19
2.8 Transmission atmosphérique et bandes spectrales du capteur AVHRR des satellites NOAA en rouge et du radiomètre des satellites Météosat 1ère génération en vert. 21
2.9 Moyenne annuelle de la fraction nuageuse diurne couverte par les cumulus en %, issu des données de l'ISCCP, calculé le 05/09/2018 22
2.10 Fonction de densité de probabilité pour (a) le LWC et (b) pour la vitesse verticale pour une trajectoire rectiligne 1D (en bleu) et pour un plan 2D d'un nuage [issu de Hoffmann et al. (2014)] 24
2.11 Localisation des différents sites du programme ARM [issu de Stokes and Schwartz (1994)] . 24
2.12 Séries temporelles des profils verticaux de la fraction nuageuse pour les 4 modèles SP-ORC2, SP-ORC11, NP-ORC2, NP-ORC11 extrait de Cheruy et al. (2013) . Série temporelle du bas : profil vertical du signal renvoyé par le lidar. Les cercles noirs correspondent à la base des nuages déduits par 120 profils d'observations lidar moyennés sur 1 heure. 26
2.13 Coupe horizontale du nuage E choisi dans (Zhao and Austin, 005b) à différents temps de la simulation. Les flèches correspondent aux anomalies de vent vertical et la palette de couleur correspond à la concentration d'un traceur passif émis entre 1.2 et 1.3 km d'altitude. 29

2.14 Variation diurne des précipitations totales (haut), convectives (milieu) et stratiformes (bas) moyennées sur la terre (gauche) et sur la mer (droite) issus de TRMM 3G68 et des simulations. 33

3.1 Contenu en eau liquide suivant la verticale pour des cas précipitants (petits cercles) et tous les cas (grands cercles). La ligne en pointillé correspond à la valeur du LWC adiabatique. Issu de Rauber et al. (2007) 37
3.2 a) Contenu en eau total en fonction de la température potentielle équivalente humide. La ligne en pointillé est un sondage réalisé à 17h45 LT, les cercles sont les données dans le nuage à 5.2 km d'altitude superposés sur une ligne pointillée plus large. Issu de (Paluch, 1979). b) Même diagramme que a) mais la ligne en pointillé représente la flottabilité nulle. Issu de (Taylor and Baker, 1991). 39
3.3 Altitude relative d'observation des particules en fonction de leur altitude relative d'entrée/sortie pour des nuages inférieur à 1000 m (a/c) et supérieur à 1000 m (b/d). L'altitude 0 correspond à la base des nuages et 1 au sommet. Issu de Heus et al. (2008). 40
3.4 (a) LWC dans les nuages traversés (losanges) et la référence adiabatique (ronds noirs), (b) concentration du nombre de gouttelettes, (c) diamètre du volume moyen de ces gouttelettes et leur 95 % percentile (ronds noirs), (d) concentration du nombre de gouttelettes avec un diamètre compris entre 40 et 44 µm en fonction du temps. Issu de (Burnet and Brenguier, 2010). 41
3.5 Schéma de l'évolution de la sursaturation en vapeur d'eau à la surface d'une particule aqueuse en fonction du diamètre de la particule. Issu de Mazoyer (2016) 43
3.6 Schéma représentant le nombre et la taille des gouttelettes subissant un mélange a) homogène et b) inhomogène. Issu de Geoffroy (2007) 45
3.7 Diagramme du ratio volume échantillonné des gouttelettes/volume adiabatique par rapport aux nombre de gouttelettes échantillonnées sur celui attendu par l'adiabatisme. Issu de Burnet and Brenguier (2007) 46
3.8 Taux d'entrainement (gauche) et de détrainement (droite) fractionné en fonction du gradient vertical de flottabilité pour la convection peu profonde (en bleu) et profonde (en noir). Issu de Romps (2010)) 49

4.1 Champs de cumulus simulés par simulation LES à partir des cas a) BOMEX, b et c) ARMCu et d) FIRE, issu de Villefranque et al. (2019). 55
4.2 Profils observés de température potentielle et de rapport de mélange en eau totale à différentes heures de la journée du 21 juin 1997 sur ARM-SGP. Issu de Golaz et al. (2001) 57
4.3 Evolution des flux de chaleur sensible (noir) et latente (rouge) imposés durant la simulation de référence ARM 58
4.4 Profils verticaux de la température potentielle (ϑ en haut à gauche), du rapport de mélange en eau totale (r_T en haut à droite), de la variance de vitesse horizontale (<u'u'> en bas à gauche) et de la variance de vitesse verticale (<w'w'> en bas à droite) toutes les 3 heures. . . 59
4.5 Évolution temporelle de la fraction nuageuse totale et du LWP pour l'exercice d'intercomparaison de Siebesma et al. (2003) en ligne bleue continue pour la moyenne et en pointillé pour l'écart-type et de la simulation de référence BOMEX par Méso-NH en noir. 61
4.6 Évolution temporelle des profils verticaux de température potentielle et de q_t à gauche et des composantes méridionale et zonale du vent à droite pendant les 6 heures de la simulation BOMEX. L'aire grisée correspond à la zone nuageuse de la simulation. 62
4.7 Profils verticaux toutes les 3 heures du rapport de mélange r_t pour l'ensemble des test de sensibilité aux paramétrisations physiques pour le cas de convection ARM. Le trait noir en pointillé correspond au profil initial de r_t dans chaque test de sensibilité. 65

4.8 Serie temporelle de a) la couverture nuageuse totale, b) la couverture nuageuse maximale, c) la hauteur de la base des nuages, d) le sommet de la couche nuageuse et e) les précipitations instantanées en fonction des différents tests de sensibilité sur les schémas physiques et thermodynamiques. 66
4.9 Rapport de mélange $\mathrm{r_c}$ pour le cas de référence et les différences lors des tests de sensibilité pour la couche de cumulus d'ARM. 67
4.10 Série temporelle de a) la couverture nuageuse totale, b) la couverture nuageuse maximale, c) la hauteur de la base des nuages et d) le sommet de la couche nuageuse en fonction des différents tests de sensibilité sur le domaine et la résolution. 68
4.11 Cumulus 15 à la 9ème heure de la simulation référence d'ARM-SGP. La première ligne représente les sections horizontales à 1.55 km d'altitude de LWC, de vitesse verticale et de flottabilité. La deuxième ligne correspond aux sections horizontales des variables conservatives $\mathrm{q_t}$, Θ_l et d'énergie statique humide. 69
4.12 Cumulus 15 à la 9ème heure de la simulation référence d'ARM-SGP. La première ligne représente les sections verticales de LWC, de vitesse verticale et de flottabilité. La deuxième ligne correspond aux sections verticales des variables conservatives $\mathrm{q_t}$, Θ_l et d'énergie statique humide. 70
4.13 Profils horizontaux du flux de masse et de sa dérivée, des taux d'entraînement et détrainement suivant les 3 critères des variables conservées et la moyenne de ces taux dans le nuage 70
4.14 Profils verticaux d'entraînement fractionné pour une population de nuage, suivant les 3 variables conservatives. 71
4.15 Profils verticaux de detrainement fractionné pour une population de nuage, suivant les 3 variables conservatives. 72
4.16 Valeurs des taux d'entrainement fractionnés par différentes méthodes Bulk et Directe comparées aux autres méthodes pour les figures situées au-dessus de la ligne rouge. Idem pour le détrainement sous la ligne rouge. 74
4.17 Profils verticaux d'entraînement et de détrainement moyens calculés avec la variable $\mathrm{q_t}$ entre la 7ème et 12ème heure de simulation. 75
4.18 Profil vertical d'entrainement moyen pour des cumulus classés par volume dans le cas de convection ARM. 76
4.19 Relation de dépendance entre rayon et volume, issu de Lamraoui et al. (2016) lors du projet Skyskanner. 77
4.20 Profils verticaux de l'entraînement et du détrainement fractionné, ainsi que leur différence pour les méthodes Bulk et la méthode directe en fonction du temps. 77
4.21 a) Profils verticaux du contenu en eau total pour chaque classe de volume des cumulus de BOMEX entre leur base (0) et leur sommet (1). b) Profils verticaux du taux d'entrainement fractionné calculé avec la variable $\mathrm{q_t}$ pour chaque type de nuage. 78
4.22 Profils verticaux des processus d'entrainement et de détrainement ainsi que la différence des deux calculés à partir de la méthode Bulk et des différentes variables conservatives et de la méthode directe dans le cas BOMEX (en rouge) et ARM (en noir). 79
4.23 Profils verticaux des fractions occupées par les cœurs de nuage, leur flux de masse associé ainsi que le taux d'entraînement fractionné dans les couches nuageuses moyennées pour 18h30 et 20h30 UTC. 80
4.24 Profil verticaux de $\varepsilon_{\mathrm{moy,qt}}$ pour les différents test de sensibilité de physique de 17h30 UTC à 22h30 UTC pour tous les nuages sélectionnés 81
4.25 Profil verticaux d $\delta_{\mathrm{moy,qt}}$ pour les différents test de sensibilité de 17h30 UTC à 22h30 UTC pour tous les nuages sélectionnés 82

4.26 Profil verticaux de $\varepsilon_{\mathrm{moy},\mathrm{q_t}}$ pour les différents test de sensibilité de 17h30 UTC à 22h30 UTC pour tous les nuages ayant un volume entre 0.1 et 0.5 km^3. 82
4.27 Série temporelle de l'entraînement calculé pour $\mathrm{q_t}$ (en haut) et Θ_l (en bas) dans la couche nuageuse représentée par les lignes noires correspondant à la limite entre cumulus et environnement. 83
4.28 Profils verticaux de l'entraînement calculé avec la variable $\mathrm{q_t}$ (en rouge) et Θ_l (en bleu) sur quatre différents temps de la simulation (17h30, 19h30, 20h30, 22h30). Les traits pleins correspondent aux profils calculés dans la couche nuageuse moyennée et les traits en pointillés correspondent aux moyennes des profils calculés pour chaque cumulus individuel. 84
4.29 Profils verticaux de l'entraînement calculé avec la variable $\mathrm{q_t}$ (en rouge) et Θ_l (en bleu) pour 18h30. Les traits pleins correspondent aux profils calculés dans la couche nuageuse moyennée et les traits en pointillés correspondent aux profils calculés par l'analyse de chaque cumulus individuel pour chaque classe de volume. 85
4.30 Diamètre minimal à échantillonner pour un volume donné en fonction du ratio (h/d) en supposant un volume cylindrique (courbe pleine) ou de paraboloïde (courbe pointillée). La zone grisée correspond au ratio (h/d) préférentiel des cumulus, située entre 0.4 et 0.6 86

5.1 Carte de l'ile de la Réunion avec les cotes dites sous le vent (en orange) et au vent (en vert). La zone bleue correspond au site d'étude. 91
5.2 Carte de la direction et intensité des vents simulés sur l'île de la Réunion pour un flux d'Est d'alizé. La zone A correspond à la côte au vent, la zone B la zone où le contournement de vent provoque leur intensification et la zone C, la zone sous le vent. 92
5.3 Classification des jours de mars et avril 2018 et 2019 suivant le type de convection observée. Le cadre en pointillé correspond à la période de mesures durant la campagne BIO-MAIDO. . 94
5.4 Composite du cycle diurne de la fraction nuageuse pour différents types de nuages pour l'année 2018. 95
5.5 Composite du cycle diurne de la fraction nuageuse pour différents types de nuages pendant la campagne BIO-MAIDO en 2019. 95
5.6 Profil moyen journalier de LWP et IWP pour la convection peu profonde en bleu et la convection profonde en rouge. L'aire en bleu correspond à l'écart-type du LWP pour la convection peu profonde, l'aire en rouge foncé correspond à l'écart-type du LWP pour la convection profonde et l'aire en rouge clair correspond à l'écart-type du LWP+IWP pour la convection profonde. 96
5.7 Série temporelle de la visibilité chaque minute pour chaque jour de la campagne BIO-MAIDO. Les parties vertes correspondent à une visibilité inférieure à 1km (brouillard), les parties oranges correspondent à de la bruine (visibilité comprise entre 1 km et 5 km) et les parties grisées correspondent à des données manquantes. Figure issue du rapport de stage de Lalie Ory. 97
5.8 Valeurs de la section efficace d'extinction pour de l'eau pure avec comme indice de réfraction 1.33-0i et pour plusieurs longueurs d'onde. 100
5.9 a) Évolution temporelle de l'extinction du FM100 (bleu) et du PWD22 (rouge) et de la concentration d'aérosols (noir) mesurée par le CPC3788 sur la journée du 24 mars 2019. b) Comparaison de l'extinction entre le FM100 et le PWD22 en fonction de la concentration d'aérosol, la courbe noire en trait plein représente la tendance et la courbe noire en pointillé une parfaite corrélation des deux instruments. 100
5.10 LWC en fonction de extinction par le FM100. Le code couleur représente l'occurrence des mesures durant tout le fonctionnement du FM100. 101

5.11 Série temporelle sur la matinée du 24 mars 2019 de a) l'extinction du FM100 (bleu) et du PWD22 (rouge) b) signal reçu du capteur du nuage pour les différentes longueurs d'onde (bleu pour le canal cyan, orange pour le canal orange, rouge pour le canal infra-rouge, marron pour le canal infra-rouge 2. L'aire grisée représente un LWC>0.001 $\mathrm{g.m^{-3}}$ calculé par le FM100. 102
5.12 Comparaison pour chaque canal du signal mesuré par le CS en fonction de l'extinction du FM100 et de la concentration en gouttelettes nuageuses pour les 4 jours d'intercomparaison au sol. 103
5.13 Comparaison pour chaque canal du signal mesurée par le CS en fonction de l'extinction du FM100 et du rayon effectif moyen des gouttelettes nuageuses pour les 4 jours d'intercomparaison au sol. 103
5.14 Coefficient d'Angström médian (en rouge) pour les cas de ciel clair (noté aérosol) et les cas nuageux en graduation de LWC en $\mathrm{g.m^{-3}}$. Les limites supérieure et inférieure (bleues/noires) représentent le 25ème-75 ème/5ème-95ème pourcentile des valeurs. 104
5.15 LWC déduit par le Cloud Sensor comparé au LWC mesuré par le FM100 en fonction du nombre de gouttelettes. 105
5.16 Photographie du ballon captif avec une sonde de turbulence, un CDP et un OPC attaché à son câble. 106
5.17 Série temporelle de a) l'altitude du ballon captif dérivé du CDP et de la sonde de turbulence b) le LWC ainsi que la concentration en gouttelettes calculé par le CDP c) l'intensité du vent mesurée par la sonde de turbulence d) de la température potentielle liquide et de l'humidité relative mesure par un capteur PTU sur la sonde de turbulence pour la journée du 7 avril 2019 107
5.18 Profils verticaux des a) rayons moyens des gouttelettes (rouge) et leur écart-type (aire rouge), b) de la concentration moyenne en gouttelettes et c) du LWC. Les courbes bleues représentent le 90 ème percentile à chaque niveau et pour chaque variable. Le trait noir en pointillé en c) représente le LWC adiabatique. 108
5.19 Évolution verticale du spectre granulométrique des gouttelettes lors de la journée du 7 avril 2019. 109
5.20 Profils verticaux issus du ballon captif du a) contenu en eau total et de la b) température potentielle liquide pour l'environnement (en rouge) et pour les nuages (en bleu). La résolution verticale est de 50 m. 110
5.21 Profils d'entraînement fractionné calculé par a) le contenu en eau total et b) la température potentielle liquide en fonction des différentes résolutions verticales. 111
5.22 Image du drone SkyWalker-x6. Credit Photo Fabrice Julien 112
5.23 Profils verticaux par drones de la température potentielle (ligne rouge) et du contenu en eau totale (ligne bleu ciel) moyennée sur des paliers de 25 m. 114
5.24 a) Profils verticaux de la température potentielle (ligne rouge pour le ballon captif, noire pour les drones) et du contenu en eau totale (ligne bleu ciel pour le ballon captif, noire pour les drones) moyennée sur des paliers de 25 m. 114
5.25 Profil vertical de la distribution de LWC en couleur avec en trait pointillé la moyenne sur chaque palier d'altitude. La courbe noire représente le LWC adiabatique. 115
5.26 Photographies prises à différents instants lors de la journée du 26 mars 2019 sur le site des Orchidées. La photographie représente a) le ciel sans nuage convectif peu profond (9h13 LT), b) l'initiation de la convection humide (10h08 LT), c) le développement de cumulus mediocris isolés (10h16 LT), d) une population de cumulus médiocris resserré (10h29 LT), e) un couvert nuageux sans ciel clair de cumulus mediocris et congestus (10h57 LT) et f), une couche de cumulus congestus touchant la pente du Maido (11h41 LT). 116

6.1 Trajectoire adaptative de type a) Rosette, b) Lace, c) Trinity sur un nuage moyen et d) sur un petit nuage. Issu et modifié de Verdu et al. (2020). 121

6.2 Champs de cumulus simulés à la 7^{me} minute de la simulation haute fréquence BOMEX. . . 123
6.3 Trajectoire Trinity réalisée par le drone vu par a) le module paparazzi avec en bleu le chemin effectué et en points jaunes les detections de la frontière nuageuse et en b) vu par le modèle CAMS avec en fond coloré le champ de LWC simulé du nuage. 124
6.4 Section horizontale du LWC pour le nuage N2 à 350 m au dessus de la base en a) composition colorée, b) en grisée avec en couleur les mesures effectuées par le drone, c) en grisée avec seulement les valeurs de LWC supérieures à $10^{-2}\mathrm{g.m}^{-3}$. d) représente le champ de LWC reproduit avec la cartographie GPR. La première ligne correspond au premier passage dans le nuage et la deuxième ligne représente la fin de l'exploration après plusieurs passages. 153
6.5 Erreur relative sur la PDF de LWC en fonction du temps pour les trajectoires Trinity (en noir) et Rosette (en rouge) sans cartographie GPR (en rond) et avec (en triangle). 153

7.1 Domaine des opérations avec en vert, l'île de la Barbade et le champs de vision du PolidiRad, en traits noirs unis, les trajectoires des bateaux, en pointillés noirs les trajectoires des avions, en traits bleus, les vents d'alizés et en traits oranges, les courants marins.Issu et modifié de Stevens et al. (2020). 158
7.2 Schéma du relief de l'île de la Barbade, avec noté l'observatoire (BCO) et le site de Morgan Lewis (ML), adapté de Amante and Eakins (2009). 159
7.3 Photo de l'observatoire des nuages de la Barbade 159
7.4 Série temporelle du signal rétro-diffusé par le ceilomètre à BCO du 21 janvier au 9 février 2020. 161
7.5 Profils verticaux moyens (en noir) de l'humidité spécifique à gauche et de la température potentielle sur la période de la campagne EUREC^{4}A. Les aires foncées correspondent aux 25-75 ème percentiles, les aires claires aux 10-90ème percentiles. 162
7.6 Rose des vents durant la campagne EUREC^{4}A sur 1 km d'altitude. 163
7.7 Superposition de tous les plans de vol durant la campagne EUREC^{4}A-NEPHELAE 164
7.8 La première ligne représente l'ensemble des vols réalisés pendant la campagne, la deuxième ligne représente les trajectoires des 3 différents drones et la troisième ligne montre les des exemples des types d'explorations à savoir une exploration adaptative, un hippodrome et des profils verticaux. 166
7.9 Profils verticaux de $\mathrm{q_v}$ et température potentielle pour chaque drone pendant la campagne comparés aux données des radiosondages de BCO. 167
7.10 Différentes entrées dans les nuages lors de l'hippodrome du 1er Février durant la campagne EUREC^{4}A 194
7.11 Différentes entrées dans les nuages lors de l'hippodrome du 4 Février durant la campagne EUREC^{4}A. 195
7.12 Différentes entrées dans les nuages lors de l'hippodrome du 9 Février durant la campagne EUREC^{4}A 195
7.13 Différentes sorties dans les nuages lors de l'hippodrome du 1er Février durant la campagne EUREC^{4}A 196
7.14 Différentes sorties dans les nuages lors de l'hippodrome du 4 Février durant la campagne EUREC^{4}A 196
7.15 Différentes sorties dans les nuages lors de l'hippodrome du 9 Février durant la campagne EUREC^{4}A 197

8.1 Schéma représentant la flotte de drone adaptative. 205
8.2 Schéma récapitulant les différentes articulations des travaux de la thèse. 206

Liste des tableaux

4.1 Présentation des différents tests de sensibilité. 63

5.1 Classification nuageuse selon les produits CT et CMIC. 93
5.2 Instrumentation déployée durant la campagne. L'indice A correspond au jour où une comparaison entre des instruments au sol est faite, l'indice B une comparaison entre instruments sur ballon captif et l'indice C, une comparaison entre instruments sur ballon captif et drones. 98
5.3 Paramètre $\mathrm{a_{cs}}$ et $\mathrm{b_{cs}}$ pour l'approximation du LWC retrouvé par le Capteur de Nuage. 104
5.4 Récapitulatif des vols de drones durant la campagne NEPHELAE-BIO-MAIDO 113

7.1 Récapitulatif des vols de drones pendant la campagne EUREC^{4}A. 165

Chapitre 1

Introduction

1.1 Avant-propos

Les nuages étudiés dans cette thèse sont des nuages de convection peu profonde. On les appelle cumulus. Ils ont cette particularité d'être boursouflés, composés d'infinies pulsations nuageuses à chaque extrémité de leur surface. Leur présence est souvent synonyme de beau temps. Ils se forment en effet lors de journées ensoleillées sans réelles perturbations dans l'atmosphère. La surface, chauffée par le rayonnement solaire, permet aux flux de surface de s'intensifier, notamment les flux de chaleur sensible.

L'air au contact de la surface s'élève, du fait de sa masse volumique plus faible, suivant des systèmes, organisés ou non, appelés thermiques. Dans ces ascendances, l'air provenant de la surface contenant plus de vapeur d'eau qu'en altitude, va être le lieu de condensation. Ce phénomène est appelé convection atmosphérique. Si l'air est assez humide, il y a formation de nuages. L'eau condensée forme ces nuages cumuliformes à partir d'une base, généralement autour de 500-800 m au-dessus des océans. La base des cumulus sur les continents est plus variable selon la saison, les jours, la surface et peut atteindre plusieurs kilomètres du fait d'un air globalement plus sec. L'épaisseur verticale des cumulus excède rarement les 2 km sur la mer mais peut, sur terre, dépasser les 4 km. Cette épaisseur verticale confère d'ailleurs au cumulus le nom de plusieurs espèces :
Les cumulus humilis (Cu hum) : ils sont très plats et ne donne pas de précipitations
Les cumulus mediocris (Cu med) : ils sont aussi hauts que larges, avec quelques protubérances. Leur précipitations sont très limitées.
Les cumulus congestus (Cu con) : ils possèdent une épaisseur dépassant souvent leur largeur et donne des précipitations légères à modérées.
Les cumulus fractus (Cu fra) : ils possèdent des bords très déchiquetés sans réelle organisation. Ils proviennent soit d'une formation incomplète de cumulus, soit d'une disparition de Cu med ou Cu con.

Au-delà d'une certaine épaisseur, le cumulus congestus peut devenir cumulonimbus (présence de glace) si les conditions le permettent et le nuage d'orage se forme. Les cumulus ont une durée de vie assez courte, entre 15 et 30 minutes suivant la taille des nuages. Malgré leur taille restreinte de l'ordre du kilomètre, leur présence sur le globe est importante. En effet, il est rare d'observer un cumulus isolé tant leur formation dépend du forçage à méso-échelle. Ils s'organisent en banc nuageux et leur couverture nuageuse peut alors atteindre jusqu'à 25 % annuellement dans certaines régions du globe, en particulier sur les zones subtropicales, là où les vents d'alizés battent leur plein. Sur les continents comme dans les grandes plaines américaines, là où un cycle diurne de convection peu profonde se met en place, cette fraction peut même atteindre 50 % en fin de journée. De la convection locale déclenchée par des circulations atmosphériques sur des îles ou à l'approche de massifs montagneux peut également approcher des taux annuels proche des 40 %.
Cette disposition à travers le globe a des conséquences sur les circulations atmosphériques locales et peut radicalement changer les équilibres radiatifs. En effet, ces nuages situés dans la partie basse de la troposphère,

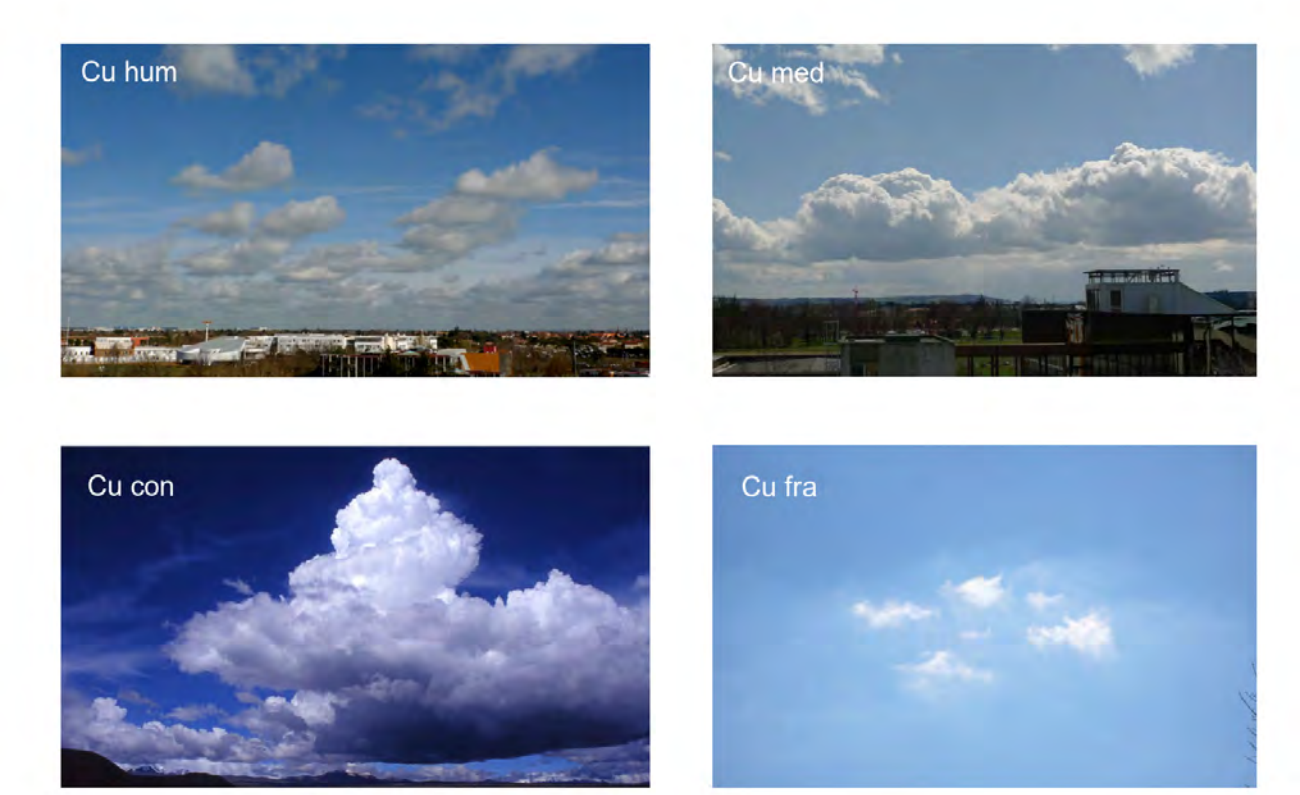


FIGURE 1.1 – Photographie de différents types de cumulus. Issu et modifié de Michel and Laflorencie (2020)

jouent principalement le rôle de blocage du rayonnement solaire et ont pour effet de refroidir la surface au sol qu'ils recouvrent. C'est l'effet parasol. Ces nuages en ventilant l'air de la couche limite vers la troposphère libre modifient la redistribution de l'eau (sous toutes ses phases) à travers l'atmosphère. Ces nuages sont formés d'eau sous forme liquide dans les zones hors-polaires et permettent avec leur évaporation et leurs précipitations de déplacer cette eau horizontalement et verticalement dans la couche limite.

Etant donné l'impact des cumulus sur la température à 2-m et sur le climat, leur représentation dans les modèles est donc un axe majeur dans la prévision numérique du temps (PNT) et sur celle du climat. Pourtant elle est rendue difficile de par la taille restreinte des cumulus et leur durée de vie limitée comparativement aux résolutions spatiales (10 km de côté pour les PNT, 100 km pour les modèles de climat) et temporelles des modèles. Ces modèles utilisent donc des paramétrisations (ne pouvant résoudre explicitement les cumulus, on utilise des sous-modèles permettant de reproduire l'effet moyen des cumulus sur les variables résolues du modèle) pour les représenter, mais de façon approximative sur leurs effets moyens. Cette représentation est responsable de la forte dispersion dans les projections climatiques du GIEC sur le futur plus ou moins proche.

Les cumulus interagissent et s'organisent à méso-échelle, en étant reliés à la circulation générale atmosphérique mais aussi océanique. Ces grandes questions sont abordées dans le projet international EUREC4A où les questions des processus méso-échelles affectant les caractéristiques de la convection sont étudiées.

En effet, certaines incertitudes subsistent encore sur les processus contrôlant les cumulus, notamment les processus de mélange à leurs interfaces. Ces incertitudes apportent encore plus d'inconnues dans les projections sur le climat futur. Ces mélanges ont pour effet de changer considérablement la microphysique et la thermodynamique des nuages et ainsi, modifier leur durée de vie.
Pour pallier ce manque de connaissance, de nombreuses études se sont concentrées sur ces mélanges nuageux, d'abord, grâce aux observations in-situ ou par télédétection au sol et satellitaires. Ces observations ont permis de mieux comprendre les structures internes des cumulus mais leurs résolutions spatiales et temporelles restent encore trop faibles pour une étude complète sur le mélange nuageux. Alors, l'idée de coupler ces observations avec des simulations numériques à haute résolution a émergé et a permis d'obtenir une vision en quatre dimensions des processus internes des nuages. Cependant, ces modèles utilisent toujours des paramétrisations telles que la microphysique nuageuse ou encore la turbulence de petite échelle.

C'est alors que l'idée d'employer un nouveau système d'étude est apparue, les drones de recherche puisque de nombreuses innovations dans le domaine de la météorologie expérimentale ont eu lieu. Les drones, tout d'abord utilisés pour les loisirs où la défense nationale, ont commencé à être des outils pour la recherche, notamment atmosphérique. Au début des années 2000, certains drones ont embarqué des premiers instruments de mesures miniaturisés. Avec l'augmentation de recherches dans ce sens et notamment d'importants progrès dans la miniaturisation des instruments, ces aéronefs sont devenus un système d'embarcation, à l'instar des avions ou bateaux de recherche.

C'est donc avec cette envie de coupler les simulations numériques et les avancées dans le domaine des drones que le projet NEPHELAE a été monté.
Le projet NEPHELAE (Network for studying Entrainment and microPHysics of cLouds using Adaptive Exploration) est un projet interdisciplinaire qui a débuté en janvier 2018 pour une durée de 36 mois. Il est financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR) et l'ensemble des informations relatives lié au projet NEPHELAE sont accessibles sur le site web $\mathrm{https://anr.fr/Project-ANR-17-CE01-0003}$.

Ce projet regroupe trois laboratoires de recherche sur le site de Toulouse : le CNRM, l'Ecole Nationale de l'Aviation Civile (ENAC) et le Laboratoire d'Analyse et Architecture des Systèmes (LAAS). Ils travaillent en étroite collaboration pour répondre à l'objectif final de développer une flotte de drones autonomes, interconnectés, afin de suivre de manière adaptative les cumulus d'alizé et ainsi de comprendre les processus internes pilotant les mélanges dans les cumulus du début jusqu'à la fin de leur vie.

Ma thèse s'inscrit donc dans ce projet, à savoir :
- Définir les zones d'intérêt pour étudier les cumulus, c'est à dire de comprendre comment évoluent les nuages, comment se comportent les processus de mélange, comment les échantillonner de la manière la plus

efficiente.
- Développer des capteurs météorologiques permettant de récolter le plus finement les données atmosphériques ainsi que travailler sur le calibrage et le traitement des données lors de campagnes de mesures et ainsi répondre aux question scientifiques.

Les autres laboratoires impliqués se concentrent sur la conception et la fabrication de nouveaux drones ainsi que la définition de nouveaux plans de vols adaptatifs pour la partie aviation et la création d'un système de cartographie de nuage en temps réel dans une interface utilisateur graphique pour la partie robotique.

Il est donc visible que les défis dans ce projet sont nombreux, tant au niveau techniques avec la création d'avions ou de trajectoires autonomes, mais également atmosphériques avec une meilleure compréhension des processus nuageux. Les travaux dans ce projet ont été réalisés dans une vision collaborative et de partage où chaque personne a son rôle à jouer pour la réussite du projet. C'est dans cet esprit que l'ensemble de cette thèse mêle à la fois recherche technique mais aussi météorologique à travers les observations et les simulations numériques.

1.2 Objectifs de la thèse

L'objectif de cette thèse est l'étude des propriétés thermodynamiques et microphysiques dans les nuages convectifs peu profonds par synergie entre simulations numériques et observations par une flotte de drones. Les enjeux sont multiples et peuvent être décomposés en deux grandes parties.

Dans un premier temps, il est important de mieux comprendre les interactions entres les nuages et leur environnement. Cela amène plusieurs questions qui sont abordées dans cette thèse :

- Comment caractériser le mélange entre l'air nuageux et l'air environnant qui se déroule dans les cumulus ? Par quels moyens ?
- Le mélange peut-il être paramétrisé ? De quoi dépend-il ?
- Les différentes paramétrisations existantes sont-elles pertinentes ?
- L'étude individuelle de cumulus est-elle une bonne approche pour améliorer la compréhension du mélange ?
- Les résultats des simulations numériques et des observations sont-ils cohérents ?

Puis dans un second temps, nous tenterons d'établir une nouvelle stratégie d'observations par drones avec les questions que cela emmène :

- Comment définir/proposer une stratégie expérimentale à partir de simulations numériques à haute-résolution ?
- Peut-on observer un nuage sur une partie de son cycle de vie (et donc le suivre) ?
- L'exploration adaptative est-elle suffisante pour répondre aux questions que l'on se pose sur le mélange ?
- Cette exploration peut-elle être adaptée dans la réalité et quels sont les résultats obtenus ?
- Les résultats de terrain confirment t-ils ceux des simulations numériques ?

Toutes ces questions sous-jacentes à la problématique font apparaître un point essentiel dans cette thèse. Les simulations numériques et observations in-situ sont complémentaires et peuvent être utilisées de consœur. Leur combinaison permet de décupler la progression de la compréhension des processus nuageux. On montrera en effet dans cette thèse comment les simulations numériques nous ont permis de mettre au point et de tester une stratégie expérimentale de suivi d'un cumulus avec un drone et comment en retour les observations des campagnes de mesures permettent d'évaluer/critiquer les simulations numériques.

1.3 Plan du manuscrit

Afin de répondre à la problématique principale ainsi qu'aux questions qui en découlent, le manuscrit de cette thèse sera composé de trois grandes parties.

La première partie est un état de l'art des connaissances portant sur les cumulus. Dans une première sous-partie, leur environnement, leurs propriétés, leurs caractéristiques thermodynamiques et microphysiques sont présentés ainsi que les divers moyens pour les observer. Une deuxième sous-partie vient compléter cet état de l'art en se focalisant sur l'élément central de cette thèse, c'est-à-dire le mélange de l'air nuageux avec l'environnement. Comment peut-on l'estimer ? le représenter dans les différents modèles ?

La deuxième partie se focalise sur l'étude du mélange dans les simulations numériques et des observations. Tout d'abord, l'étude numérique est abordée avec la présentation du modèle utilisé, Méso-NH. Puis, sont décrits deux cas de convection classiquement utilisés dans le monde de la simulation numérique, ARM-SGP et BOMEX, le premier représentant la convection continentale, le deuxième la convection océanique. Divers calculs permettant de décrire le mélange nuageux y sont présentés avec en finalité une comparaison entre cas marin et cas continental. Divers tests de sensibilités sont aussi montrés afin de consolider les résultats obtenus.

La campagne BIOMAIDO, qui avait pour but d'étudier et de comprendre les mécanismes chimiques et biologiques à l'intérieur des nuages convectifs pilotant la formation de matière organique sur les aérosols fins, est au cœur de la deuxième sous-partie. Après une description rapide de la préparation de cette campagne et de l'instrumentation qui a été déployée, nous avons ensuite présenté les vols drones qui ont été effectués ainsi qu'une première comparaison aux simulations numériques.

Dans la troisième partie, il s'agit de proposer une nouvelle forme d'observation qu'est la flotte de drones qui suit l'évolution d'un nuage d'une manière autonome basée sur des capteurs embarqués. Pour cela, dans la première sous-partie, une simulation à haute-résolution de BOMEX est simulée et permet d'individualiser l'observation de chaque cumulus grâce à une méthode d'identification objets. Tout d'abord, les différentes trajectoires adaptatives sont présentées ainsi que les modules nécessaires pour simuler les vols de drones dans la simulation. Ensuite, les différents résultats des vols simulés sont présentés sous forme d'un article qui est en discussion au journal Atmospheric Measurement Techniques. Enfin, en compléments, d'autres tests de trajectoire sont également détaillés.

La deuxième sous-partie quant à elle expose les vols réalisés lors de la campagne EUREC4A à la Barbade en 2020. Ces vols reprennent la trajectoire des vols simulés numériquement. Également, une comparaison entre simulation numérique et observations in-situ est décrite.

Enfin, la dernière partie résume les résultats de cette thèse avec les réponses associées aux questions sous-jacentes et présente quelques perspectives de ce travail.

Première partie

Etat de l’art et motivations

Chapitre 2

La convection peu profonde dans toutes ses formes



"On peut avoir la tête bien sur les épaules tout en restant dans les nuages." Philippe Grenouilleau

Sommaire

2.1 La couche limite atmosphérique 10
2.1.1 Définition d'une couche limite 10
2.1.2 Variables et équations d'état dans la CLA 10
2.1.3 Évolution spatio-temporelle de la CLA 11
2.2 Les nuages convectifs 12
2.2.1 Principales caractéristiques des nuages convectifs de couche limite 13
2.2.2 Interactions moyennes et grandes échelles 18
2.3 Comment observer les cumulus ? 20
2.3.1 Les outils de télédétection 20
2.3.2 Les observations in situ 22
2.3.3 Les périodes d'observations 23
2.3.4 Nouveau moyen d'étude : les drones 27
2.4 Comment simuler les cumulus ? 27
2.4.1 Les simulations LES 28
2.4.2 Les modèles à plus large échelle 29
2.4.3 Les limites et intérêt d'améliorer les modèles 31

2.1 La couche limite atmosphérique

2.1.1 Définition d'une couche limite

L'atmosphère, cette enveloppe principalement gazeuse qui englobe notre planète, est épaisse d'environ 600 km en moyenne et se compose de régions thermodynamiquement distinctes. La troposphère, comprise entre 0 et 10-15 km d'altitude, est notre lieu d'étude puisqu'elle est la principale couche des phénomènes météorologiques car représentant plus de 75 % du poids total de l'atmosphère. Elle est aussi le lieu où la convection atmosphérique se produit. Cette couche observe une diminution de température suivant la verticale avec un gradient thermique d'environ -6.5 $\mathrm{C.km^{-1}}$ jusqu'à atteindre des valeurs autour des -50°C dans sa limite supérieure qu'est la tropopause (6 km aux pôles jusqu'à 18 km dans les régions équatoriales). Cette troposphère est elle même divisée en plusieurs couches : la couche limite atmosphérique (CLA) qui se situe dans la partie inférieure est le siège de la convection peu profonde puis au-dessus, la troposphère libre qui elle, peut être affectée par la convection profonde. La CLA, d'une épaisseur variable, est la partie de l'atmosphère qui est directement influencée par la surface terrestre, on l'appelle couche tampon. L'étude de cette couche est primordiale car elle est le lieu de vie des êtres vivants et des activités humaines qui en découlent. Une couche limite est décrite comme une mince zone d'écoulement ralenti au voisinage immédiat de la surface d'un corps en mouvement relatif par rapport à un fluide. Dans notre cas, le fluide est l'air présent dans l'atmosphère et la surface du corps est la croûte terrestre. Ses caractéristiques et son évolution dépendent des forçages qui lui sont appliqués (rayonnement solaire incident, nature du sol, conditions synoptiques..). Ce qui différencie la CLA du reste de la troposphère est le temps de réponse rapide (quelques heures) suite aux échanges entre la surface, terrestre ou océanique, et l'air.

2.1.2 Variables et équations d'état dans la CLA

L'atmosphère est composée d'air, lui-même étant une somme de différents gaz et de vapeur d'eau, d'aérosols, d'hydrométéores etc. On définit cet air, ou particule d'air, avec des variables thermodynamiques comme sa pression P (en Pascal, Pa), sa température T (en Kelvin, K) et sa masse volumique ρ. Pour étudier l'atmosphère, l'utilisation de la température potentielle Θ est plus appropriée car celle-ci est égale à la température qu'aurait une particule si elle était ramenée à la pression du sol (équation 2.1, $\mathrm{P_0}$=1000 hPa) par une transformation adiabatique (i.e. sans échanges de chaleur avec l'extérieur). Cela permet en outre, de s'affranchir de la variation de la température avec l'altitude qui est forte. Une particule conserve sa température potentielle dans une transformation adiabatique sèche (sans échange de chaleur, ni matière avec son environnement extérieur).

$$\Theta = \mathrm{T}(\frac{\mathrm{p_0}}{\mathrm{p}})^{\frac{\mathrm{R}}{\mathrm{C_p}}} \tag{2.1}$$

L'eau sous forme de vapeur est omniprésente dans la couche limite. En termes météorologiques, il existe plusieurs expressions pour quantifier la présence d'eau (gazeuse ou liquide) dans l'air. On parle souvent du rapport de mélange, noté $\mathrm{r_v}$, défini comme le rapport de la masse de vapeur d'eau à celle d'air sec contenue dans une parcelle d'air. Il est donc sans dimension mais peut s'exprimer aussi en $\mathrm{kg_{H20_{vap}}.kg^{-1}_{air_{sec}}}$ On définit l'humidité spécifique, $\mathrm{q_v}$, comme le rapport de la masse de vapeur d'eau sur celle de la parcelle (celle-ci n'est plus considérée comme que de l'air sec) :

$$\mathrm{q_v} = \frac{\mathrm{r_v}}{\mathrm{r_v} + 1} \tag{2.2}$$

Dans le même principe, on peut quantifier la quantité d'eau liquide ou de glace. En effet, quand l'humidité relative (noté RH et définie comme le rapport $\mathrm{q_v/q_s}$ où $\mathrm{q_s}$ est l'humidité spécifique à saturation) est supérieure à 100 %, il y a formation d'eau liquide ($\mathrm{q_l}$,$\mathrm{r_l}$) ou glace ($\mathrm{q_i}$,$\mathrm{r_i}$ si la particule d'air dépasse l'isotherme 0° C) La somme de $\mathrm{q_v}$ et $\mathrm{q_l}$ (potentiellement $\mathrm{q_i}$) donne le contenu en eau total $\mathrm{q_t}$ qui lui même est conservé pendant des processus de condensation ou d'évaporation s'il n'y pas de mélange. On introduit donc ces

nouvelles variables dans l' équation de température potentielle pour mieux rendre compte de l'évolution de la couche limite humide tel que :

$$\Theta_{\mathrm{v}} = \frac{\mathrm{T_v}}{\pi} \tag{2.3}$$

où π est la fonction d'Exner qui permet de revenir à la pression au sol et où $\mathrm{T_v}$ est la température virtuelle définie comme :

$$\mathrm{T_v} = \mathrm{T}(1+(\frac{\mathrm{Rv}}{\mathrm{R}}-1)\mathrm{q_v}-\mathrm{q_l}) \simeq \mathrm{T}(1+0.61\mathrm{q_v}-\mathrm{q_l}) \tag{2.4}$$

Ainsi, à chaque instant et chaque moment, une particule peut être définie par son état thermodynamique. L'intérêt d'avoir intégré l'eau (sous ses différentes formes) permet d'être plus proche de la réalité. En partant de l'équation des gaz parfaits $\rho = \frac{\mathrm{p}}{\mathrm{RT}}$, on remplace T par $\mathrm{T_v}$ ce qui modifie forcément sa densité. Dans la CLA convective, une particule est soumise à la force de flottabilité β qui est définie comme sa différence de densité par rapport à celle de son environnement. On représente souvent cette force par sa différence de Θ_{v} comme :

$$\beta = \mathrm{g}\frac{\Theta_{\mathrm{vp}}-\Theta_{\mathrm{ve}}}{\Theta_{\mathrm{ve}}} \tag{2.5}$$

où p représente la particule et e l'environnement. Une particule sera donc plus flottante (i.e moins dense) si celle-ci contient plus de vapeur d'eau que son environnement ($\Theta_{\mathrm{v,p}} \sup \Theta_{\mathrm{v,e}}$, $\beta \sup 0$) mais à l'inverse, plus le contenu en eau liquide est fort et plus la particule est dense et donc moins flottable. La conséquence d'une flottabilité positive est l'ascendance de la particule concernée jusqu'à rencontrer une zone où cette différence devient nulle.

Pour étudier les évolutions dans un nuage (présence d'eau liquide), on utilise souvent la température potentielle liquide, Θ_{l} introduite par Betts (1973) Cette variable est conservée lors d'une transformation adiabatique saturée et est définie par :

$$\Theta_{\mathrm{l}} = \Theta(1-\frac{\mathrm{L_v q_l}}{\mathrm{C_p T}}) \tag{2.6}$$

2.1.3 Évolution spatio-temporelle de la CLA

Les processus étudiés durant cette thèse se déroulent exclusivement dans la Couche limite atmosphérique convective.

Cette couche, répondant aux forçages de la surface, possède très souvent un cycle diurne marqué sur les continents. Ce cycle diurne de hauteur de couche limite, schématisé par Stull (1988) dans la figure 2.1, s'accompagne aussi d'un cycle diurne des températures. En début de journée, quand le rayonnement solaire réchauffe en premier lieu la surface, cette couche se développe sur quelques dizaines de mètres. Puis au fur et à mesure que la surface s'échauffe, l'air situé juste au-dessus s'échauffe par conduction et de la turbulence de petite échelle se développe. La turbulence a tendance à homogénéiser sur la verticale les différentes variables comme la température, l'humidité même si un gradient peut être encore perceptible. Une couche épaisse de plusieurs kilomètres se développe et atteint son maximum vers le milieu d'après midi. Quand la nuit arrive, la surface terrestre continue de rayonner mais le rayonnement solaire s'atténue. Le bilan radiatif près de la surface permet le développement d'une couche stable qui va s'élever durant la nuit. Au-dessus de cette couche stable, une couche neutre témoigne du reste de la CLA de la veille. La CLA continentale varie entre 1 et 2 km.

Sur l'océan, la CLA n'observe pas ou très peu de cycle diurne. En effet, la température de surface de l'eau du fait de son inertie thermique, si on la considère comme étant le forçage surfacique, varie peu suivant la journée (0.2 à 0.5 °C de variation en général). Le sommet de la couche limite océanique se situe entre 500 et 1000 mètres et est souvent identifiable, par la base des nuages qui la surplombent.

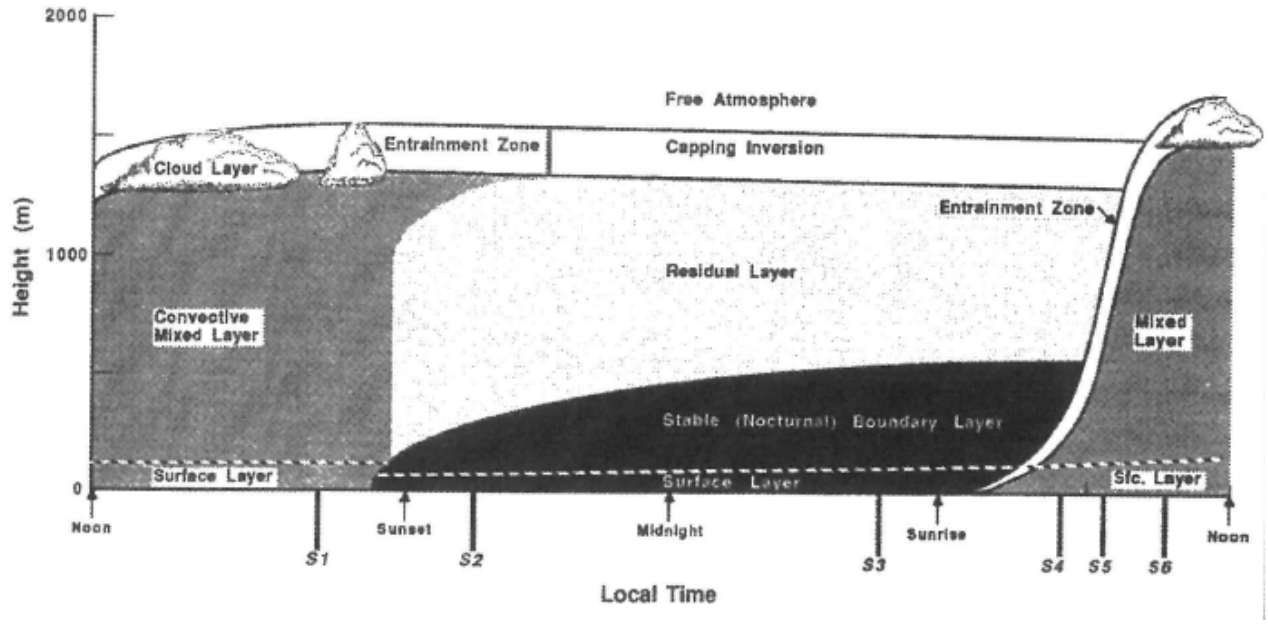


FIGURE 2.1 – Schéma d'évolution diurne de la couche limite (issu de Stull (1988))

Sur le schéma de la figure 2.1, on remarque la présence d'autres couches dans la CLA.

Sur les 50 premiers mètres, on observe une couche limite de surface (CLS) instable ($\frac{\partial \Theta}{\partial z}$ <0). Cette couche est directement en contact avec la surface, ce qui explique le taux d'humidité spécifique ou de concentration en polluants forts. Des cellules convectives, de petites échelles peuvent apparaître. Ensuite, une couche de mélange (CM) où ce profil est constant sur l'altitude ($\frac{\partial \Theta}{\partial z} \approx 0$) et enfin la transition entre la CLA et la troposphère libre appelée zone d'entraînement, marquée par une forte inversion de température ($\frac{\partial \Theta}{\partial z}$ <0) et qui est donc très stable (figure 2.2).

Si le caractère instable de la CLA est très marqué, des thermiques (panaches ascendants d'air chaud) se développent et transportent des particules provenant du sol jusqu'à la zone d'inversion. Dès la mi-journée, le profil des variables thermodynamiques est homogène sur la verticale. Nous sommes dans une CLA convective sèche. A l'inverse, si l'humidité est forte et que le point de condensation (LCL pour Level of Condensation Lifting) se situe dans la CLA, il y a formation de nuages qui peuvent plus ou moins se développer sur la verticale suivant l'état de l'inversion.

2.2 Les nuages convectifs

Pour qu'il y ait formation de nuage, il faut que la vapeur d'eau contenue dans l'air condense, c'est-à-dire qu'il y ait changement de phase (gazeux à liquide). On distingue deux types de nuages :
- Les stratiformes, comme le brouillard ou les stratus, résultant d'un refroidissement isobare et s'étalant sur l'horizontal.
- Les cumuliformes, comme les cumulus ou cumulonimbus, associés à de la condensation par ascendance et ayant une forme bourgeonnante. Ils sont caractérisés aussi par une extension verticale importante, souvent supérieure à l'extension horizontale.

On distingue les nuages compris dans le type cumuliforme par leur étage (altitude de présence). Dans ce qui suit, nous nous intéressons aux nuages créés dans l'étage inférieur que sont les cumulus et les cumulonimbus.

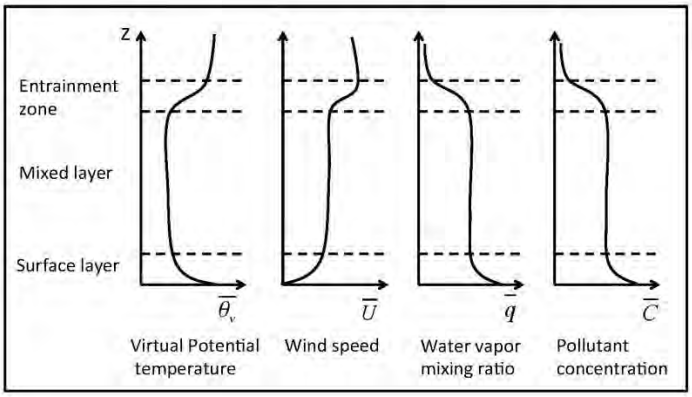


FIGURE 2.2 – Profils verticaux types de la température potentielle virtuelle, du vent, de l'humidité spécifique et d'une concentration de polluant dans les diverses couches de la couche limite convective (issu de Stull, 1988)

2.2.1 Principales caractéristiques des nuages convectifs de couche limite

Le refroidissement des particules d'air associé à des ascendances est le processus de création des nuages convectifs de couche limite. Ce soulèvement de masse d'air est dû soit au réchauffement radiatif du sol, soit d'un effet orographique ou encore la rencontre de deux masses d'air avec des propriétés différentes (l'une plus chaude et/ou humide que l'autre).

Processus de formation

La distinction entre cumulus et cumulonimbus provient de l'intensité de la convection. Les nuages peu profonds, associés à une convection faible sont appelés cumulus et ceux profonds, associés à une convection forte, les cumulonimbus. La famille des cumulus est subdivisée en plusieurs parties : du cumulus humilis au médiocris (sommet du nuage entre 2 et 4 km) en passant par le congestus (sommet vers 6 km, tous traduisent un stade de développement du nuage jusqu'à la formation, peut être d'un cumulonimbus qui lui peut s'étendre jusqu'au sommet de la troposphère. Les cumulus se forment donc exclusivement dans la CLA, plus exactement vers le sommet de celle-ci et ne sont composés que d'eau liquide en suspension. Ils ne dépassent pas l'isotherme 0°C contrairement aux cumulus congestus et cumulonimbus qui sont un mélange d'eau liquide et de glace.

On distingue trois types de cumulus, décrit par Stull (1988) et imagé par la figure 2.3 issue de LeMone and Pennell (1976) :
- les forcés, directement engendrés par les thermiques de surface, sont situés à une altitude entre le niveau de condensation par ascension (LCL pour Lifting Condensation Level) et le niveau de convection libre (LFC pour Level of Free Convection). Ils ont une épaisseur verticale faible, 300 mètres au maximum et peuvent être apparentés à des cumulus humilis.
- les actifs, qui possèdent leur propre circulation dynamique et une extension verticale supérieure à 300 mètres.
- Les passifs sont les nuages en fin de vie, qui cessent d'être alimentés par de l'air.

Lorsque les particules d'air condensent, celles-ci sont moins flottables que l'environnement. Pour les cumulus forcés, le dégagement de chaleur latente ne suffit pas à rendre ces particules à nouveau flottables. Elles ne dépassent donc pas le LFC et redescendent à leur niveau de flottabilité neutre comme montré sur la Figure 2.4. Cela est dû à une couche d'inversion forte comme le décrivent Ghate et al. (2011) qui étudient

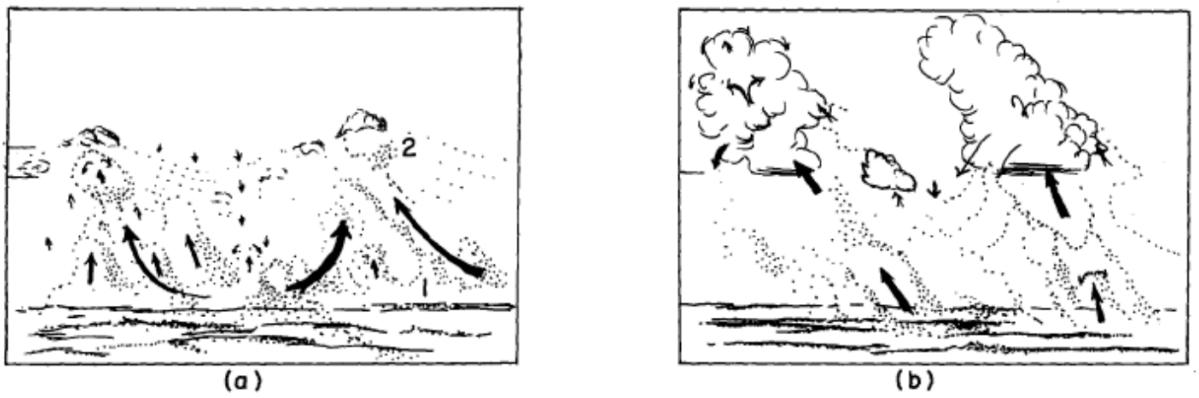


FIGURE 2.3 – Schéma représentant des cumulus de type forcés (a) et actifs (b). Les flèches noires décrivent les mouvements d'air (issu de LeMone and Pennell (1976))

557 cumulus forcés au large des Açores entre juin et octobre 2009. Avec des gradients de température potentielle supérieure à 5 K sur toute la couche d'inversion, ils trouvent des cumulus ayant une hauteur moyenne de 115 à 193 mètres. De plus, la vitesse moyenne analysée dans ces cumulus est aux alentours de 0.33 $\mathrm{m.s^{-1}}$, trop faible pour un développement de nuages actifs.

Dans le cas de puissants thermiques, les particules ascendantes arrivent à dépasser le LFC, acquièrent une flottabilité positive en dépassant ce niveau (leur Θ_v est supérieure à celle de l'environnement) et continuent leur ascension jusqu'à arriver à un autre niveau de flottabilité neutre comme montré sur la figure 2.4 sur la ligne en pointillé. Ces nuages peuvent donc vivre plus longtemps que les thermiques qui les créent. Généralement, pour les nuages actifs, leur sommet dépasse le niveau de flottabilité neutre du fait de l'inertie de la particule ayant acquis une vitesse verticale positive. Ce dépassement est appelé "overshoot". Pour les cumulus actifs, ils s'accompagnent souvent d'une vitesse verticale positive excédant les 0.5 $\mathrm{m.s^{-1}}$ à leur base, et augmentant avec l'altitude (graphe de gauche dans la Figure 2.4 permettant aux flux de masse verticale du nuage d'être positif.

Lamer et al. (2015) étudient les caractéristiques de différents types de cumulus (forcés et actifs) sur le site ARM-SGP pendant les étés 2011-2014. Les cumulus actifs représentent en moyenne 65 % de la couverture nuageuse contre 35 % pour ceux forcés. Les mesures montrent aussi que les nuages actifs se forment préférentiellement avec un profil d'humidité relative proche des 60% (55 % pour les forcés) dans la couche mélangée ainsi qu'un gradient de stabilité au dessus de ces cumulus plus faible (4-5 $\mathrm{K.km^{-1}}$) que ceux forcés (6-7 $\mathrm{K.km^{-1}}$).

Structure d'un cumulus

Définir un nuage ou sa frontière dépend de la vision que l'on s'en fait. Un des critères les plus couramment utilisés est le contenu en eau liquide (LWC pour Liquid Water Content). Cette variable est corrélé avec le $\mathrm{q_l}$ mais cette fois-ci, l'eau liquide s'exprime en fonction du volume d'air, plus simple à calculer lors de mesures avec des instruments. Ce calcul de volume fait donc intervenir la masse volumique de l'air contenant de la vapeur d'eau, généralement comprise autour de 1.2 $\mathrm{kg.m^{-3}}$. Le seuil utilisé pour définir une parcelle d'air comme nuageuse est variable, entre 0.001 et 0.2 $\mathrm{g.m^{-3}}$. En deçà de ce seuil, l'air n'est pas considéré comme nuageux.
Cette différence de seuil s'explique par l'hétérogénéité des mesures in situ ainsi que celle des simulations numériques. L'intervalle de confiance est faible entre des mesures de LWC entre 10^{-3} et 10^{-2} $\mathrm{g.m^{-3}}$ par les instruments. Une fois la frontière définie, il est possible de décomposer le nuage en plusieurs régions,

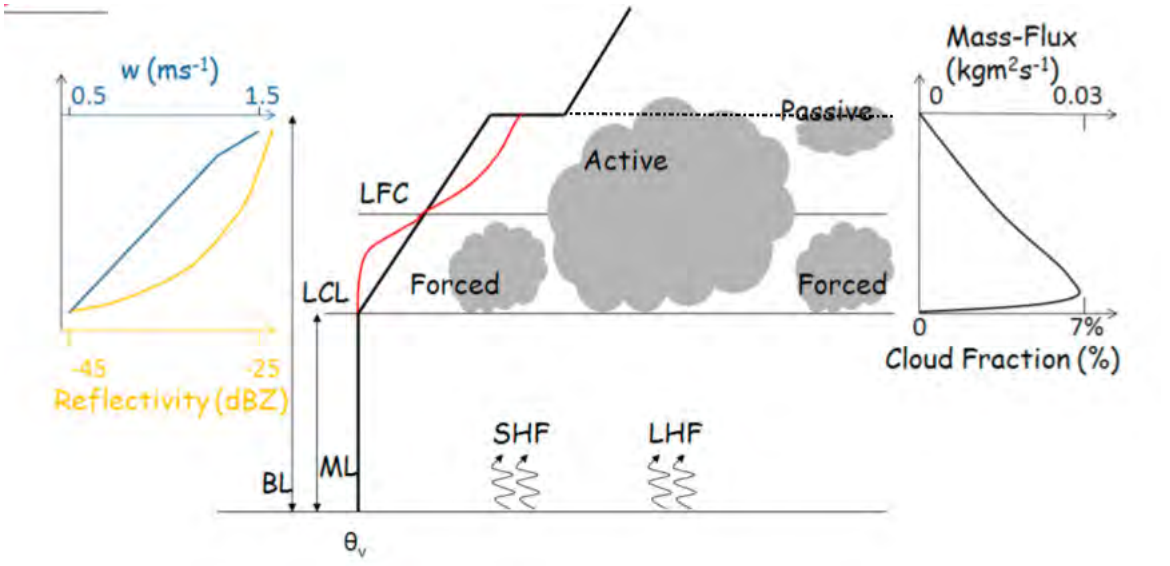


FIGURE 2.4 – Schéma montrant les conditions générales associées à des cumulus de couche limite. La ligne en pointillés correspond au niveau de flottabilité neutre (issu de Ghate et al. (2011) et modifié)

nommées cœur et enveloppe, présentes sur chaque niveau vertical du nuage.

Heus and Jonker (2008) étudient cette structure nuageuse en comparant des observations de vols d'un avion décrites par Siebesma et al. (2003) et des vols virtuels dans des simulations numériques LES. Les observations sont issues de l'étude SCMS (Small Cumulus Microphysic Study) où 4 vols (RF12, RF13, RF16 et RF17 entre le 5,6,10 et 11 août 1995) sont traités et correspondent à des traversées de nuages ayant un diamètre (L_c) plus large que 500 mètres. Pour les traversées dans les simulations, le L_c minimum est de 400 mètres. Sur la figure 2.5, les profils horizontaux de w,q_t et Θ_l sont étudiés. L'environnement est représenté par une vitesse verticale proche de 0 $\mathrm{m.s^{-1}}$, alors que pénétrant dans le nuage (frontière définie par (X/L_c -0.5 et 0.5 sur l'axe des abscisses), cette vitesse devient négative puis se rapprochant du centre (X/L_c =0) celle ci augmente autour de 2 $\mathrm{m.s^{-1}}$. Le nuage est aussi caractérisé par une anomalie de Θ_l plus faible et une anomalie de q_t plus fort que l'environnement. Ils en concluent aussi que cette enveloppe descendante, en évaluant le budget de la quantité de mouvement vertical, est principalement la conséquence d'une variation de flottabilité (négative dans l'enveloppe) due à un refroidissement de cette zone. Ce refroidissement est lui-même la conséquence d'une évaporation des gouttelettes d'eau nuageuse dans cette interface. Cette évaporation des gouttelettes sur la frontière au contact de l'air environnant beaucoup plus sec est aussi montrée l'étude de (Savre, 2020) . D'ailleurs, ce transport d'air emmené du haut du nuage vers sa base permet de diminuer le refroidissement à la base et ainsi faire diminuer l'épaisseur de cette enveloppe.

Katzwinkel et al. (2014) ou Park et al. (2017) proposent une vision plus détaillée de cette enveloppe. La définition du cœur est toujours associée à des vitesses verticales positives et à de fortes valeurs de LWC mais l'enveloppe est elle-même divisée en deux régions.
- La région "inner-shell" (noté I dans la Figure 2.6) qui est composée de particules d'air ayant une vitesse verticale et une flottabilité négative. Cette frontière peut être dans le nuage (LWC positif) ou en dehors (LWC nul).
- La région "outer-shell" (noté II dans la Figure 2.6) avec une vitesse verticale négative mais cette fois-ci avec une flottabilité nulle. Elle est la couche tampon entre l'enveloppe nuageuse descendante et l'environnement neutre.

Ce modèle à 5 couches qui définit le système nuage-environnement fonctionne pendant que le nuage

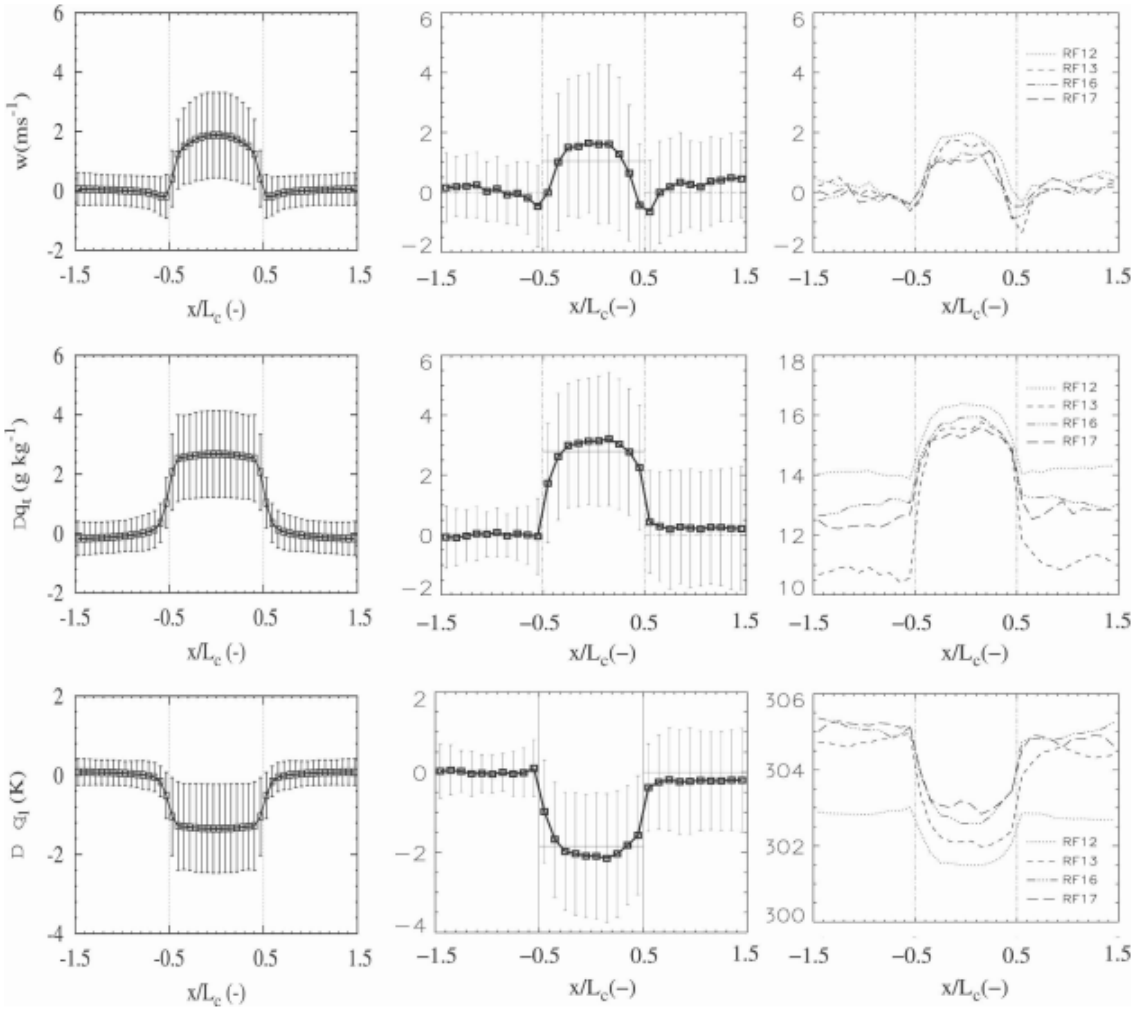


FIGURE 2.5 – Profils de vitesse verticale,d'humidité spécifique totale et de température potentielle liquide de simulation LES (gauche), de moyenne sur tous les vols (milieu) et de chaque vol individuel. L'échelle horizontale est centrée en 0 qui représente le centre du nuage, nuage délimité par les barres verticales en pointillé.

se développe ou arrive à maturité. Pendant la phase de dissipation, le cœur n'existe plus et l'enveloppe compose entièrement le nuage comme montré dans la Figure 2.6. Les régions saturées possédant des vitesses verticales négatives sont donc une composante à part entière du cumulus dans cette étude alors que certains définissent les nuages comme des panaches ascendants saturés, ce qui exclut la présence de vitesse verticale négative dans ces nuages. Cette vision est aussi soutenue par Heiblum et al. (2019) qui estiment que le coeur du nuage compose 80 % du nuage durant tout son cycle de vie, les 20 % restant représentant l'enveloppe et la phase de dissipation.

Cycle de vie des nuages

Les cumulus possèdent une durée de vie autour de 15 minutes pour les forcés alors que les nuages actifs peuvent vivre jusqu'à 30 minutes après leur formation. Leur durée de vie est courte comparée aux cumulonimbus, qui eux, peuvent durer plusieurs heures. Dans le même principe que la classification de Stull, on peut distinguer 3 étapes dans la vie d'un cumulus actif : une phase de développement, une phase de maturité et une phase de dissipation.

Plusieurs définitions existent pour qualifier ces phases de vie des cumulus. Toutes ne sont pas triviales et dépendent des moyens d'observations.

Pour trouver les phases de vie des cumulus, Katzwinkel et al. (2014) se basent sur les mêmes variables que pour en définir leur structure. Ils créent deux critères qu'ils nomment $B_{90\%}$ et $W_{90\%}$ qu'ils estiment comme étant la valeur du 10ème percentile des valeurs de flottabilité et de vitesse verticale. Si $B_{90\%}$ et $W_{90\%}$ sont positifs, alors le nuage est en cours de développement. Cela n'exclut pas que dans le nuage, il existe des vitesses négatives mais que celles-ci sont très minoritaires. Si $W_{90\%}>0$ et $B_{90\%}<0$, alors le nuage continue son expansion verticale mais celle-ci se réduit fortement. Le nuage entre dans sa phase de maturité. Puis si les deux critères sont négatifs, alors le nuage se dissout. Cela rejoint la vision de Grinnell et al. (1996) qui ont étudié des nuages d'alizés sur l'île d'Hawaï pendant le mois d'août grâce aux données radar. Ils en déduisent que les flux de masse verticaux dépendent de l'état d'évolution du nuage. Pendant la phase de développement, les flux de masse sont positifs à chaque niveau du nuage et le flux de masse intégré est donc lui aussi positif. Quand le cumulus arrive à maturité, le flux de masse décroît en fonction de l'altitude mais l'intégrale reste positive. Quand le flux de masse total devient négatif, le nuage arrive dans sa dernière phase de vie jusqu'à sa dissipation totale.

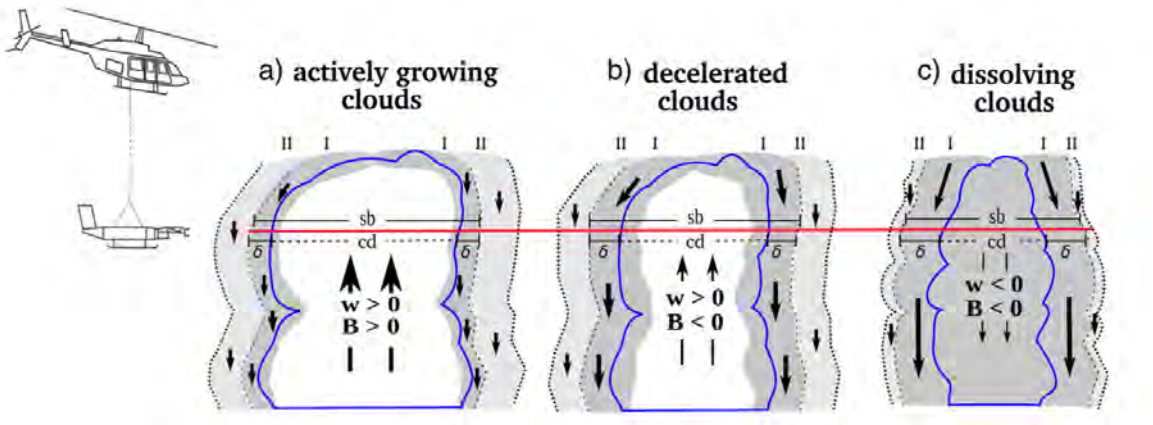


FIGURE 2.6 – Schéma d'évolution du nuage (ligne bleue) et de son enveloppe descendante pour les 3 phases de sa vie, issu de (Katzwinkel et al., 2014). Les zones en blanc correspondent au coeur du nuage, les zones en gris foncé le "inner-shell" noté I et les zones en gris clair indiquent le outer-shell, noté II. cd est l'épaisseur du nuage, δ l'épaisseur du inner-shell à l'extérieur du nuage et cb l'addition des deux.

Dans la thèse de Rio (2007a), les différentes phases de la vie d'un nuage sont définies par les vitesses verticales mais également par le sommet du nuage. La phase de développement correspond à l'apparition du nuage jusqu'au temps T1 où la vitesse verticale maximale est atteinte, d'une phase de maturité correspondant au temps T1 jusqu'au temps T2 où le sommet maximal est atteint et d'une phase de dissipation, de T2 jusqu'à la dissipation totale du nuage.
Se basant sur les travaux de Zhao and Austin (005b) portant sur le cas BOMEX, 6 nuages isolés au préalable sont étudiés. 3 nuages, notés respectivement ABC sont qualifiés de petits cumulus et 3 autres notés DEF sont définis comme de gros cumulus. Pour les petits cumulus (gros cumulus), la durée de vie n'excède pas les 18 minutes (25 minutes). La phase de développement a à peu près le même temps (8-10 minutes) pour tous les nuages, la différence s'opère pendant la phase de maturité et de dissipation, (4 minutes pour les petits contre 11-13 minutes pour les plus gros).

En somme, tout dépend des moyens utilisés pour qualifier ces phases de vie du nuage.

2.2.2 Interactions moyennes et grandes échelles

Organisation des cumulus à méso-échelle

Les cumulus sont rarement des nuages isolés, et peuvent s'organiser de manière plus ou moins étendus spatialement. Sur les océans, de nombreuses études comme celles de Bony et al. (2017) et Stevens et al. (2020) ont montré que les nuages convectifs peu profonds se développent selon plusieurs types d'organisation à méso-échelle. En effet, ils ont analysé les images satellites du capteur MODIS sur l'océan Atlantique proche de la Barbade pendant une période de 10 ans (2007-2017) pour les mois de décembre, janvier et février et ont pu classifier ces organisations suivant les noms et définitions suivant :
-**Sugar (en français, Sucre)** : petits nuages sans extension verticale importante et faisant preuve de peu d'organisation entre eux.
-**Gravel (en français, Gravier)** : nuages organisés suivant des lignes ou arcs sur des distances de l'ordre de la dizaine de kilomètres suivis de lignes moins définies.
-**Flowers (en français, Fleurs)** : de l'ordre de la dizaine de kilomètres également, avec au centre un nuage haut et stratiforme et tout autour, des zones sans nuage.
-**Fish (en français, Poisson ou arête de poisson)** : organisation avec la plus grosse échelle de la centaine de kilomètres avec au centre des nuages plus hauts et des filaments tout autour et le tout, séparé par des zones sans nuage.

Les nuages de type Gravel sont les plus présents et les nuages type Flowers sont les moins présents durant cette étude mais avec des variations importantes d'une année sur l'autre.

Impacts radiatifs des cumulus

Les cumulus ont un rôle majeur dans le bilan radiatif terrestre, dans le transport de chaleur et d'humidité dans la couche limite et au-delà. Leur représentation dans les modèles numériques est donc essentielle pour mieux prévoir le temps météorologique et surtout le climat (GCM pour global climate models, Tiedtke (1989)).

Les nuages interagissent avec le rayonnement solaire incident et avec le rayonnement infrarouge de la surface (IR). Si les nuages hauts ont des effets réchauffant sur le climat en rayonnant plus qu'ils n'interceptent le rayonnement courte-longueur d'onde (SW pour shortwave en anglais), l'effet est inverse pour les nuages bas type cumulus. Basé sur des données récoltées sur le site ARM durant l'été 2007, Kassianov et al. (2011) ont mis en avant le rôle parasol des cumulus. En effet, en choisissant 13 jours de présence de couche nuageuse formée de petits cumulus, ils ont comparé les flux directs et diffus calculés à un ciel clair où ses propriétés radiatives sont connues par la théorie du rayonnement (version 1D du modèle RT (Radiative Transfer) Kassianov et al. (2007)).

En regardant les flux directs (b) sur la figure 2.7, il est clairement observable que le passage de cumulus réduit presque en totalité le flux solaire incident, quelque soit la longueur d'onde étudiée. A l'inverse, durant ces passages de nuages, le flux diffusé est supérieur à celui normalement mesuré par ciel clair (c). Mais cet effet de diffusion ne suffit pas à contrebalancer l'effet parasol des cumulus. Ils ont donc un pouvoir refroidissant sur la surface en réduisant le flux solaire (SW) direct (a). Cet impact radiatif a été étudié dans d'autres études comme par exemple, Hirsch et al. (2015) qui estiment que l'impact radiatif moyenné sur une journée des petits cumulus ($\mathrm{LWP} < 10 \mathrm{g.m^{-2}}$ et une épaisseur de moins de 50 mètres) dans la région d'Israël durant l'été 2011 est de $-3.6 \pm 2.1 \mathrm{W.m^{-2}}$ pour une couverture journalière moyenne d'environ 40 %.

Ces nuages sont présents sur tout le globe et sont associés à une perte d'énergie ($21.1 \pm 5\ \mathrm{W.m^{-2}}$ d'après Stephens et al. (2012)) mais ont une localisation privilégiée dans la région des alizés. En effet, dans cette zone comprise entre 30 degrés nord et 30 degrés sud, la branche subsidente de la cellule de Hadley et des eaux assez chaudes permettent la formation de nuages convectifs peu profonds. La cellule de Hadley se compose d'une partie ascendante vers la ZCIT caractérisée par la présence de nuages convectifs profonds

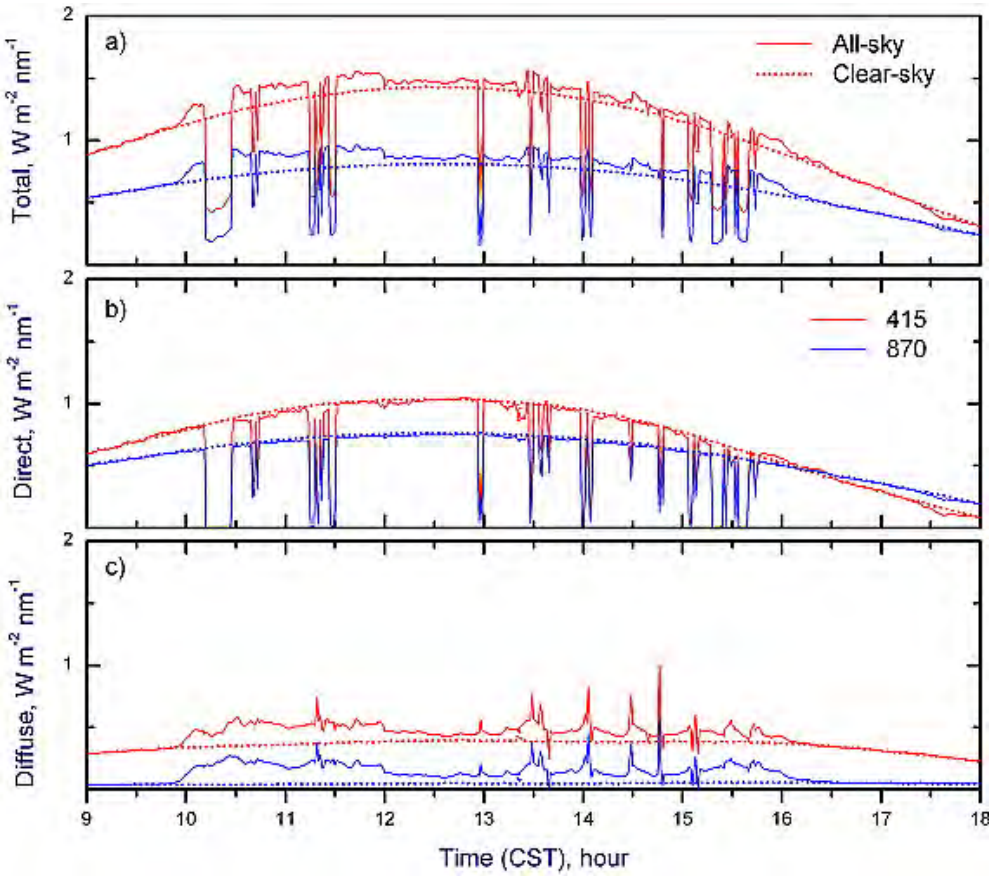


FIGURE 2.7 – Comparaison entre le flux (a) total, (b) direct, and (c) diffus observé par les caméras All-sky (ligne continue) et calculé par temps clair (ligne en pointillé) durant la journée du 28 juillet 2007 suivant 2 longueurs d'onde : 415 nm en rouge et 870 nm en bleu (issu de Kassianov et al. (2011))

et de deux parties subsidentes vers les tropiques, les vents des alizés représentant la jonction de ces deux branches montantes et descendantes. Dans les tropiques, il existe donc une forte inversion due à la descente d'air plus sec et chaud ce qui stoppe la convection et ne permet pas la formation de cumulonimbus. Les cumulus couvrent annuellement environ 20 à 30 % de l'ensemble des régions subtropicales et leurs impacts sur le climat sont forts (- 21.1 ± 5 $\mathrm{W.m^{-2}}$).
De plus, certaines régions plus locales ont des taux de couverture bien plus forts, comme l'illustre l'étude de Rémillard et al. (2012) où les résultats de la campagne CAP-MBL de 2019 (Clouds, Aerosol and Precipitation in the Marine Boundary Layer) située sur les Açores démontrent que le ciel est couvert 60 à 80 % du temps, les nuages de couche limite représentant la moitié de ce couvert et où les cumulus sont les nuages les plus observés dans cette couche limite marine avec 20 % à 30 % du temps. A travers toutes ces études démontrant l'impact des cumulus sur le forçage radiatif des terres, il est donc important de bien representer ces cumulus pour éviter des biais sur les flux de surface, spatialement et temporellement comme l'indique nottament Couvreux et al. (2014)

D'autres études comme Kim et al. (2012) ont montré que la couche nuageuse de cumulus affecte, par son effet radiatif négatif, la concentration de certains dioxyde d'azote en l'augmentant autour des 10 % et que pour des concentrations forte de NOx, la concentration d'ozone dans la couche sous nuageuse est 5 ppbv moins importante dans un cas nuageux que dans un cas de ciel clair. L'importance donc de prendre en compte les processus chimie-nuage dans les modèles de climat qui s'intéressent aux concentrations futures d'ozone est primordiale tant les nuages de convection peu profonde ont un rôle sur leur distribution.

Redistribution par transport vertical des nuages

La présence de ces nuages influe aussi sur le cycle de l'eau. Dans le cas d'une CLA instable, l'humidité spécifique décroît en fonction de l'altitude. Les thermiques, provenant de la CLS, transportent avec eux l'humidité du sol et permettent d'humidifier les parties hautes de la troposphère car ils sont généralement plus humides que le niveau où ils se situent en altitude. D'autres études ont montré le rôle important de la convection peu profonde sur la distribution verticale des composants chimiques. Ouwersloot et al. (2013), en simulant numériquement grâce à des simulations LES, une situation dans la forêt amazonienne et en comparant aux données de la campagne TROFFEE, montrent que la concentration d'isoprène dans cette zone au sol diminue de 8 % en moyenne par heure (quand la couverture nuageuse est proche de 15 %) et jusqu'à 15 $\%.\mathrm{h}^{-1}$ quand la couverture est maximale. Williams et al. (2011) étudient quant à eux le rôle de convection nuageuse dans la distribution du radon dans la couche limite. Ils démontrent que les cumulus sont responsables de la forte concentration observée entre 1 et 2 km d'altitude puisqu'en situation de couche limite sèche, cette concentration décroît linéairement pour s'annuler en haut de la couche alors qu'en présence de cumulus, cette concentration reste constante dans la moitié de la couche puis décroît de façon logarithmique au sommet de la couche nuageuse pour atteindre 10 % de la concentration initiale.

Précipitations par les cumulus

Il arrive que les cumulus donnent des précipitations. Si ceux-ci sont transportés par un vent synoptique moyen, ils participent donc à une redistribution de l'eau mais sur échelle horizontale de quelques kilomètres. Les cumulus et par extension les thermiques qui les déclenchent (le nuage étant la partie visible du thermique) participent au transport de chaleur et d'humidité sur la verticale. Ils sont advectés par les vents d'alizés pour ensuite converger vers la ZCIT. Cela permet le maintien de la convection profonde en alimentant sans cesse cette zone d'air chaud et humide près de la surface (Tiedtke (1989),Neggers et al. (2007)).

Un exemple concret sur ces cumulus précipitants est l'ensemble des mesures prises pendant la campagne RICO.

2.3 Comment observer les cumulus ?

Les cumulus se situent dans la couche limite, ils sont donc d'une certaine manière plus facile à étudier que les nuages de moyenne et haute altitude, hormis pour les observations satellitaires. Les processus régissant la thermodynamique des cumulus ont tout d'abord été observés dans des conditions réelles puis au fur et à mesure que la science informatique s'est développée, les simulations de fines échelles ont pu dans certains cas se substituer aux observations.

2.3.1 Les outils de télédétection

Un moyen d'étudier les cumulus est la télédétection, qu'elle soit au sol ou de l'espace. Ce principe repose sur la détection à distance des propriétés d'objets d'étude à partir du rayonnement qu'ils émettent (télédétection passive) ou qu'ils réfléchissent (télédétection active).

Les instruments de télédétection

Les instruments actifs fonctionnent en envoyant un signal dans une plage de longueur d'onde (ou une seule) et en suivant le signal rétro-diffusé, pour en déterminer certaines propriétés. Le plus connu d'entre eux est le radar, fonctionnant sur une bande généralement de 35 Ghz à 100 Ghz permet d'avoir une réponse sur la concentration d'eau liquide dans un nuage. Pour pouvoir sonder correctement les nuages, ils pointent à la verticale. Ce système est à peu près le même pour les lidars, excepté la longueur d'onde utilisée puisque

ces derniers utilisent des ondes lumineuses allant de l'infrarouge à ultra-violet (longueur d'onde de 10 μm à 250 nm) quand le radar lui utilise des ondes radio (ondes millimétriques avec une longueur d'onde entre 10 mm et 10 cm). Le télémètre, instrument dérivé directement du Lidar, sert notamment à déterminer la base de nuage.

A l'inverse des instruments actifs, il existe les instruments passifs qui eux, mesure l'intensité du champ électromagnétique reçu par n'importe quelle source. Ils permettent en outre, de quantifier la teneur en vapeur d'eau et eau liquide dans l'atmosphère en regardant dans des signaux bien précis.

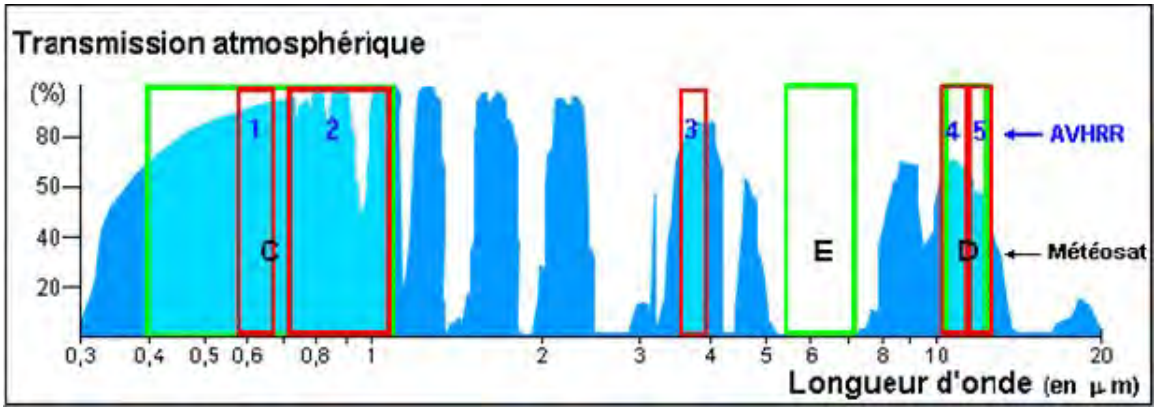


FIGURE 2.8 – Transmission atmosphérique et bandes spectrales du capteur AVHRR des satellites NOAA en rouge et du radiomètre des satellites Météosat 1ère génération en vert.

L'exemple présenté dans la Figure 2.8 montre que chaque radiomètre a ses bandes de réception, qui elles-même correspondent à des molécules bien précises. Entre 400 à 1000 nm de longueur d'onde mais également dans l'infrarouge, l'algorithme est capable de faire la distinction entre les masses nuageuses et leur suivi.

L'ensemble de ces instruments peuvent être disposés au sol mais également embarqués dans des avions et bateaux de recherche, puis encore plus haut, dans des satellites.

Télédétection spatiale

Si les données au sol sont une grande source de comparaison avec les modèles, les satellites offrent aussi une grande base de données pour l'étude des nuages sur tout le globe. Les satellites en orbite géostationnaire, en se focalisant sur des zones d'étude, permettent un suivi temporel continu sur plusieurs années des structures nuageuses et de leur distribution (Cesana et al. (2019)). Rabin and Martin (1996) ont utilisé les données du satellite GOES 7 pendant deux étés successifs (juillet 1987 et 1988) pour mettre en évidence un cycle diurne de fraction nuageuse de cumulus sur une zone couvrant la partie centrale des États-Unis. Ils établissent aussi un lien entre le NDVI (indice de végétation par différence normalisé) et la fréquence de présence des cumulus. Pour un même NDVI (environ 0.5) entre 1987 et 1988, la fraction nuageuse est la même également (4.5 %). En additionnant les deux courbes de chaque année, ils remarquent que plus le sol est sec (NDVI faible), plus la densité de cumulus augmente. Un sol plus chaud et sec aura tendance à élever le flux de chaleur sensible. Ce genre d'application montre l'importance du couplage entre l'atmosphère et la surface.

Les satellites permettent aussi de cartographier la répartition nuageuse sur l'ensemble du globe. Les satellites, qui grâce à un algorithme peuvent différencier les cumulus (altitude entre 1000 et 680 hPa et une épaisseur optique entre 0 et 3,6) des autres nuages grâce à leur température de brillance à leur sommet, permettent de faire des moyennes annuelles de fraction nuageuse (Rossow and Schiffer (1991)). Comme dit précédemment et montré sur la figure 2.9, les cumulus couvrent des zones privilégiées, notamment dans la partie sud de l'océan indien et pacifique avec des moyennes annuelles excédant 25% d'occupation (en vert).

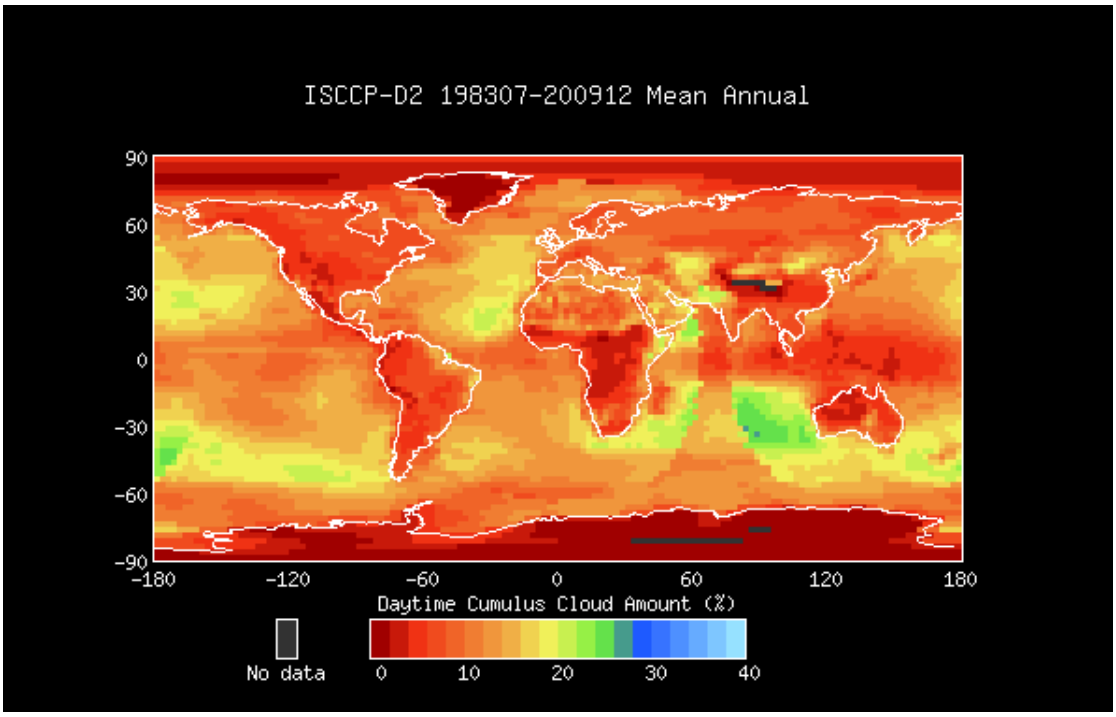


FIGURE 2.9 – Moyenne annuelle de la fraction nuageuse diurne couverte par les cumulus en %, issu des données de l'ISCCP, calculé le 05/09/2018

Il existe également les satellites qualifiés d'héliosynchrones c'est à dire placés sur une orbite où chaque mesure est effectuée à la même heure solaire locale. Le satellite CloudSat, envoyé dans le cadre du programme Earth Observing System, embarque avec lui un radar pointant verticalement vers la surface terrestre (fréquence à 94 GHz) et permet de mesurer la rétro-diffusion du signal qu'il émet vers les nuages qu'il observe mais aussi de quantifier les types de précipitations (liquide ou glacées). Le satellite CALIPSO qui suit de très prêt CloudSat (constellation) embarque quant à lui un Lidar. Ces deux satellites ont été lancés en 2006 et ont permis une avancée majeure dans la compréhension de la distribution des nuages à travers le globe (Winker et al. (2009)).

Toutes ces observations, au-dessus ou au-dessous des nuages, permettent d'avoir des connaissances sur l'état moyen de l'atmosphère et des nuages. Pour étudier les processus thermodynamiques de petite échelle, il est donc important de cibler spatialement et temporellement des évènements météorologiques.

2.3.2 Les observations in situ

Un autre moyen d'étudier les nuages convectifs est d'effectuer des mesures à l'intérieur des systèmes.

L'instrumentation in-situ

L'instrumentation est multiple pour étudier les cumulus. Pour ceux relevant de la microphysique nuageuse, le mécanisme de mesure est de discrétiser les gouttelettes par leur taille et de pouvoir quantifier la concentration dans chaque gamme de taille, appelé Bin. Dans cette thèse, on étudie les données issues d'un CDP (Counter Droplet Particles), instrument de taille réduite qui lui permet d'être installé sous des moyens mobiles. Cet instrument compte le nombre de gouttelettes situées dans une gamme de taille allant d'un diamètre de 2 à 50 μm. Son principe de fonctionnement repose sur l'interception d'un faisceau laser émis autour des 650 μm par les gouttelettes. L'intensité de la lumière diffusée par la gouttelette étant reliée à sa

taille, l'instrument peut donc la classifier selon son diamètre avec une fréquence de 10 Hz. Initialement, cet instrument est placé sous un avion de recherche. Le déplacement de l'avion provoque donc un flux d'air qui est relié directement au volume échantillonné. L'équipe MNPCA a développé une pompe d'aspiration pour pouvoir mettre le CDP sous ballon captif, lui permettant ainsi d'échantillonner un volume d'air constant et continu. Dans le même principe, le FM100 (Fog Monitor) classifie également les gouttelettes échantillonnées dans cette même gamme de taille et celui-ci est prévu pour être disposé soit au sol, soit sur des mâts d'observations, permettant de décrire des systèmes nuageux de basse couche (brouillard ou cumulus de pente touchant le sol).

Avant le CDP beaucoup plus petit, l'instrument de référence était le FSSP (même principe que le Fog Monitor d'une fréquence d'échantillonnage de 10 Hz). Ensuite, le Fast-FSSP a été développé par l'équipe MNPCA du CNRM dans un principe plus poussé puisque la fréquence est de l'ordre du 10^6 Hz. Ce développement avait pour but d'identifier la répartition des gouttelettes dans un volume très restreint (de l'ordre du mètre) et ainsi quantifier la disposition des grosses gouttelettes vis à vis des petites comme le montre l'étude de (Burnet and Brenguier, 2010). D'ailleurs, il a été sujet à une intercomparaison avec l'HOLODEC, instrument reposant sur le même principe de répartition spatiale dans un volume donné, dans l'article de (Fugal and Shaw (2009)), lui permettant d'être un instrument de référence. L'ensemble de ces instruments renseigne sur la distribution des gouttelettes depuis la centaine de nanomètres jusqu'à une centaine de micromètres.

En outre, l'étude des aérosols, précurseurs de la gouttelette, sont étudiés par un OPC (Optical Particle Counter). Les mesures se focalisent aussi sur les variables thermodynamiques (température, vent, humidité) et dynamiques (vent dans les 3 directions, turbulence) grâce à des sondes qui sont installées dans les divers supports d'observations.

Représentativité des observations

Les différents instruments de mesures sont souvent placés sur des ballons captifs ou sur des avions/hélicoptères. Cependant, une partie des travaux de Hoffmann et al. (2014) consiste aussi à quantifier les erreurs potentielles de mesures faites par une trajectoire unique dans un nuage comparées à un ensemble de données. En effet, les observations généralement acquises par des avions ou des hélicoptères permettent de rendre compte de la dynamique intra-nuageuse et des paramètres microphysiques qui s'y trouvent mais il est très difficile de pouvoir restituer ces données dans les 3 dimensions spatiales. Très souvent, seul un ou quelques aller-retours dans un nuage sont possibles, souvent dans la même direction et à la même altitude. Or, un nuage présente d'importantes variations sur la verticale et l'horizontale.
En prenant une trajectoire rectiligne dans un cumulus et en comparant les mesures obtenues (LWC et vitesse verticale) avec l'ensemble de ces variables sur ce plan, ils en déduisent qu'il existe une erreur systématique, notamment liée au fait que les propriétés du coeur seront sur-représentées par rapport à celle de l'enveloppe du nuage. Cela a pour conséquence de modifier les PDF des variables thermodynamiques tel que représenté sur la figure 2.10.

Les choses se compliquent si on intègre le temps. Comme dit précédemment, le nuage possède différentes étapes de vie qui s'accompagnent de changements thermodynamiques. Ne faire qu'un trajet dans un nuage revient à ne caractériser qu'un instant donné. A l'inverse, faire plusieurs trajectoires à la suite dans un nuage revient à échantillonner les nuages à des instants différents et donc à différentes étapes de leur cycle de vie. Il est donc difficile de pouvoir définir le nuage en 3 dimensions sur un temps donné.

2.3.3 Les périodes d'observations

Les sites pérennes

Le programme ARM (Atmospheric Radiation Measurement) est un projet d'envergure de la communauté scientifique pour la mesure de l'atmosphère, la compréhension des processus météorologiques influant

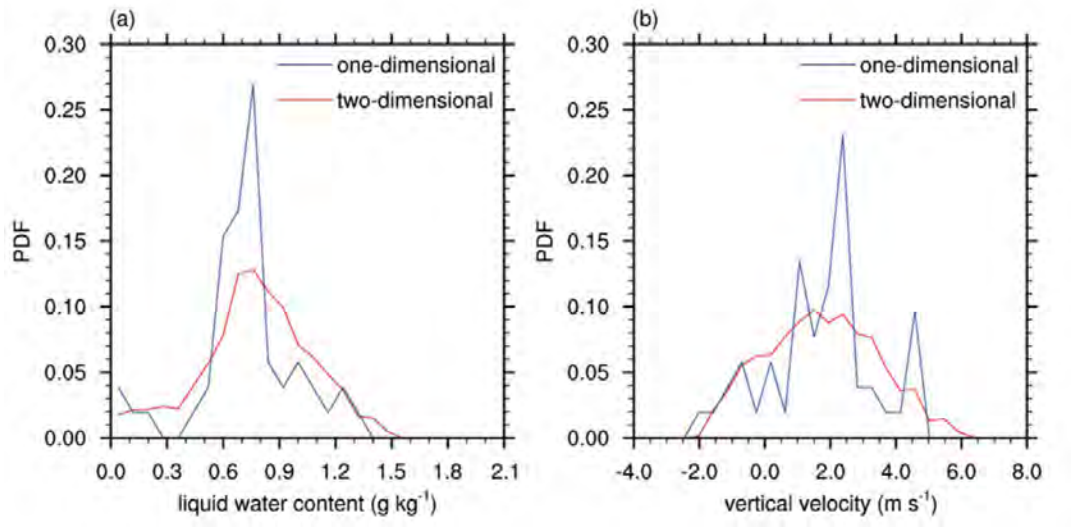


FIGURE 2.10 – Fonction de densité de probabilité pour (a) le LWC et (b) pour la vitesse verticale pour une trajectoire rectiligne 1D (en bleu) et pour un plan 2D d'un nuage [issu de Hoffmann et al. (2014)]

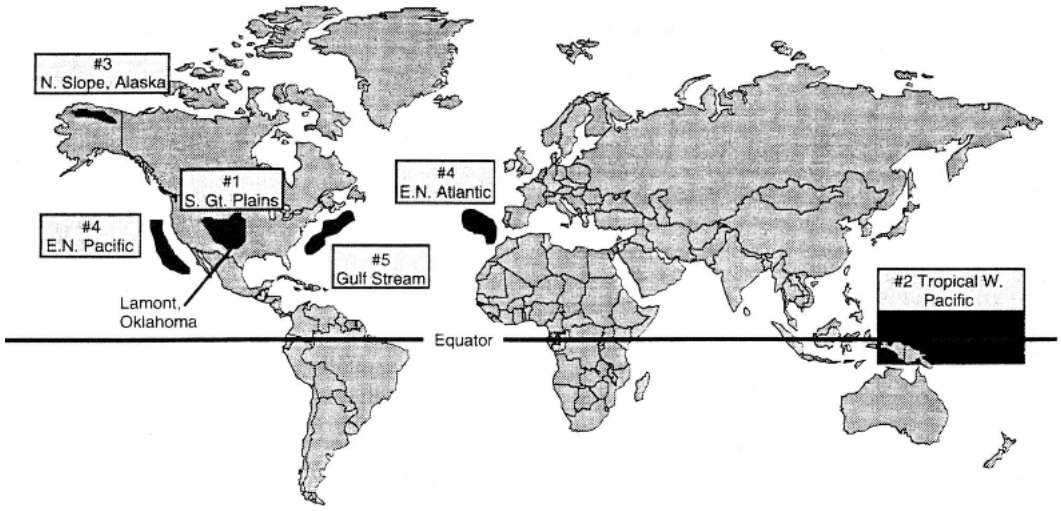


FIGURE 2.11 – Localisation des différents sites du programme ARM [issu de Stokes and Schwartz (1994)]

sur le bilan radiatif et plus particulièrement, sur les rétroactions nuageuses. Le but de ce programme étant, à terme, de développer et tester des paramétrisations dans les GCM ou autres modèles pour les processus nuageux et radiatifs. Le projet a débuté à la fin des années 1980 et prévoit le déploiement d'instruments sur différents sites comme montré sur la figure 2.11.

De ces différents sites, le site ARM-SGP (noté 1 sur la figure 2.11) est le site principal ayant débuté ses acquisitions en 1993. De nombreuses études sur les cumulus ont eu lieu, le site étant géographiquement homogène et le cycle diurne de convection continentale très souvent marqué. Durant la journée du 21 juin 1997, le développement de cumulus dans une couche limite convective clairement identifiable a eu lieu et cette journée reste un cas d'étude très souvent repris comme cas d'école pour la modélisation (Golaz et al. (2001), Brown et al. (2002) , Xiao et al. (2018)). Nous reviendrons plus en détail sur ce cas d'étude dans la partie 4.2.1. Cependant, Zhang et al. (2017) remettent en cause le cas ARM97 comme cas de référence pour étudier les processus convectifs car le site ce jour-là était influencé par de l'advection grande échelle, décrite

par un pic de nuage à 8h heure locale. Ils proposent donc un nouveau cas, basé sur l'analyse des 13 années d'exploitation du site pour créer un cas idéal, composite de convection, forcée seulement par la surface.

Cette grande période de mesures a aussi permis à Chandra et al. (2013) d'exploiter 14 années de données d'observations au sol, comme des données de radar Doppler et de mettre en évidence un cycle diurne marqué du LWP quand il y a présence de cumulus (1098 heures et 5311 nuages). La fraction nuageuse horaire moyennée sur l'année occupée par les cumulus varient de 2% à 17%. Ils ont aussi pu mettre en évidence que 60 % des nuages étudiés ont un aspect ratio (L/D) inférieur ou égale à 1, c'est-à-dire que la hauteur du nuage n'excède pas le diamètre à sa base.

En France, de nombreux sites de mesure au sol s'inscrivent dans le réseau européen ACTRIS (Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure network) qui a pour but de coordonner les mesures atmosphériques sur le territoire français pour une surveillance du climat pérenne. Un des groupes de travail se concentre sur l'étude des nuages et précipitation par des mesures in-situ et de télédétection, où des sites français y participent avec comme instruments, un radar nuages, un radar précipitations, un imageur de ciel total, un spectropluviomètre etc..

A Palaiseau, le site du SIRTA (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) étudie la couche limite de façon continue dans le réseau ACTRIS en s'inscrivant dans la même lignée que le programme ARM. Les instruments de télédétection active comme les lidars et radars restituent la distribution verticale des aérosols et hydrométéores dans la CLA et sont complétés par des stations de mesure de flux radiatifs de surface (Haeffelin et al. (2005)). De ces mesures routinières sortent des cas plus intéressants pour l'étude des cumulus. Entre le 7 et 8 juin 2009, des nuages de couche limite ont été détectés. Des cumulus se sont formés au sommet de cette CLA vers 500m après le lever du soleil et leur base s'est progressivement élevée durant la journée pour atteindre 1500 m à midi. Cheruy et al. (2013) ont comparé ces données à 4 sorties de modèles nommées SP-ORC2, SP-ORC11, NP-ORC2, NP-ORC11 pour cette période (Figure 2.12), où SP correspond à une physique standard de la couche limite et NP une nouvelle physique de celle-ci. Ils ont ainsi pu déduire que SP avait tendance à produire des nuages trop bas durant le matin et que l'après-midi, les nuages à plus haute altitude n'étaient pas assez représentés (une fraction nuageuse trop faible). Le couplage de SP avec ORC11 (une nouvelle paramétrisation de l'hydrologie du sol) n'apportant que très peu d'évolution. Cependant, ils montrent que le modèle couplé NP-ORC11, plus moderne pour reproduire le transport dans la CLA, arrive à bien reproduire le cycle diurne des cumulus avec une bonne base et une fraction nuageuse suffisante.

Les campagnes de mesure

Les campagnes de mesures intensives permettent un déploiement important d'instruments, au sol, en mer ou aéroportés et une mobilisation parfois internationale de laboratoires en vue d'étudier des processus en particulier. Différentes campagnes de mesures focalisées sur l'étude des cumulus se sont déroulées durant les dernières décennies, certaines en mer comme les campagnes BOMEX, CARRIBA et RICO et sur les continents comme SCMS, GoMACCS et ARM.

Pour les campagnes sur mer, la campagne BOMEX est sans doute la première à voir son ampleur devenir internationale, en 1969 sur l'île de la Barbade. Elle sera présentée plus tard dans le manuscrit.

Bien des décennies plus tard, entre novembre 2004 et janvier 2005 a eu lieu la campagne internationale RICO avec plusieurs thèmes de recherche : quels sont les mécanismes qui affectent la formation des précipitations dans les cumulus d'alizés, comment ces précipitations affectent en retour l'organisation d'un cumulus individuel. L'article de Rauber et al. (2007) présente une synthèse des instruments déployés durant cette campagne.

Cinq années plus tard, le projet CARRIBA (Cloud, Aerosol, Radiation and TuRbulence in the trade wInd regime over BArbados) s'est également focalisé sur les cumulus d'alizé sur l'île de la Barbade. Deux campagnes de terrain se sont succédées, la première pendant le mois de novembre 2010 qui correspond dans cette zone à saison humide corrélée avec des pluies et une autre, plus tard en avril 2011 qui elle correspond

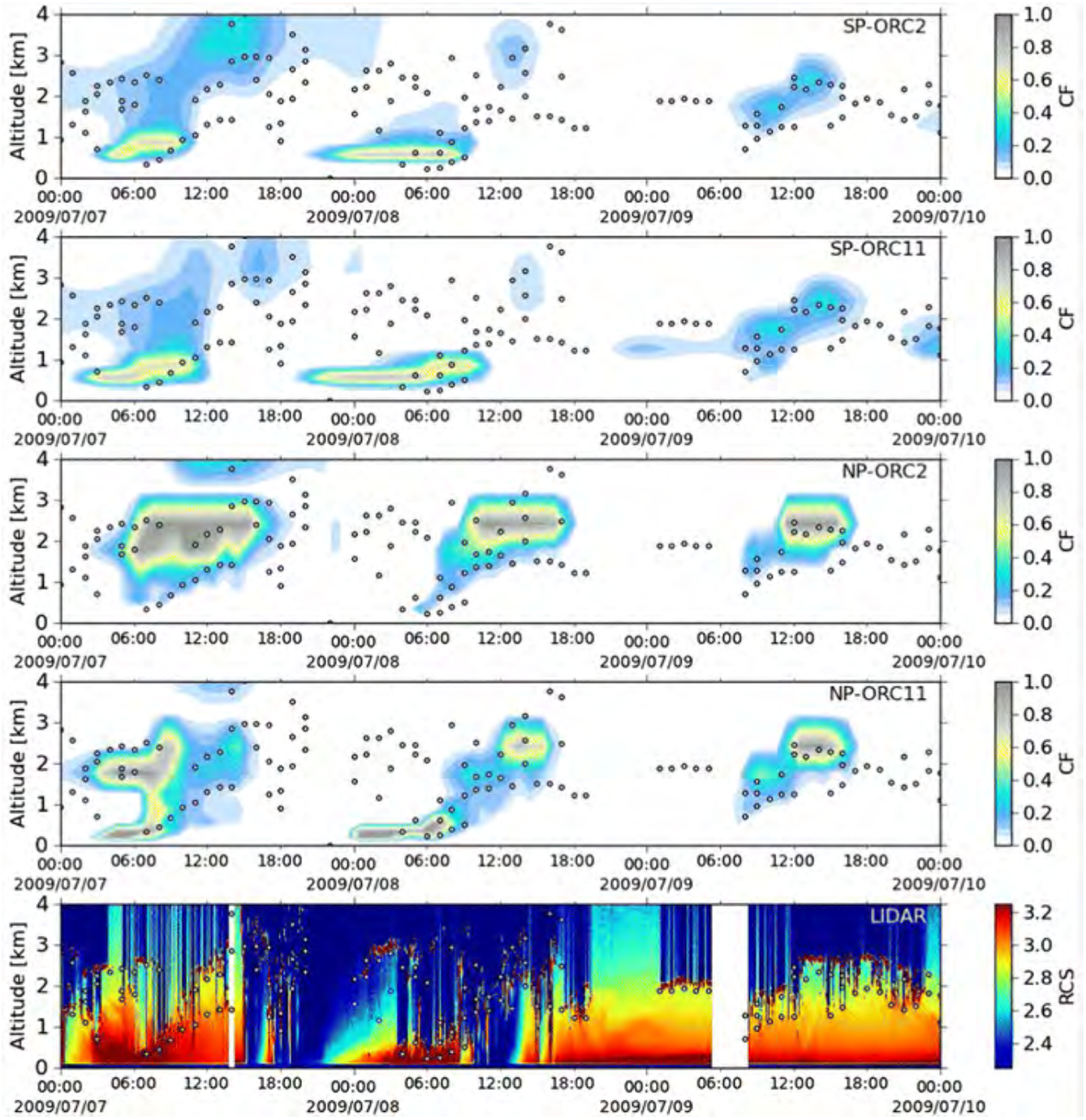


FIGURE 2.12 – Séries temporelles des profils verticaux de la fraction nuageuse pour les 4 modèles SP-ORC2, SP-ORC11, NP-ORC2, NP-ORC11 extrait de Cheruy et al. (2013) . Série temporelle du bas : profil vertical du signal renvoyé par le lidar. Les cercles noirs correspondent à la base des nuages déduits par 120 profils d'observations lidar moyennés sur 1 heure.

à une saison sèche. Dans (Siebert et al., 2013), une classification des cumulus formés dans ces deux instants est présentée ainsi que les conséquences de ces masses d'air, composées d'aérosols provenant de différentes sources, sur la composition microphysiques des cumulus.

En parralèle de ces campagnes sur mer, le projet ARM a également connu une campagne intensive où de nombreux travaux tels que ceux de Zhang and Klein (2013) , Lenderink et al. (2004), Xie et al. (2002), de Roode et al. (2012) ont permis d'étudier les cycles diurnes de ces cumulus, par comparaison entre simulations et observations. A cheval sur l'étude de cumulus marins et continentaux, la campagne SCMS (Small Cumulus Microphysics Study) s'est déroulée du 17 Juillet au 13 Août 1995 en Floride, au nord du cap Canaveral. De nombreuses études de (Knight and Miller, 1998), (French et al., 1999) ainsi que (Burnet and Brenguier, 2007) ont permis d'étudier les structures géométriques et microphysiques des cumulus en couplant les observation in situ des avions de recherches avec ceux des données de télédétection au sol.

2.3.4 Nouveau moyen d'étude : les drones

Les observations des phénomènes météorologiques sont souvent acquises grâce à des instruments au sol ou satellitaires. Les avions ou des hélicoptères, permettant d'obtenir des mesures in-situ lors de campagnes, ont l'avantage de pouvoir embarquer avec eux des instruments lourds et imposants mais ne permettent pas d'avoir une résolution spatiale fine (conséquence d'un maniement compliqué) et leur coût de déploiement est assez important. Le besoin d'identifier à plus fine échelle des phénomènes a conduit au développement de drones adaptés aux besoins météorologiques (Hattenberger and Roberts (2013)]. Ils sont nommés par l'organisation de l'aviation civile internationale « RPAS » pour Remotely Piloted Aircraft System (système d'avion piloté à distance). Nombre d'articles utilisent la dénomination de UAVs pour « Unmanned Aerial Vehicles ».

L'idée d'un avion sans pilote radiocommandé, miniaturisé ou non, est apparu durant la première guerre mondiale. Initialement pour un usage strictement militaire, son utilisation s'est aujourd'hui diversifiée. Ils peuvent notamment être d'une grande aide dans la recherche scientifique ayant la capacité de survoler des zones inaccessibles pour l'homme ou par des véhicules aériens (dangerosité, topographie).

Plusieurs campagnes de mesure ont vu l'introduction des drones comme support d'instrumentation. C'est le cas par exemple de la campagne MAC aux Maldives où Roberts et al. (2008) documentent l'albédo des nuages, la microphysique nuageuse et le lien avec la concentration d'aérosols présents dans l'air. D'autres campagnes de mesure avec drones suivront comme les campagne MIRIAD (Calmer et al. (2019)), BACCHUS (Calmer et al. (2019)) ou SOCRATE (Sanchez et al. (2020)) où les drones ne cessent d'augmenter leur autonomie, leur capacité à mesurer diverses variables.

En 2014, le projet SkyScanner voit le jour (Lacroix et al. (2016)). L'objectif de ce projet était de concevoir et développer une flotte de drones. Dans les aspects météorologiques, l'idée était de pouvoir voler dans les nuages de type cumulus afin d'échantillonner les variables s'y trouvant tout en optimisant la consommation d'énergie en profitant des courants d'ascendances dans les nuages (Renzaglia et al. (2016),Reymann et al. (2018)). Le projet NEPHELAE prend donc la suite en 2017 profitant des développements instrumentaux et également de la manière d'aborder le suivi nuageux.

L'ensemble des possibilités est donc large pour étudier les cumulus, le choix dépendant du processus que l'on souhaite comprendre. Les observations peuvent être également couplées avec des simulations numériques, qui tendent de plus en plus à reproduire la réalité du terrain.

2.4 Comment simuler les cumulus ?

L'utilisation des simulations numériques pour modéliser des cumulus a fait son chemin depuis que l'informatique est capable de produire et stocker des grands jeux de données. Dans les simulations numériques, il faut distinguer celles qui sont créées pour étudier des processus, souvent des simulations de type LES avec une échelle de l'ordre du mètre (ou quelques dizaines de mètres) et celles qui cherchent à représenter et

prévoir le temps, avec des résolutions plus lâches, vers le kilomètre. Les premières permettent de développer des paramétrisations qui serviront pour le deuxième type de simulations.

2.4.1 Les simulations LES

Fonctionnement des LES

Les simulations numériques peuvent se soustraire parfois aux observations in-situ et apporter une meilleure résolution spatio-temporelle. Les simulations numériques LES pour Large-Eddy Simulation (simulation de grand tourbillon) sont souvent utilisées car elles permettent de simuler l'évolution de la CLA très finement ((Guichard and Couvreux, 2017)). Dans les LES, plus de 80% de l'énergie cinétique turbulente totale est résolue explicitement. La résolution spatiale dépend de l'objet d'étude : d'une centaine de mètres pour de la convection profonde, il faut tendre vers une résolution métrique dans le cas d'une couche limite stable. Les simulations LES ont été utilisées de nombreuses fois dans le cas de couche limite convective comme notamment lors de la campagne IHOP_2002 (International H2O Project, Flamant et al. (2003)) située sur le site d'ARM-SGP où Couvreux et al. (2005) permettent de caractériser la variabilité de la vapeur d'eau dans la CLA convective due à des intrusions d'air sec situé au dessus de la couche limite.

Dans le cas d'étude de cumulus, le choix de la dizaine de mètres est suffisant pour résoudre explicitement le nuage en tant qu'objet d'étude et donc d'avoir une vision très précise des processus mis en jeu. Cependant, même avec une résolution de quelques dizaines de mètres, il est nécessaire d'avoir une paramétrisation de la turbulence, qui reste sous-maille, mais également de la microphysique et du rayonnement. Pour initialiser ces simulations à haute résolution, deux choix sont possibles. Le premier est d'initialiser avec des modèles grandes-échelles, qui appliqueront forçages et tendances au modèle plus restreint. Sinon, il est possible d'utiliser une initialisation plus idéalisée en partant d'un profil initial homogène sur l'horizontal et en prescrivant des forçages également homogène sur le domaine pour tenir compte des phénomènes de plus grande échelle que celle de la taille du domaine.

Études à partir des LES

Ces simulations LES ont été exploitées pour traiter deux cas de convection : BOMEX et ARM. Zhao and Austin (005a) étudient 6 cumulus isolés dans le cas BOMEX pour mieux comprendre les dynamiques nuageuses en injectant un traceur passif dans une couche située entre 1100 et 1200 m et déduisent des processus de mélange entre l'air nuageux et l'air environnant, le traceur se trouvant à l'intérieur du nuage après que celui-ci se soit développé en traversant cette couche, comme montré sur la Figure 2.13.

Park et al. (2017) utilisent des simulations LES pour évaluer cette fois-ci le rôle du refroidissement par évaporation sur la convection peu profonde. Ils créent deux simulations en se basant sur les forçages issus de BOMEX pour reproduire des cumulus : une où l'évaporation est possible et l'autre ou celle-ci est inhibée. Ils en déduisent que l'évaporation n'est pas la cause principale de l'existence d'une enveloppe descendante mais plutôt due à la circulation toroïdale du thermique ou au mélange.

Aussi, ils mesurent les taux d'entraînement et de détraînement fractionnés dans les nuages. L'entraînement semble être plus fort à la base et au sommet du nuage (0.04 m^{-1}) qu'au milieu du nuage (0.02 m^{-1}). Le détraînement lui augmente au fur et à mesure que l'on s'élève dans le nuage (0 à la base, 0.05 m^{-1} au sommet)

Pour les cumulus observés dans le cas ARM, on peut citer l'étude de Brown et al. (2002) qui simulent un cas du 21 juin 1997 sur les grandes plaines américaines. Ce cas, qui présente un développement d'une CLA instable au fur et à mesure de la journée, a vu sa fraction nuageuse de cumulus s'élever pour atteindre un fraction nuageuse entre 30 et 40 % en milieu de journée. Ils intercomparent alors la capacité de différents modèles en mode LES à représenter cette couche de cumulus. Leur bonne représentation comparée aux observations leur permet de valider leur simulation et d'étudier les processus de mélange dans les cumulus présents. Ils en déduisent un taux d'entraînement fractionné plus fort à la base des nuages qu'au sommet d'

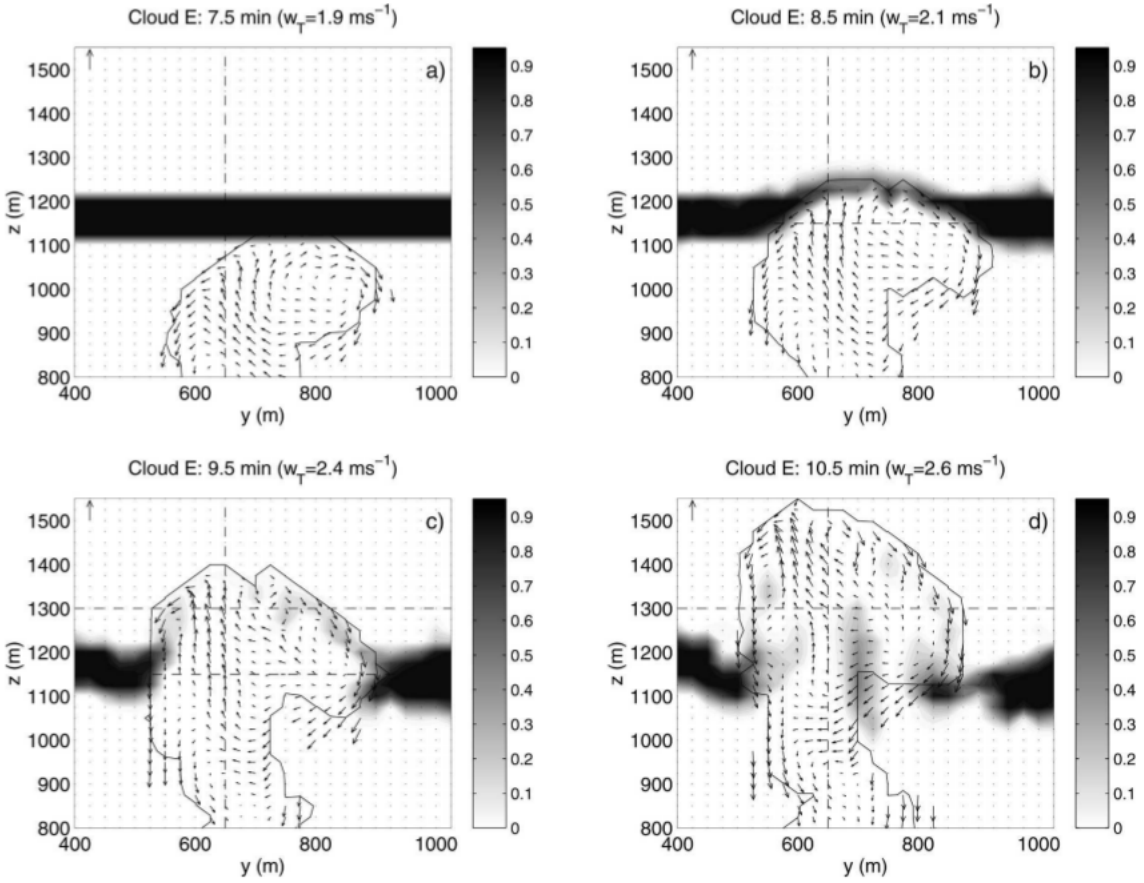


FIGURE 2.13 – Coupe horizontale du nuage E choisi dans (Zhao and Austin, 005b) à différents temps de la simulation. Les flèches correspondent aux anomalies de vent vertical et la palette de couleur correspond à la concentration d'un traceur passif émis entre 1.2 et 1.3 km d'altitude.

un ordre de grandeur entre 0 et 0,0015 m^{-1}. Dans un même esprit de validation des simulations, Griewank et al. (2020) comparent les observations issues d'un radar Doppler et Raman Lidar sur une période d'un mois avec des simulations LES qui représentent les cumulus continentaux sur le site d'ARM-SGP. Les composites de cumulus qu'ils ont réalisé reproduisent de manière très satisfaisante la structure interne des perturbations de vitesse verticale et d'humidité dans les cœurs des nuages, tout en nuançant cependant que leur taille de nuages (et donc la fraction nuageuse) est quelque peu sous-estimée. En résumé, les simulations LES permettent donc de comprendre les processus mis en jeu en ajoutant ou supprimant certains autres processus ((Heus and Jonker, 2008), (Park et al., 2017)) et également d'aider au développement de certaines paramétrisations pour les modèles à grande échelle ((Rio et al., 2010)).

2.4.2 Les modèles à plus large échelle

Comme vu précédemment, les cumulus ont un rôle local sur la couche limite et son développement mais sont aussi une source majeure de rétroactions possibles avec le climat. Une des incertitudes concernant les cumulus provient de leur réponse face au changement climatique. Des travaux se penchent notamment sur ces questions, comme Radtke et al. (2020) qui simulent un champ de cumulus d'alizés observé pendant la campagne RICO. Dans cette simulation, ils imposent un climat réchauffé de 4 K sur une hauteur de 5 km d'altitude et concluent que la couverture nuageuse des cumulus diminue. Cette diminution de couverture a pour conséquence de réchauffer l'atmosphère à nouveau (les cumulus ayant un pouvoir refroidissant), ce qui constitue une rétroaction positive. Pour autant, ils estiment que l'élargissement des mailles sur la

verticale des modèles à résolution plus lâche dégrade les couvertures nuageuses ce qui peut engendrer des biais supplémentaires.

Également, le réchauffement climatique impacte la température de la mer (SST). Bony and Dufresne (2005), en intercomparant les résultats de 15 modèles face à une perturbation de la SST tropicale, démontrent que les modèles divergent quant à la réponse des cumulus dans les régions où les grandes subsidences surviennent.

Ces résultats démontrent qu'une augmentation des résolutions et des paramétrisations peuvent à la fois réduire les biais sur la prévision numérique du temps mais aussi diminuer les incertitudes quant à la prévision du climat et du comportement des cumulus dans un futur plus chaud.

Présentation des modèles

Les modèles de prévision numérique du temps (PNT) et de circulation générale (GCM) doivent représenter au mieux les différentes situations climatiques sur l'ensemble du globe, à l'instant présent mais surtout à venir. Le principal défi de ces modèles est l'équilibre à trouver entre les paramétrisations des processus et leur capacité opérationnelle. En effet, plus on augmente la prise en compte des phénomènes avec des résolutions de plus en plus fines dans les modèles, plus ceux-ci deviennent complexes et demandent des temps de calcul importants. A l'heure actuelle, la résolution spatiale des PNT est de l'ordre du kilomètre pour les modèles à aire limitée et 8km pour les modèles globaux suivant les deux composantes spatiales et celle des GCM est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de km sur l'horizontale et de quelques centaines de mètres sur la verticale. L'atmosphère terrestre ne peut être étudiée seule, c'est pourquoi un effort constant est fait pour intégrer dans les modèles climatiques de nouvelles composantes telles que des modèles de circulation océanique où peuvent être intégrées des variables comme la température de la mer et son profil sur la verticale, son état. Des modèles de surface continentale, de cycle hydrologique (fleuves), de chimie atmosphérique, d'aérosols sont autant de données supplémentaires qui viennent affiner les résultats.

Ces modèles se basent sur les équations de mouvement de Navier-Stokes, appliquées à une sphère en rotation, pour la partie dynamique, sur des lois de conservations (de masse, d'énergie). Avec des résolutions kilométriques, beaucoup de processus sont donc caractérisés comme sous-maille, c'est-à-dire que leur résolution spatiale est beaucoup plus petite que celle utilisée dans le modèle. Sachant la taille des cumulus, il est donc important de savoir paramétriser la convection nuageuse et tout ce qui en est relié : la microphysique nuageuse, la turbulence de couche limite, le rayonnement..

Les paramétrisations liées au cumulus

Pour pouvoir représenter de manière satisfaisante une couche nuageuse de cumulus peu profonds, il est essentiel de bien caractériser les flux verticaux turbulents de chaleur, humidité et de moment ainsi que la fraction nuageuse totale et sa quantité d'eau liquide. Ces processus étant sous maille, les paramétrisations sont alors essentielles.

Paramétrisation des flux verticaux turbulents

La première paramétrisation des flux verticaux des variables thermodynamiques a été paramétrée avec la méthode de diffusion turbulente (Eddy Diffusivity). Cette méthode consiste à prédire l'évolution des variables suivant la verticale grâce notamment au gradient vertical de ces variables pondéré par un coefficient d'échange (K coefficient) de la sorte :

$$\mathrm{w}\overline{'}\psi' = -\mathrm{K}\frac{\partial \psi}{\partial \mathrm{z}} \tag{2.7}$$

où K est exprimé en $\mathrm{m}^2.\mathrm{s}^{-1}$ et est toujours positif et ψ une variable thermodynamique.

La valeur du coefficient de diffusion K n'est pas la même suivant la variable considérée. Stevens et al. (2001) étudient les flux turbulents provenant de simulations reproduisant la campagne ASTEX, flux étant diagnostiqués à chaque maille. Il leur est possible de déterminer la valeur du K pour Θ , $\mathrm{q_t}$ et les deux

composantes du vent horizontal en utilisant la formule de l'équation 2.7. Dans la couche sous nuageuse, le profil vertical de $\mathrm{K_{q_t}}$ et $\mathrm{K_u}$ suit une tendance quadratique avec un pic autours des 110-120 $\mathrm{m^2.s^{-1}}$ avant de revenir à une constante autour des 10 $\mathrm{m^2.s^{-1}}$ dans la couche sous nuageuse, en accord avec le $\mathrm{K_\vartheta}$.

Pour représenter les thermiques et le transport de chaleur et d'humidité associé, la plupart des modèles GCMs et de PNT utilisent une approche combinant une paramétrisation en eddy-diffusivity pour représenter la turbulence locale et une paramétrisation en flux de masse pour représenter le transport non-local effectué par les thermiques. Le flux de masse est calculé sur toute la partie couverte par le thermique, il devient alors pour une altitude donnée :

$$\mathrm{f} = \alpha \mathrm{w_c} \rho \tag{2.8}$$

où $\mathrm{w_c}$ représente la vitesse verticale dans l'ascendance en $\mathrm{m.s^{-1}}$, α la fraction couverte par l'ascendance et ρ la masse volumique de l'air en $\mathrm{kg.m^{-3}}$. Ce flux est exprimé en $\mathrm{kg.m^{-2}.s^{-1}}$.

Le thermique étant caractérisé par une vitesse verticale positive, l'environnement est l'élément compensatoire avec des vitesses verticales nulles ou négatives. L'approche en flux de masse consiste à approximer les flux turbulents selon :

$$\bar{\rho}\overline{\mathrm{w'}\psi} = \mathrm{f}(\psi_\mathrm{c} - \bar{\psi}) \tag{2.9}$$

Dans Siebesma et al. (2003), un travail d'inter comparaison de modèles pour le cas océanique BOMEX est effectué. Tous décrivent un flux de masse vertical décroissant dans la couche nuageuse avec un maximum à la base (0.025 $\mathrm{m.s^{-1}}$ autour de 600 mètres) . Associé à ce flux de masse vertical, ils comparent la forme paramétrisée (Equation 2.9) des flux turbulents de $\mathrm{q_t}$ et Θ_l avec ceux calculés directement et estiment que plus de 80 à 90 % des flux turbulents sont estimés dans la forme paramétrisée.

Paramétrisation des nuages

Il existe différentes manières pour pouvoir représenter les cumulus dans des modèles à mailles lâches. Pour l'approche en flux de masse, peu de changement s'opère entre un thermique et un cumulus peu profond. En effet, le nuage est seulement défini par le thermique qui le compose et la condensation qui s'y déroule n'impacte pas le modèle du thermique. Pour les modèles se basant sur les paramétrisation en K-diffusion, un schéma de nuage diagnostique peut être utilisé afin de représenter les cumulus qui se trouvent dans une couche limite convective humide. Dans ce type de schéma, l'eau liquide totale contenue dans la maille ainsi que la couverture liée au cumulus est déduite en supposant la distribution de l'eau totale (liquide plus vapeur) connue et en intégrant le spectre de la valeur de saturation jusqu'au maximum d'eau totale.

2.4.3 Les limites et intérêt d'améliorer les modèles

Si les modèles hors LES arrivent à bien représenter les fractions nuageuses des cumulus et leurs caractéristiques (base, épaisseur, distribution...), il existe souvent un biais dans les précipitations. Ces problèmes se rencontrent également dans les GCMs. En effet, pendant les périodes chaudes et humides sur les zones continentales, la convection se déclenche et provoque un cycle diurne nuageux marqué avec des précipitations dans l'après-midi (Couvreux et al. (2015)).

L'étude de (Janowiak et al., 2007) s'intéresse à ce cycle diurne et les auteurs comparent les modèles GCM à l'échelle nationale des États-Unis et du Mexique pendant la période d'été. Les résultats prouvent que les modèles surestiment la fréquence des événements pluvieux de faible intensité (1–75 mm sur un jour) pouvant correspondre à de la convection peu profonde. Un autre biais est également montré, celui du pic du cycle diurne qui est estimé 3 à 6 h plus tôt que ce qui est observé. Nombre d'études similaires tel que Lee et al. (2007) ou encore Chao (2013) démontrent ces biais pour les GCM. Les modèles régionaux, plus petit domaine et maille plus resserrée, ont également ce problème et ce quelque soit la région continentale observée (Dai et al. (1999) Pohl et al. (2014)). La convection profonde n'est pas épargnée non plus comme le montre Guichard et al. (2004) qui s'intéressent aux capacités des CRM (cloud-resolving models) et SCM (single-column models) à pouvoir représenter correctement un cycle diurne de convection profonde pendant

la période du 27 juin 1997 sur le site ARM-SGP. Ils observent que ces modèles déclenchent trop tôt la convection profonde ainsi que les précipitations.

Le problèmes d'initiation des précipitations n'est donc pas nouveau, et nombre d'études ont tenté de comprendre la raison de ces biais. Certaines études ont montré conjointement que les erreurs de représentation des précipitations dans leur cycle diurne pouvait être relié à un schéma de paramétrisation des cumulus non adapté. C'est le cas par exemple de Koo and Hong (2010) qui testent le modèle WRF (Weather Research and Forecasting) dans la région de l'Asie de l'Est en lui imposant 3 paramétrisations différentes de cumulus. Ils démontrent que suivant la paramétrisation choisie, le pic de précipitations peut être réduit de 20 % et être conforme aux observations dérivées de données satellite. Le pic dans le cycle diurne peut aussi être décalé de deux heures, rendant l'écart avec les observations inférieur à deux heures.

Dans les schémas de paramétrisation de cumulus, un point essentiel est celui du mélange. Wang et al. (2007) ont réalisé des travaux tendant à comparer un modèle de climat développé par l'IPRC (International Pacific Research Center) et des observations satellitaires de 7 ans issues de la mission TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) pour étudier l'effet des taux d'entraînement/détraînement fractionnés dans le schéma de flux de masse convectif de Tiedtke sur le cycle diurne des précipitations dans une région maritime.

Les 3 simulations reprennent des taux d'entraînement/détraînement de l'ordre de 3.10^{-4} (PEN-EN et CTRL) et 2.10^{-3} (SH-EN) pour la convection peu profonde et deux taux pour la convection profonde de 1.10^{-4} (PEN-EN et SH-EN) et 2.10^{-4} (PEN-EN). Ils reprennent en effet la formulation de Simpson (1971) qui émet l'hypothèse que ces taux fractionnés sont inversement proportionnels au rayon du nuage tel que :

$$\varepsilon = \frac{0.2}{\mathrm{R_u}} \tag{2.10}$$

où $\mathrm{R_u}$ est le rayon à la base du nuage.

Comme exposé sur la figure 2.14, ils démontrent que ces taux d'entraînement/détraînement appliqués ont un impact sur le cycle diurne des précipitations sur les terres. De plus, les observations des précipitations convectives montrent un pic autour de 16 h/17 h et un minimum autour de 9h/10h alors que ces pics se produisent une ou deux heures avant dans chaque simulation. L'amplitude aussi n'est pas bien représentée où celle ci est trop forte pour la simulation CTRL et trop faible pour la simulation PEN-EN. En comparant les courbes SH-EN et CTRL (même taux d'entraînement/détrainement pour la convection profonde), il est clairement visible que le fait de diminuer ε et δ augmente l'amplitude et la valeur des précipitations.

Le fait d'augmenter les taux d'entraînement/détraînement dans les nuages va prolonger le temps nécessaire pour obtenir des valeurs d'eau liquide potentiellement précipitables. Il est donc essentiel d'avoir une vision plus précise de ces taux de mélange suivant l'évolution du nuage et de sa structure.

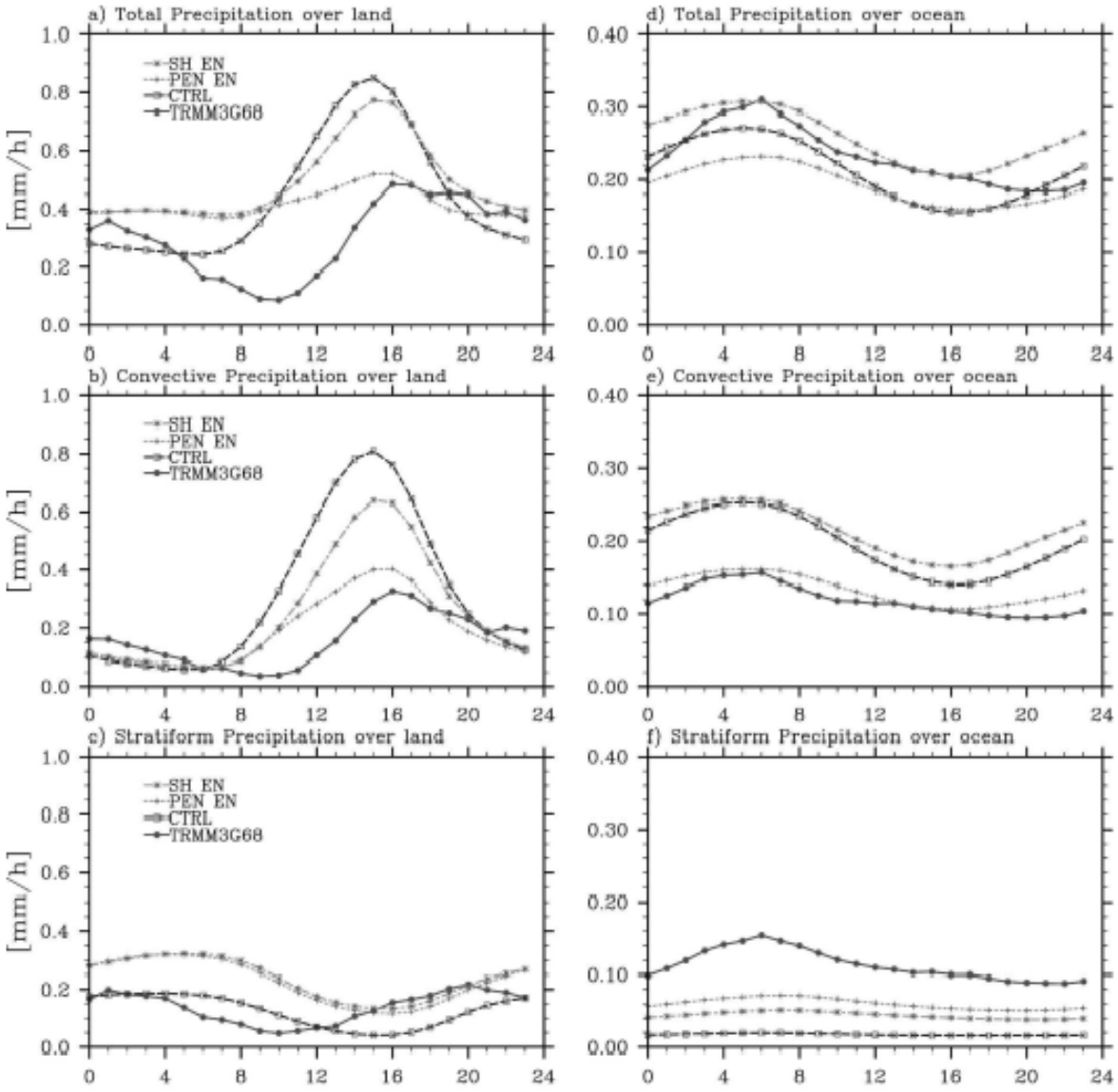


FIGURE 2.14 – Variation diurne des précipitations totales (haut), convectives (milieu) et stratiformes (bas) moyennées sur la terre (gauche) et sur la mer (droite) issus de TRMM 3G68 et des simulations.

Chapitre 3

Processus de mélange dans les cumulus



"Si tu l'as fait une fois, tu peux le faire pour le reste." Proverbe thésard MNPCA

Sommaire

3.1 Du concept d'adiabastisme à la controverse sur le mélange nuageux 36
3.1.1 Le modèle du thermique adiabatique 36
3.1.2 La vision horizontale du thermique 38
3.1.3 Les différentes visions du mélange dans les cumulus 38
3.1.4 Autres quantifications du mélange 41
3.2 Impacts des processus de mélange sur la microphysique nuageuse 42
3.2.1 De la formation de la gouttelette... 42
3.2.2 ...à la dilution du nuage 44
3.3 Définition et calcul des processus de mélange des cumulus 45
3.3.1 Définition des paramètres d'entraînement et de détrainement 45
3.3.2 Méthode de calcul des processus d'entraînement et de détrainement 46
3.4 Équation des taux de mélange dans les paramétrisations 47
3.4.1 Paramétrisation liée aux propriétés macroscopiques des cumulus 47
3.4.2 Paramétrisation liée à la thermodynamique des cumulus 48
3.5 Synthèse des travaux sur le mélange 50

Un nuage ne peut se définir qu'à partir de l'environnement qui l'entoure. En effet, il n'est pas isolé du reste de l'air de la CLA et des interactions ont lieu entre la région nuageuse et la région non-nuageuse. Les thermiques sont en théorie définis comme des systèmes isolés qui n'échangent ni ne reçoivent de la matière ou de la chaleur de l'environnement. C'est ce que l'on appelle l'adiabastime. Pour les parties nuageuses des thermiques, les cumulus, on parle de pseudo-adiabatisme puisqu'il y a absence de transfert d'énergie mais perte de masse par condensation. Si aucun processus ne vient interférer sur ces transformations, les gouttelettes nuageuses se dotent de plus en plus d'eau liquide et finissent par précipiter à l'instant où les vents verticaux ne permettent plus de contrebalancer les effets de la gravité. Cette théorie n'est cependant pas observée dans la réalité puisque du mélange entre les cellules nuageuses et l'environnement se produit.

Dans ce chapitre, nous présentons comment le mélange peut être observé puis défini , ainsi que les différents impacts sur le cycle de vie des nuages, en particulier sur la microphysique nuageuse. Ensuite, nous expliquons les méthodes pour calculer des taux de mélange. Dernièrement, un bilan est dressé sur les différentes paramétrisations qui existent pour quantifier ce mélange dans les modèles.

3.1 Du concept d'adiabastisme à la controverse sur le mélange nuageux

Cette partie consiste à synthétiser les travaux qui ont montré l'existence de mélange dans les processus convectifs avec leur environnement et également les nombreuses études qui ont testé des hypothèses sur les mécanismes mis en œuvre lors des mélanges.

3.1.1 Le modèle du thermique adiabatique

Tout d'abord, le concept qu'une particule élevée par un thermique suivrait une détente adiabatique n'est pas tout à fait vrai. Mais plaçons nous dans ce cas. En s'élevant en altitude, la température de la particule décroît (refroidissement adiabatique) et la particule peut attendre son niveau de condensation (noté LCL par la suite i.e. l'altitude à laquelle la parcelle atteint sa température de saturation, elle ne peut contenir plus de vapeur d'eau). Le surplus du contenu en eau totale par rapport au contenu à saturation se transforme en eau liquide (condensation). Tout en continuant à s'élever, le contenu en eau liquide de la particule d'air augmente puisque la température diminue, suivant alors une détente pseudo adiabatique tandis que le contenu total d'eau lui reste constant s' il n'y a pas de précipitations. Cela implique que le contenu en vapeur d'eau diminue avec l'altitude dans le nuage. Dans ce cas là, le contenu en eau liquide que l'on appellera LWC, à chaque altitude peut être défini par la formule de Korolev (1993) :

$$\mathrm{LWC(z)} = \int_{\mathrm{z_0}}^{\mathrm{z}} \beta_{\mathrm{ad}}(\mathrm{z})\mathrm{dz} \tag{3.1}$$

où $\mathrm{z_0}$ est l'altitude du LCL et β_{ad} est le gradient vertical adiabatique défini par Khrgian (1978) comme :

$$\beta_{\mathrm{ad}} = \mathrm{q}\left(\frac{\mathrm{LR_m}}{\mathrm{C_p R_v T}} - 1\right) \frac{1}{\frac{\mathrm{R_v TP}}{\mathrm{E_s}} + \frac{\mathrm{L^2 R_m}}{\mathrm{C_p R_v T}}} \tag{3.2}$$

Si le cumulus était composé de particules d'air ayant toutes suivies une transformation adiabatique saturée, le LWC devrait être constant sur l'horizontale et augmenter avec l'altitude suivant le gradient défini juste au-dessus. Dans l'étude de Brenguier (1991), l'augmentation de LWC juste après le niveau de condensation est considérée comme linéaire avec l'altitude mais seulement pour des couches nuageuses n'excédant quelques centaines de mètres. β_{ad} est alors une constante égale à 2.2. Cette approximation n'affecte pas la détermination pour les nuages stratifiés comme les stratus (concernant qu'une faible épaisseur verticale) mais à l'inverse, peut avoir des conséquence sur les systèmes convectifs profonds de plusieurs kilomètres d'épaisseur. Les cumulus se trouvant dans la zone intermédiaire, notre calcul de LWC fera intervenir la forme non-approximative du β_{ad} .

Dans la réalité, le contenu en eau liquide ne suit pas cette distribution et présente de très grande disparité spatiale et temporelle comme montré sur la figure 3.1. La courbe en pointillé représente les valeurs attendues de LWC en suivant une hypothèse adiabatique. Deux informations nous sont données. Tout d'abord, il y a présence d'eau liquide en dessous du LCL calculé vers 600 mètres, ce qui suppose que des particules d'air ont condensé avant d'arriver à ce niveau. La deuxième information est la bonne corrélation dans les 200 premiers mètres au-dessus du LCL entre mesures et estimations adiabatiques et l'éloignement de la référence adiabatique au-delà de ces 200m au fur et à mesure de la montée dans le nuage. Cela suggère que le nuage n'est plus composé uniquement de particules provenant seulement de la base et s'élevant adiabatiquement mais qu'est intervenu un mélange avec l'environnement.

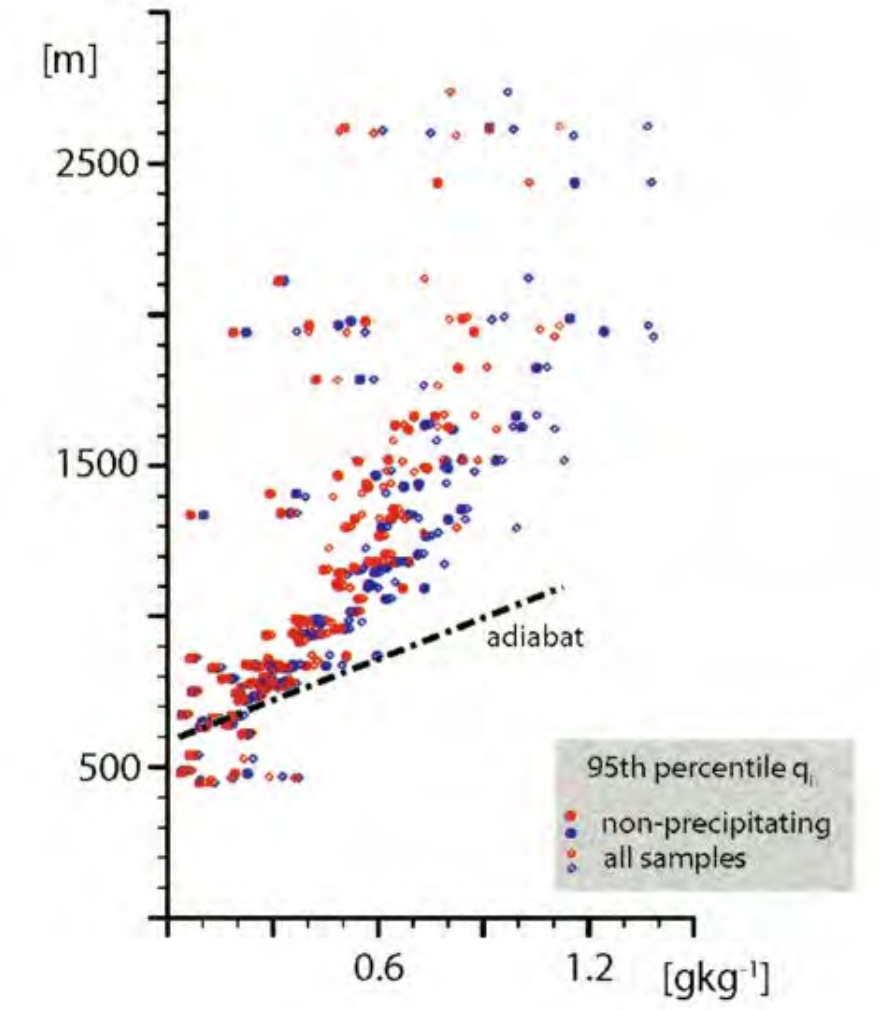


FIGURE 3.1 – Contenu en eau liquide suivant la verticale pour des cas précipitants (petits cercles) et tous les cas (grands cercles). La ligne en pointillé correspond à la valeur du LWC adiabatique. Issu de Rauber et al. (2007)

Cette observation d'un contenu en eau liquide s'éloignant de l'hypothèse adiabatique n'est pas nouvelle. Squires (1958) décrit que le ratio entre l'eau liquide mesurée et l'eau liquide attendue diminue avec l'altitude, ce qui témoigne d'un éloignement de la valeur adiabatique. Cependant, il n'exclut pas que des parcelles nuageuses voient leur LWC égal à celui prévu par la détente adiabatique. Cette décroissance verticale fut également décrite dans Raga et al. (1990). Barnes et al. (1996), pour la première fois, échantillonnent 12 nuages grâce à deux avions, des King Airs, volant à deux altitudes différentes pendant la campagne CaPE.

Les avions opèrent plusieurs aller-retours dans les nuages, en prenant soin de passer par le cœur du nuage. L'intérêt de ces vols est la position GPS de chaque avion, étant la même aux deux altitudes, et se déplaçant au gré de l'advection. Leur séparation verticale varie de 600 m (3 vols), 700 m (1 vol), 900 m (2 vols), 1000 m (3 vols), 1600 m (1 vol) à 3700 m (1 vol). Ils supposent que la section du nuage échantillonné est un cercle et intègrent les mesures sur l'aire de ce cercle pour les deux altitudes. Il se focalise sur un jour en particulier et observe qu'à 2.9 km d'altitude (soit le sommet de ce nuage), le LWC observé est approximativement 0.6 fois moins important que la valeur attendue si les particules d'air avaient suivi une condensation adiabatique lors des deux premiers passage dans ce nuage, confirmant la vision de Squires (1958). Warner and Mason (1975) estime que le gradient vertical de LWC dépend avant tout du stade de vie du nuage, de son intensité ou encore de son environnement ainsi que la manière dont est échantillonné le nuage.

3.1.2 La vision horizontale du thermique

Cette décroissance de LWC sur la verticale s'accompagne aussi de variations sur l'horizontale dans les cumulus. Squires (1958) est donc un des premiers à décrire aussi des fluctuations brutales d'eau liquide dans les nuages, en particulier dans l'enveloppe du nuage, défini au préalable. Vingt ans après, l'étude de Heymsfield et al. (1978) montre qu'il existe dans certains cumulus des zones nuageuses larges de plus de 500 mètres non diluées, où le LWC est proche de l'adiabatique. L'image donc d'un cumulus avec une frontière distincte s'éloigne alors de plus en plus, avec une enveloppe qui est le siège de mouvements d'échange. En effet, il existe des interactions dynamiques entre le nuage et l'environnement appelés processus de mélange. De l'air environnant peut pénétrer dans le nuage, on l'appellera **air entraîné** dans le nuage et à l'inverse, de l'air nuageux peut sortir du nuage pour se diluer dans l'environnement que l'on appellera **air détraîné**. Ces processus ont un rôle majeur pour le nuage car ils affectent la masse du nuage, et de ce fait toute sa partie thermodynamique et microphysique. L'entraînement, processus résultant de l'air entraîné, a pour effet d'amener de l'air plus sec ($\mathrm{qt_cloud} < \mathrm{qt_env}$) provoquant alors une baisse de la saturation dans le nuage. Cela a pour effet de faire baisser le LWC.

3.1.3 Les différentes visions du mélange dans les cumulus

Stommel (1947) pour la première fois, propose la vision qu'un nuage entraîne de l'air environnant. Il se sert de sondages dans des cumulus au large de San Juan pour démontrer qu'un nuage convectif entraîne deux fois plus d'air qu'il n'en provient de sa base. Pour cela, il regarde l'évolution du flux de masse à différents étages de pression dans les nuages ainsi que le contenu en eau liquide et fait l'hypothèse que les variations sont dues à de l'air extérieur entraîné.

Les variables conservées lors de transformations adiabatiques, comme la Θ_l ou $\mathrm{q_t}$, servent à savoir comment, à une altitude donnée dans le nuage, les masses d'air se sont mélangées. En effet, si aucun mélange avec l'environnement n'intervient, les valeurs ne sont pas modifiées . Paluch (1979) a étudié des cumulus dans le Colorado durant la campagne NHRE (National Hail Research Experiment). Il trace le contenu en eau total (noté Q sur la figure 3.2) en fonction de la température potentielle équivalente humide (noté Θ_q), expression modifiée de Θ_l où il remplace $\mathrm{C_p}$ par $\mathrm{C_p} + \mathrm{C_w Q}$ et où $\mathrm{C_w}$ est la capacité calorifique de l'eau liquide, d'une traversée horizontale dans un nuage et de l'environnement. Les points, qui représentent une acquisition tous les 45 mètres, se situent tous sur une ligne appelée "ligne de mélange".

Dans l'exemple montré sur la Figure 3.2, il en déduit que l'air situé à un certain niveau dans le nuage (ici 5.2 km) résulte d'un mélange entre de l'air provenant directement de la base du nuage (1.5 km) ayant suivi une montée adiabatique et de l'air situé au dessus du nuage (8 km). La structure d'un cumulus étant composée d'un coeur et d'une enveloppe, l'air au dessus du cumulus a été entraîné par les subsidences autour du nuage pour être mélangé au niveau considéré.Sur la courbe de mélange, les points les plus proches de 1.5 km sont donc les particules d'air les moins diluées et ceux plus proches de la courbe d'état à 8 km sont celles les plus diluées par le mélange. La position des ronds sur la ligne donne la proportion de chaque masse d'air grâce à une pondération des masses du type :

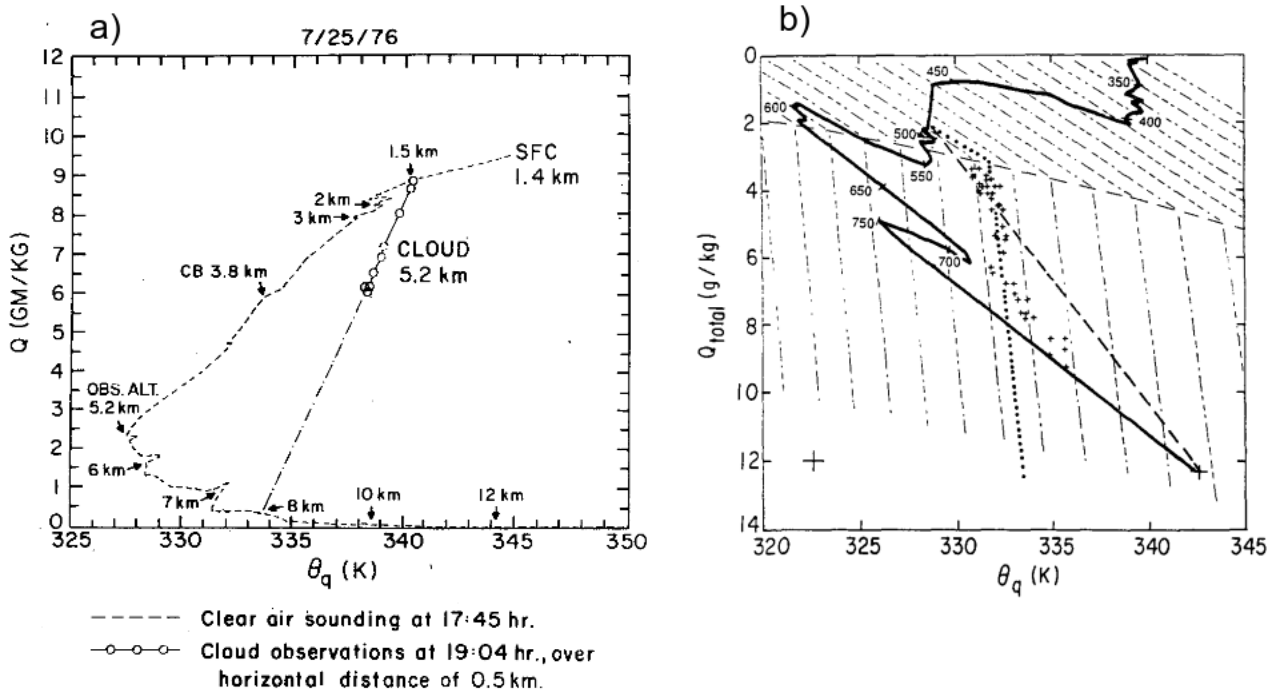


FIGURE 3.2 – a) Contenu en eau total en fonction de la température potentielle équivalente humide. La ligne en pointillé est un sondage réalisé à 17h45 LT, les cercles sont les données dans le nuage à 5.2 km d'altitude superposés sur une ligne pointillée plus large. Issu de (Paluch, 1979). b) Même diagramme que a) mais la ligne en pointillé représente la flottabilité nulle. Issu de (Taylor and Baker, 1991).

$$\psi_z = \alpha\psi_{z_{inf}} + (1-\alpha)\psi_{z_{sup}} \tag{3.3}$$

où ψ représente la variable conservée (q_t ou Θ_q) et les indices, l'altitude de cette variable (z=5.2 km, z_{inf}=1.5 km et z_{sup}=8km) et α la proportion de chaque variable.

La première vision soutenait donc que les processus de mélange avaient lieu seulement au sommet du nuage et au fur et à mesure que celui-ci s'élevait verticalement, également soutenu par (Jensen et al., 1985) sur la partie microphysique. En effet, nous avons vu que la forme du nuage, surtout son extension verticale, de par son cycle de vie, était modifiée.

Mais d'autres études sont venues complexifier cette vision. En effet, quelques années plus tard, Taylor and Baker (1991) reprennent le même diagramme que Paluch en y intégrant une ligne où la flottabilité pour un Θ_l ou r_t donné sera égale à celle de l'environnement (flottabilité nulle). Ils y retranscrivent des données de traversées de nuages durant la campagne CCOPE de 1981 (Cooperative Convective Precipitation Experiment) et remarquent que ces points sont plus ou moins proches de cette ligne de flottabilité nulle comme remarqué sur la Figure 3.2,b. Cela suppose donc qu'une particule, après avoir changé de caractéristiques thermodynamiques lors d'un mélange, est emmenée à son niveau de flottabilité neutre dans le nuage. Ils considèrent donc que le nuage entraîne de l'air au sommet mais aussi latéralement, et qu'il détraine sur tous ses bords (en accord avec une étude antérieure de Bretherton and Smolarkiewicz (1989)). Plus récemment, certains soutiennent que l'entraînement et le détrainement s'effectuent à tous les niveaux du nuage, quelle que soit leur phase de vie. Gerber et al. (2008), en étudiant les données de 27 cumulus provenant d'un vol de l'avion NCAR C-130 pendant la campagne RICO, estiment que seulement 20% de l'air provenant de la base du nuage arrive à monter jusqu'au sommet de celui-ci. Cela implique donc qu'au sommet du nuage,

l'air nuageux est composé à 80% d'air provenant de l'environnement.
La même année, Heus et al. (2008) caractérisent le mélange dans des cumulus en utilisant des simulations LES reproduisant un cas d'étude de la campagne BOMEX. Pour étudier les processus de mélange, ils optent pour deux méthodes : la première reproduit le diagramme de Paluch et la deuxième réalise un suivi lagrangien des particules d'air durant la simulation. S'ils retrouvent bien la courbe de mélange décrite par Paluch avec la première méthode, ils n'en déduisent pas pour autant que le mélange se situe exclusivement au sommet du nuage. Avec le suivi lagrangien, ils arrivent à connaître l'altitude d'entrée de la particule d'air quand celle-ci est observée un peu plus tard dans le cumulus mais également l'altitude où les particules sont détrainées du nuage. Leurs résultats sont répertoriés dans la figure 3.3.

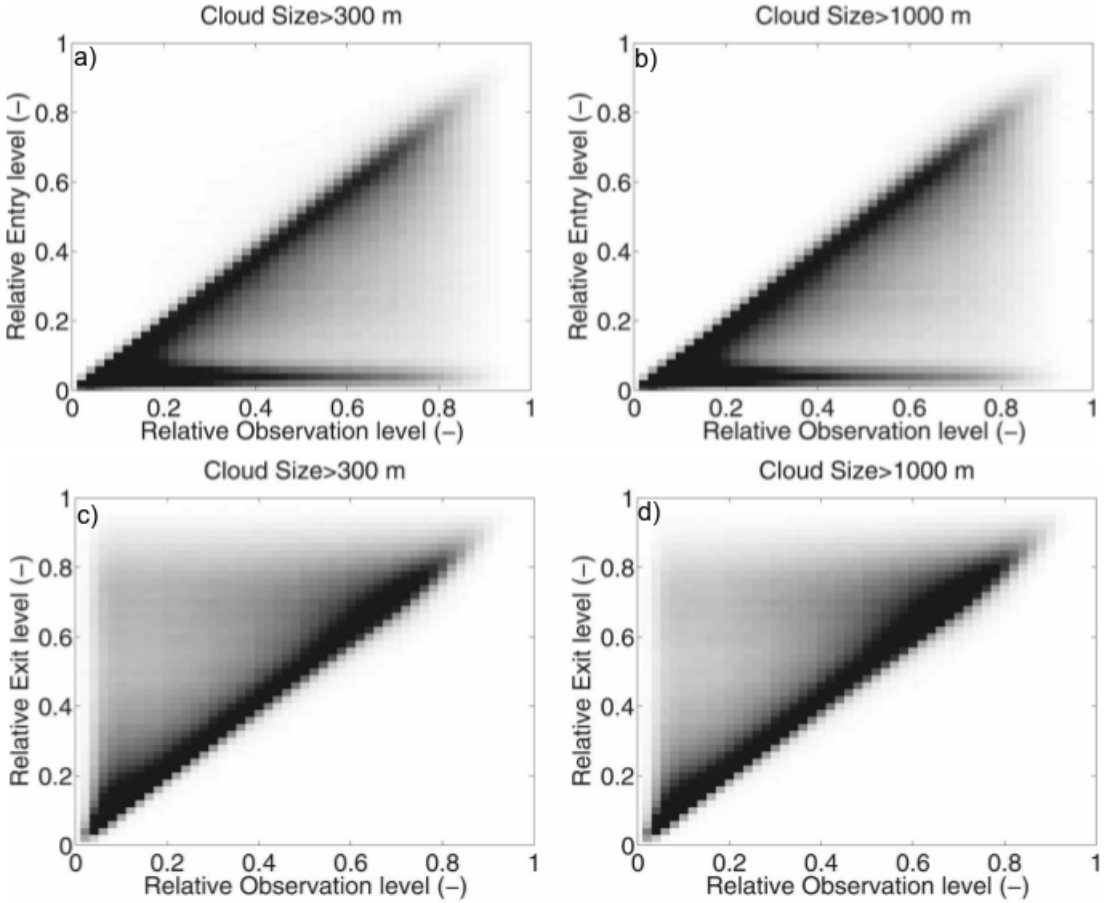


FIGURE 3.3 – Altitude relative d'observation des particules en fonction de leur altitude relative d'entrée/sortie pour des nuages inférieur à 1000 m (a/c) et supérieur à 1000 m (b/d). L'altitude 0 correspond à la base des nuages et 1 au sommet. Issu de Heus et al. (2008).

Ils en déduisent avec ces distributions que l'entraînement d'air (Figure 3.3, a-b) est majoritairement dû à du mélange latéral (ligne diagonale). En effet, quand une particule d'air rentre dans le nuage à une altitude, celle-ci est observée à la même altitude quelques temps après. La ligne horizontale vers y=0 prouve que des particules entrant par la base du nuage arrivent à progresser jusqu'au sommet du nuage mais en proportion de plus en plus faible durant la montée. Ce diagramme contredit la version d'un mélange au sommet du nuage puisqu'il n'y a pas d'équivalent ligne horizontale vers y=1 sur la Figure 3.3,a-b.

Pour la partie détrainement représentée sur Figure 3.3, c-d, celui-ci est aussi majoritairement latéral mais peut aussi s'opérer au-dessus du niveau d'observation des particules.

3.1.4 Autres quantifications du mélange

Le mélange peut également se traduire par d'autres mesures que celles issues de variables conservatives. Comme nous l'avons mentionné précédemment, tout écartement du LWC vis à vis de sa valeur de référence qu'est l'adiabatique traduit une dilution liée au mélange.

Burnet and Brenguier (2010) ont étudié 3 nuages convectifs observés durant la campagne SCMS. Ils combinent données avions et données d'un radar au sol. Sur les 3 traversées de nuage montrées sur la figure 3.4, ils comparent les valeurs de LWC collectées par le Fast-FSSP aux valeurs théoriques adiabatiques.(Figure 3.4.a). Deux informations importantes sortent de ces traversées. Plus l'avion monte dans le nuage, plus la différence entre les mesures et l'hypothèse d'un LWC adiabatique augmente ce qui traduit que le mélange affecte le nuage à tous les niveaux et à tous les temps, notamment lors du développement vertical. Mais il aura fallu presque 6 minutes pour le nuage B et 13 minutes pour le nuage C pour effectuer la montée, temps où le nuage a fortement évolué ce qui rend compliqué la comparaison entre les valeurs. En effet, il y a aussi la dimension temporelle. Par exemple, les instants de mesure B1,B2 et B3 sont tous situés à la même altitude (2300m) mais sont espacés de 4 minutes, temps à laquelle le LWC à ce niveau passe de 1.8 à 1 $\mathrm{g.m^{-3}}$.

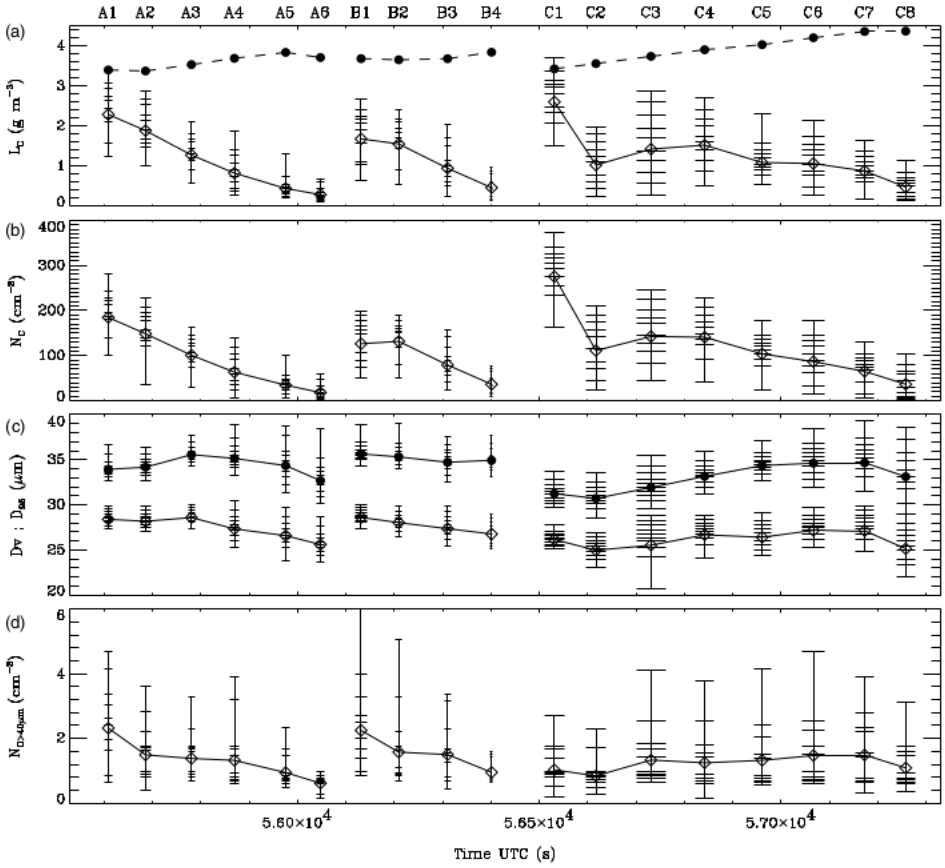


FIGURE 3.4 – (a) LWC dans les nuages traversés (losanges) et la référence adiabatique (ronds noirs), (b) concentration du nombre de gouttelettes, (c) diamètre du volume moyen de ces gouttelettes et leur 95 % percentile (ronds noirs), (d) concentration du nombre de gouttelettes avec un diamètre compris entre 40 et 44 µm en fonction du temps. Issu de (Burnet and Brenguier, 2010).

Hoffmann et al. (2014) étudient des vols avions de la campagne CARRIBA et des vols virtuels dans des simulations LES (utilisant le cas BOMEX). Ils caractérisent les processus de mélange dans les nuages en

comparant le profil vertical de LWC dans les cumulus avec celui du LWC adiabatique. Ils calculent aussi pour chaque nuage (430 nuages pour CARRIBA et 237 pour BOMEX) les fluctuations pour chaque nuage de LWC ($q_l^{'}$=σ_{q_l} où σ_l est la variance) et de la température ($T^{'}$=σ_T) et les corrèlent entre elles. En partant de la formule de Θ_l dans une transformation adiabatique ($\Theta_l^{'}$=0) , ils déduisent que $T^{'}$ dépend de $q_l^{'}$ suivant :

$$T^{'} = \pi \frac{L}{C_p} q_l^{'} = A q_l^{'} \qquad ; \qquad \pi = (\frac{p_0}{p})^{\frac{R}{C_p}} \tag{3.4}$$

Ils trouvent un coefficient A de 2370K pour la référence adiabatique alors que les régressions linéaires des nuages pour CARRIBA et BOMEX donnent respectivement un coefficient de 1443 ± 40K et 1276 ± 60K. Ils attribuent ce coefficient plus bas au mélange qui a lieu à l'interface entre les nuages et l'environnement. Le mélange, en faisant pénétrer de l'air environnant presque saturé mais sans eau liquide, fait varier le contenu en eau liquide nuageuse mais sans qu'il y ait de libération de chaleur latente (ou très peu) ce qui diminue les fluctuations de T.

Norgren et al. (2016) quantifie l'entraînement et le détraînement par une méthode différente. Ils décomposent la masse du nuage M_c à chaque instant comme la somme d'une masse provenant du sol emmené adiabatiquement à la base du nuage M_a et d'une masse entraînée provenant de l'environnement M_o et la soustraction d'une masse détrainée du nuage M_d

$$M_c = M_a + M_o - M_d \tag{3.5}$$

En utilisant cette équation ainsi que deux autres où ils multiplient chaque terme par des variables conservatives que sont l'énergie statique humide et l'humidité spécifique totale, ils arrivent à calculer le pourcentage de chaque masse d'air composant le nuage à différentes altitudes. Ils supposent que l'air entraîné est dirigé latéralement au nuage, à la même altitude suivant les résultats de Rooy et al. (2013) qui estiment que l'entraînement latéral est prédominant sur le basal ou sommital. Pour les 176 petits cumulus non-précipitants étudiées durant la campagne GoMACCS, ils en déduisent que les nuages sont composés en moyenne de 60 % d'air provenant de la couche sous-nuageuse (M_a) dans les premiers étages des cumulus mais que ce ratio diminue en suivant l'altitude des cumulus, pour tomber en moyenne à 45 % d'air provenant de la base du cumulus au sommet des nuages. Cela signifie que le mélange qui s'est déroulé à tous les étages des nuages a dilué à 55 % les cumulus par un mélange qu'ils jugent latéral M_e. L'air détrainé ne représente que quelques pourcents de la masse du nuage. Ils concluent aussi à un deuxième résultat : la fraction massique d'air entraîné et détrainé augmente avec l'altitude. Cette variation de composition vient de deux facteurs principalement : le moment où le nuage est échantillonné (développement vertical versus dissipation) ainsi que l'altitude d'échantillonnage.

3.2 Impacts des processus de mélange sur la microphysique nuageuse

Il n'est pas rare de trouver des précipitations pluvieuses en fin de cycle de vie des cumulus. En effet, les précipitations pluvieuses font suite à de la sédimentation qui se produit à l'intérieur du nuage. La sédimentation traduit la chute des gouttelettes à l'intérieur du nuage, qui par collision entres d'autres gouttelettes et coalescence (condensation du restant de vapeur d'eau sur la gouttelette) vont continuer à voir leur diamètre augmenter jusqu'à former une goutte de pluie, d'un diamètre supérieur à quelques centaines de μm. Le début des précipitations dépend alors de la taille des gouttelettes dans les cumulus puisque si la taille devient critique, les vents verticaux ascendants ne suffisent plus à faire progresser les gouttelettes dans le nuage et à compenser la gravité.

3.2.1 De la formation de la gouttelette...

A la base de toute gouttelette, il y a des aérosols. Ceux-ci servent de support à la nucléation de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère. Leur capacité à jouer le rôle de noyau de condensation (CNN pour

Cloud Condensation Nuclei) pour la formation de gouttelettes est nommée **hygroscopicité**. Plus l'hygroscopicité d'un aérosol est forte, plus il y a de chance que celui-ci devienne une future gouttelette. On relie cette hygroscopicité avec un paramètre, K, défini par (Petters and Kreidenweis, 2007). Les aérosols sont de natures variées et leur K est dépendant de leurs propriétés morphologiques, chimiques ainsi que de leur concentration dans un milieu (Roberts (2009)).

Plus les aérosols possèdent un diamètre important, plus leur capacité à devenir des CNN est élevée. Cela est relié à une tension de surface pour l'eau qui sera plus faible si la surface est grande. Également, Schwarznboeck et al. (2001) estiment que les composés d'aérosols de grandes tailles seront le siège de formations de gouttelettes de plus grandes tailles. Au niveau de la composition chimique, diverses études ont montré que les aérosols composés de sel marins (NaCl) ainsi que de sulfate et nitrate sont des CCN privilégiés (Roberts et al. (2001)). A l'inverse, les aérosols de poussières (désert, volcanique) ou encore ceux composés de Black Carbon (atomes de carbones résultant d'une combustion incomplète, feux de biomasse) sont peu enclins à devenir des CCN. Le projet DACCIWA (Dynamics-aerosol-chemistry-cloud interactions in West Africa, Flamant et al. (2018)), par diverses études par observations et simulations, s'est focalisé sur les interactions aérosol-microphysique des nuages. Outre les propriétés radiatives des aérosols dans le Golfe de Guinée (Denjean et al. (2020) exposées en Annexe 9.3.1), il a été montré qu'un environnement pollué, caractérisé par des concentrations fortes en aérosols mais peu hygroscopique, n'affectait pas le nombre de gouttelettes formées dans un potentiel nuage de couche limite (Maury et al. (2018)).

Également, une forte concentration d'aérosols, potentiellement CCN, fera baisser la sursaturation (SS) de l'air car chaque aérosol prend une infime quantité de vapeur d'eau ce qui ne permettra pas à l'aérosol de passer du stade solide à des gouttelettes. La sursaturation a pour formule :

$$\mathrm{SS} = \frac{\mathrm{q_v}}{\mathrm{q_{vs}(T)}} - 1 \tag{3.6}$$

où $\mathrm{q_v}$ est l'humidité spécifique du milieu et $\mathrm{q_{vs}}$ l'humidité spécifique à saturation qui dépend de la température du milieu.

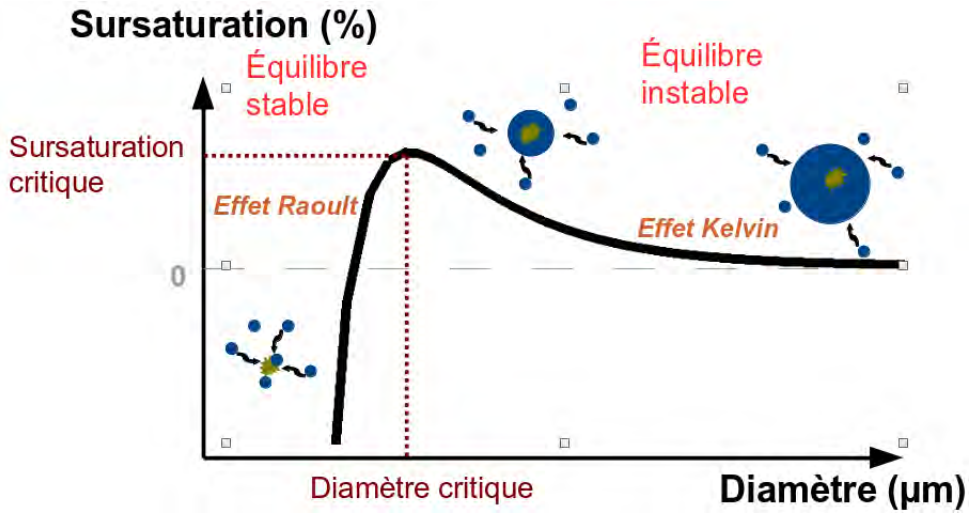


FIGURE 3.5 – Schéma de l'évolution de la sursaturation en vapeur d'eau à la surface d'une particule aqueuse en fonction du diamètre de la particule. Issu de Mazoyer (2016)

Lorsque l'aérosol est en contact avec de l'air saturé, c'est-à-dire une humidité relative égale à 100% et une sursaturation excédant les 0 %, généralement autour des 0.05%, des changements vont s'opérer. On appelle ça la théorie de Kohler ((Köhler, 1936)). Deux processus distincts se déroulent alors. Premièrement, l'Effet Raoult décrit le processus où l'aérosol emmagasine de la vapeur d'eau et devient un aérosol hydraté.

L'aérosol continue de grossir puis si la sursaturation atteint la sursaturation critique, l'eau devient liquide autour de l'aérosol et la gouttelette se forme, appelé effet Kelvin. Si la gouttelette possède un diamètre inférieur à un diamètre critique, celle-ci se trouve dans un équilibre stable. Cependant, si ce diamètre critique est dépassé, alors n'importe quelle baisse de sursaturation ambiante provoque l'évaporation de la gouttelettes. Si la gouttelette nouvellement formée se situe dans une parcelle nuageuse adiabatique, elle va continuer à voir son rayon augmenter en captant la vapeur d'eau située près d'elle suivant l'équation simplifiée suivante :

$$\frac{\mathrm{D}^2}{\mathrm{dt}} = \mathrm{fct}(\mathrm{T},\mathrm{P}) \times \mathrm{SS} \tag{3.7}$$

où D est le diamètre de la gouttelette, fct(T,P) une fonction dépendante de la température et de la pression (généralement de l'ordre de $4.10^{-10}\mathrm{m}^2.\mathrm{s}^{-1}$ pour les nuages convectifs chauds) et SS définit la sursaturation.

Dans les processus convectifs tels que les cumulus, des vents ascendants font progresser les gouttelettes vers le sommet du nuage. Si ces vents s'estompent, les particules d'eau nuageuse voient alors leur force de gravité plus importante que les mouvements d'air verticaux. Elles commencent alors à chuter et ce processus est appelé sédimentation. Il n'y a pas de taille critique pour activer la sédimentation mais plus les gouttelettes sont lourdes (i.e plus grosses), plus leur chance de sédimenter est grande. Il y a donc compétition entre les gouttelettes continuant leur ascension et leur grossissement et les autres qui sédimentent dans le nuage. Il peut donc arriver que celles-ci se rencontrent et entrent en collision. Cette collision peut amener à ne former qu'une seule goutte qui aura un volume plus important et tension de surface plus faible. Cela amène donc à former un hydrométéore précipitant mais la frontière entre sédimentation et précipitation, pluvieuse pour le cas des cumulus, n'est aussi pas trivial. Tout dépend de la taille des hydrométéores et des mouvements convectifs.

Tout ce passage décrit précédemment ne tient pas compte du mélange qui se produit dans le nuage. Or, celui-ci impacte directement ces gouttelettes nuageuses. L'air plus sec entrant dans le nuage va changer le spectre granulométrique des gouttelettes.

3.2.2 ...à la dilution du nuage

Les gouttelettes dans leur ensemble vont former la quantité d'eau liquide (LWC) précédemment défini en intégrant tous les volumes des gouttelettes de tailles différentes tel que :

$$\mathrm{LWC} = \int_{\mathrm{Rmin}}^{\mathrm{Rmax}} \rho_{\mathrm{w}} \frac{4}{3} \pi \mathrm{r}^3 \mathrm{n}(\mathrm{r}) \mathrm{dr} \tag{3.8}$$

Dans le cas précédent, on estimait un nuage qui suivait un processus purement adiabatique. Si la taille des particules augmente en fonction de l'altitude, le LWC aussi en suivant la loi défini dans l'équation 3.1.

Or, l'air entraîné par le mélange va modifier la structure des gouttelettes dans le nuage et de facto, la distribution de LWC dans tous les étages du nuage.

Deux modèles conceptuels caractérisant l'impact de l'air entraîné sur le spectre de gouttelettes ont vu le jour : le mélange homogène et le mélange inhomogène. Tout d'abord, en microphysique nuageuse, on définit deux temps caractéristiques. τ_{d}, défini par l'équation 3.9, est le temps nécessaire pour qu'une gouttelette s'évapore dans un milieu sous-saturé et τ_{T}, défini par l'équation 3.10, est le temps nécessaire pour une complète homogénéisation d'un nuage de taille L (Baker et al. (1984)).

$$\tau_{\mathrm{d}} = \frac{-\mathrm{D}^2}{\mathrm{AS}} \tag{3.9}$$

$$\tau_{\mathrm{T}} = \frac{\mathrm{L}^2}{\mathrm{e}} \tag{3.10}$$

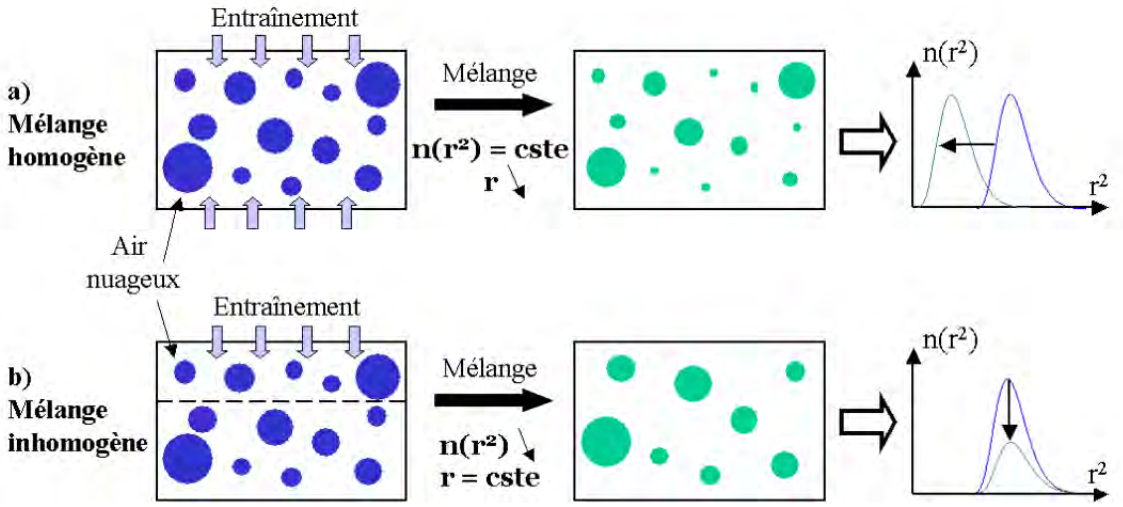


FIGURE 3.6 – Schéma représentant le nombre et la taille des gouttelettes subissant un mélange a) homogène et b) inhomogène. Issu de Geoffroy (2007)

Le mélange homogène suppose que le temps nécessaire à l'air entraîné pour faire évaporer des gouttelettes est supérieur à celui d'une totale redistribution dans le nuage ($\tau_d \gg \tau_T$). Il y a donc évaporation dans tout le nuage, le nombre de gouttelettes présentes dans le nuage ne change pas mais leur taille diminue (impactant donc la formation de précipitation) comme montré sur la Figure 3.6. Des études antérieures ont validé ce concept (Hill and Choularton (1985) ; Bower and Choularton (1988)).

A l'inverse, le mélange inhomogène correspond à un $\tau_d \ll \tau_T$. Seules les gouttelettes affectées par l'intrusion d'air sont évaporées. Le rayon moyen de l'ensemble de la population ne change pas mais le nombre de gouttelettes diminue. C'est ce qu'ont mis en évidence Burnet and Brenguier (2007) en traçant le nombre de gouttelettes échantillonnées durant les traversées de cumulus dans SCMS par rapport à celui attendu par la relation adiabatique. Ils en déduisent qu'une majorité des gouttelettes possède un rayon entre 0.8 et 1 celui attendu alors que la concentration est plus basse, entre 0.6 et 0.8 tel que montré sur la Figure 3.7. La même observation est faite quelques années plus tard sur les rayons et le nombre de gouttelettes pour les cumulus échantillonnés dans Burnet and Brenguier (2010) où pour la même altitude, celle-ci passe de 140 à 100 $\mathrm{gouttelettes.m^{-3}}$ alors que le diamètre reste plus ou moins constant comme le montre la Figure 3.7,b,c

Dans une étude plus récente, Freud et al. (2011) estime que les gouttelettes sont totalement évaporées là où l'entraînement se produit mais que cet impact diminue avec l'altitude et que les diamètres des gouttelettes échantillonnées reste proche de celle de l'adiabatique, confirmant l'aspect inhomogène du mélange.

Seulement, si on regarde sur une section horizontale donnée, le total de LWC sera le même, quelques soient les types de mélange mis en jeu puisque les deux affectent l'équation 3.8 , l'un sur la taille de l'intégrale, l'autre sur le n(r).

3.3 Définition et calcul des processus de mélange des cumulus

3.3.1 Définition des paramètres d'entraînement et de détrainement

Si on part de l'équation de conservation de la masse dans le nuage tel que :

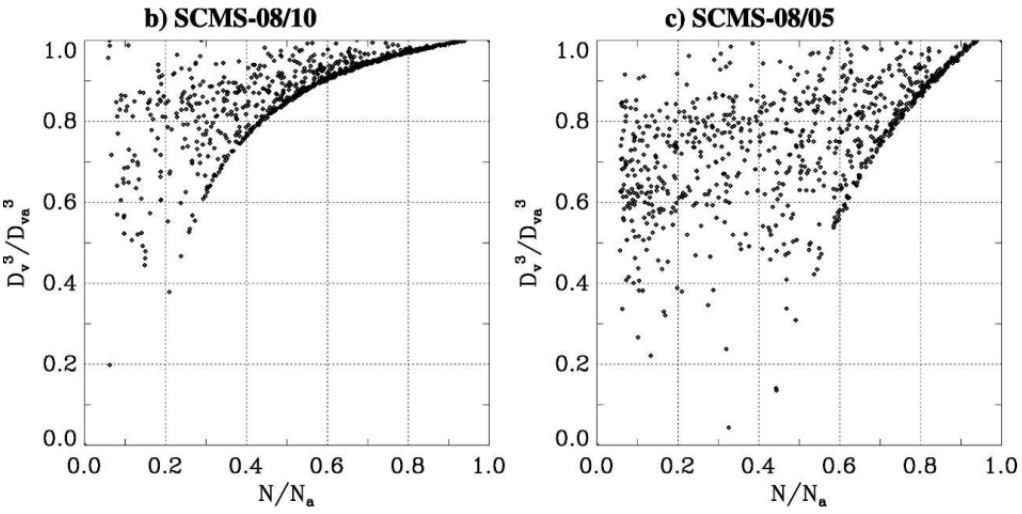


FIGURE 3.7 – Diagramme du ratio volume échantillonné des gouttelettes/volume adiabatique par rapport aux nombre de gouttelettes échantillonnées sur celui attendu par l'adiabatisme. Issu de Burnet and Brenguier (2007)

$$\frac{\partial \mathrm{A_c}}{\partial \mathrm{t}} = \frac{\partial \mathrm{f}}{\partial \mathrm{z}} + \mathrm{E} - \mathrm{D} \tag{3.11}$$

où E et D représente l'entraînement ainsi que le détraînement et sont exprimés en $\mathrm{kg.m^{-3}.s^{-1}}$

et que l'on se place en stationnaire, on a alors une dépendance du flux de masse vertical avec les processus de mélange entre nuage et extérieur :

$$\frac{\partial \mathrm{f}}{\partial \mathrm{z}} = \mathrm{E} - \mathrm{D} \tag{3.12}$$

Ces taux de mélange sont normalisés par le flux de masse vertical pour obtenir les taux d'entraînement et de détraînement fractionnés tels que $\varepsilon = \mathrm{E}/\mathrm{f}$ et $\delta = \mathrm{D}/\mathrm{f}$.

3.3.2 Méthode de calcul des processus d'entraînement et de détrainement

Pour calculer ces processus d'entraînement et de détrainement, la méthode la plus commune est de caractériser l'ensemble des thermiques (et donc des cumulus) par un seul et même thermique/cumulus en moyennant leur propriétés thermodynamiques. On appelle cela la méthode "Bulk". Dans le même esprit, cette méthode peut être appliquée à un seul cumulus. Dans un autre temps, il est possible de regarder pour chaque nuage individuel les flux aux frontières des nuages, méthode que l'on définit comme "directe".

Méthode "bulk"

Dans les schémas de flux de masse, les variables conservées ψ telles que $\mathrm{q_t}$, Θ_l ou l'énergie statique humide $\mathrm{e_h}$, sont transportées dans les nuages et satisfont l'équation :

$$\frac{\delta \mathrm{f} \psi_\mathrm{c}}{\delta \mathrm{z}} = \mathrm{E}\psi_\mathrm{e} - \mathrm{D}\psi_\mathrm{c} \tag{3.13}$$

et grâce à l'équation 3.12, on peut exprimer le taux d'entraînement fractionné comme :

$$\varepsilon = \frac{1}{(\psi_\mathrm{e} - \psi_\mathrm{c})} \frac{\delta \psi_\mathrm{c}}{\delta \mathrm{z}} \tag{3.14}$$

Cela implique que les propriétés observées dans le nuage ne sont impactées que par l'entraînement d'air non-nuageux. En effet, un ε fort implique forcément une variation verticale forte de la variable conservée ou d'un gradient horizontal fort. Le détrainement fractionné, quant à lui, dépend donc de la variation verticale du flux de masse et de l'entraînement. Il n'impacte en rien les propriétés thermodynamiques du nuage, seulement la surface couverte par le thermique.

Méthode directe

Contrairement à la méthode bulk, la méthode directe ne se base pas sur une moyenne à une altitude donnée de variables thermodynamiques nuageuses. Cette méthode consiste à calculer les échanges de masse à la frontière d'un nuage, cette frontière dépendant des critères choisis pour la définir. Pour cela, il faut donc caractériser les flux entrants et sortants, latéraux ou verticaux suivant l'inclinaison de la frontière nuageuse. Cette méthode permet d'avoir une distribution verticale des taux d'entraînement et détrainement mais aussi horizontalement, information non possible avec la méthode bulk. La méthode directe a été utilisée dans de nombreuses études à partir de simulations numériques mais jamais dans des observations in-situ, compte tenu de la difficulté d'avoir une image 3D de la frontière, évoluant avec le temps et l'advection. Plusieurs papiers ont comparé les deux méthodes de calcul comme Hernandez-Deckers and Sherwood (2018), Romps (2010) et Hernandez-Deckers and Sherwood (2016) et calculent l'entraînement fractionné direct comme :

$$\varepsilon = \frac{\oint \mathrm{u}' \cdot \vec{\mathrm{n}} \mathrm{H}(\mathrm{u}' \cdot \vec{\mathrm{n}}) \rho \mathrm{dS}}{\int \rho \mathrm{w} \mathrm{dV}} \tag{3.15}$$

où pour le numérateur, H() est définie comme une fonction qui ne regarde que les flux passant d'une maille claire à une maille nuageuse, u' la vitesse relative à cette frontière, $\vec{\mathrm{n}}$ le vecteur perpendiculaire à la surface du thermique et dS un élément de la surface et pour le dénominateur, le flux vertical volumique de masse. Pour le détrainement, la fonction H() est inverse. Elle devient non-nulle quand le flux est sortant de la maille nuageuse.

Dans cette expression, il est noté que les vents horizontaux (U,V) qui définissent les flux latéraux sont des vitesses relatives. En effet, la vitesse moyenne qui induit une simple advection synoptique du nuage doit être soustraite pour faire apparaître la circulation propre au nuage en question, l'estimation de ce vent moyen est une des difficultés de la méthode. Dans le calcul direct, il faut aussi calculer, outre les flux latéraux, des flux de masses basaux et sommitaux par la même équation de base.

3.4 Équation des taux de mélange dans les paramétrisations

3.4.1 Paramétrisation liée aux propriétés macroscopiques des cumulus

Tout d'abord, il est important de bien définir les modèles dans lesquels les processus d'entraînement et de d'entraînement sont calculés. La plupart des modèles de type "bulk" représente l'ensemble de cumulus par un seul panache ascendant saturé. La plus simple paramétrisation est de prendre un taux d'entraînement constant sur la verticale. Malkus (1960) définit pour la première fois une expression du taux d'entraînement fractionné :

$$\varepsilon = \frac{\mathrm{b}}{\mathrm{R}} \tag{3.16}$$

où b est une constante et R le rayon du nuage à sa base.
Cette équation est à une différence près du coefficient la même que celle de l'équation 2.10. Squires and Turner (1962) reprend cette équation mais impose que b=2α où α est un angle défini comme $\alpha = \tan^{-1}(\frac{\mathrm{h}}{\mathrm{R_{max}}})$ où $\mathrm{R_{max}}$ est le rayon maximal du nuage et h la hauteur. Il définit b=0.6 grâce à des expériences en laboratoire. En reprenant la formule décrite par 2.10, Tiedtke (1989) suppose que $\varepsilon = \delta$ et que les rayons des nuages de convection peu profonde sont de l'ordre de 0.67 km ($\varepsilon = 3\mathrm{x}10^{-4}$) et de 2 km pour les nuages de convection profonde ($\varepsilon = 1\mathrm{x}10^{-4}$). Ces définitions valent pour une caractérisation d'un nuage avec des vitesses verticales

positives. Or, la distribution en taille des nuages est plus complexe que cela. En effet, dans (Neggers et al., 2003), il est montré que les diamètres des cumulus couvrent un spectre large, allant de 80 à 1000 m pour le cas BOMEX alors que dans le cas ARM, ces diamètres peuvent atteindre 2 km. Ils montrent aussi que la distribution en taille des cumulus suit une fonction en loi gamma avec un coefficient égal à -1.7.
Dans le même état d'esprit, d'autres analyses comme celles de Siebesma et al. (2003) mettent en relation hauteur des nuages et taux d'entraînement. Ils proposent une formulation en $\frac{1}{7}$z où il fixe ε à la base à 2.10^{-3} m^{-1} en accord avec d'autres études LES ((Siebesma and Cuijpers, 1995) ; (Grant and Brown, 1999) et d'observations (Raga et al. (1990)). Dans (de Rooy et al., 2013), une comparaison est effectuée entre une paramétrisation de l'entraînement de type linéaire ($\varepsilon = (z - z_0 + 500)^{-1}$) et celui retrouver en utilisant la méthode bulk dans les nuages de LES. Ils trouvent un bon accord dans la demi-hauteur supérieure du cumulus alors que de la base à la moitié du nuage, ce taux est à son tour sur-estimé puis sous-estimé.

Hohenegger and Bretherton (2011), motivés pour unifier dans les modèles la représentation de la convection peu profonde et la convection profonde, utilisent des simulation LES pour les cas BOMEX et ARM. Ils définissent :

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \chi_c^2 \qquad ; \qquad \delta = \varepsilon_0 (1 - \chi_c)^2 \tag{3.17}$$

où χ_c la fraction de mélange critique qui dépend de l'altitude et ε_0 est trouvé empiriquement tel que ε_0=8/z.

Ces dernières formulations reposent essentiellement sur la partie macrophysique des nuages, ne faisant pas intervenir des variables thermodynamiques dans le calcul des taux d'entraînement et de détrainement fractionnés.

3.4.2 Paramétrisation liée à la thermodynamique des cumulus

Thermodynamique des cumulus

Les vitesses verticales des particules nuageuses ont été sources de questionnement car certains considèrent que si la vitesse verticale est puissante, les particules ont donc moins de chance de se mélanger avec de l'air environnant. Neggers et al. (2002) propose de relier ε à la vitesse verticale de la parcelle en faisant intervenir un temps caractéristique du chemin à parcourir entre la base et le sommet du nuage défini par τ_c=$h_c w_{max,c}^{-1}$ où h_c est la hauteur du nuage et $w_{max,c}$ est la vitesse verticale la plus forte dans le nuage. Le taux d'entraînement fractionné se décompose ainsi :

$$\varepsilon = \frac{\eta}{\tau_c w_p} \simeq \frac{1}{\tau_c w_p} \tag{3.18}$$

Grant and Brown (1999) propose :

$$\varepsilon = \frac{w*}{z_{cld} m_b} \tag{3.19}$$

ou z_{cld} est l'épaisseur de la couche nuageuse, m_b est le flux vertical de masse maximum sur la densité et w* la vitesse verticale dans la couche nuageuse

Romps (2010) ne mettent pas en évidence la relation de proportionnalité inverse entre entraînement et taille du nuage mais penche plus pour une relation avec le gradient de flottabilité dans le nuage comme le montre la Figure 3.8.

Emanuel and Zivkovic-Rothman (1999) soutiennent que la flottabilité (positive ou croissante) permet un plus fort mélange. Cela va dans l'idée de Rio et al. (2010) qui proposent une nouvelle formulation de l'entraînement et du détrainement fractionné en relation avec la flottabilité.

$$\varepsilon = \max(0, \frac{\beta_1}{1+\beta_1}(a_1 \frac{B}{w_u^2} - b)) \tag{3.20}$$

où $\frac{\beta_1}{1+\beta_1} a_1$=0.315 et b=0.002.
Cette nouvelle équation est proche de celle proposée par Gregory (2001) où $\varepsilon = A\frac{B}{w_u^2}$ ($A \simeq 0.08$) à la différence d'un terme affecté par le coefficient b qui permet d'avoir de l'entraînement même si la flottabilité à cette endroit là est nulle.

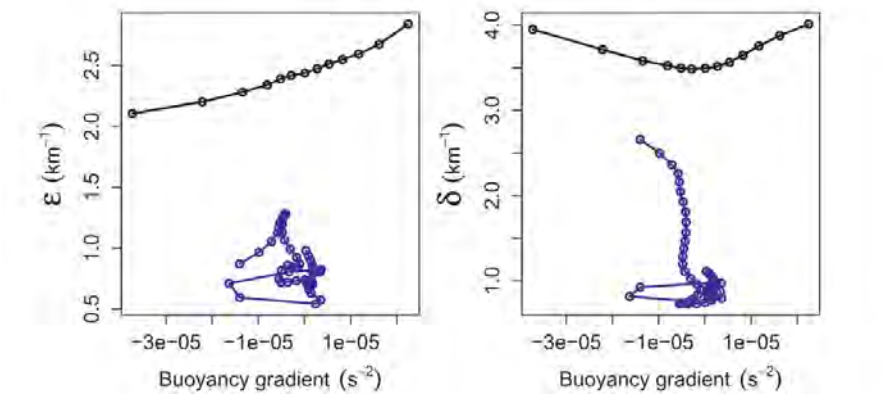


FIGURE 3.8 – Taux d'entrainement (gauche) et de détrainement (droite) fractionné en fonction du gradient vertical de flottabilité pour la convection peu profonde (en bleu) et profonde (en noir). Issu de Romps (2010))

Paramétrisation liée à la thermodynamique de l'environnement

Dans l'étude de Bechtold et al. (2008), le taux d'entraînement est paramétrisé en faisant intervenir l'humidité spécifique de la troposphère environnante ainsi que celle se situant à la base du nuage. Des résultats similaires sont trouvés dans Lu et al. (2018) où ils estiment qu'une humidité relative plus élevée favorise l'entrainement puisque celle-ci diminue la flottabilité des nuages, en particulier au niveau du cœur et les vents verticaux positifs associés. Cette forte teneur en eau contraint aussi les courants descendants dans l'enveloppe nuageuse à être moins forte. Cette relation entre mélange et humidité environnante affecte de manière plus significative les petits cumulus, voyant leur taux d'entrainement plus fort.

3.5 Synthèse des travaux sur le mélange

L'ensemble de ce chapitre a pour but de synthétiser tous les travaux passés concernant les processus de mélange dans les cumulus. Des premières observations dans les cumulus aux formulations des taux de mélange pour les paramétrisations, beaucoup d'études, parfois contradictoires, ont tenté de répondre à la question des processus pilotant les mélanges. Si la diminution du contenu en eau liquide sur la verticale dans les nuages ne fait plus aucun doute ainsi que les impacts associés, notamment sur la microphysique nuageuse, les processus pilotant le mélange laissent encore des questions sans réponses.

La méthode Bulk présentée dans cette partie est la plus utilisée pour quantifier ce taux de mélange, qu'on appelle entrainement et détrainement. Les études tendent à conclure que le mélange est fort à la base et aux sommets des nuages, tout en gardant en tête que le nuage évolue. Un mélange sommital à l'instant t aura des conséquences à l'instant $\mathrm{t}+1$ au milieu du nuage (anciennement l'altitude du sommet à t).

Également, pour les besoins des modélisateurs des GCMs, une paramétrisation du mélange est nécessaire pour représenter l'effet moyen de celui-ci sur une population de nuages. Ici, le doute subsiste encore tant les processus impliquant l'entraînement et le détrainement ne sont pas si directs. Des lois empiriques ont commencé à apparaître mais l'idée de prendre ε ou δ comme des constantes sur toute l'extension verticale du nuage n'a pas convaincu. En reliant cela aux propriétés macroscopiques des cumulus (rayon, hauteur) ou encore thermodynamiques (ascendances nuageuses, flottabilité), les profils se sont affinés. Des dernières études comme celle de (de Roode et al., 2012) ou (Hernandez-Deckers and Sherwood, 2018) ont tenté de synthétiser l'ensemble des paramétrisations existantes.

Dans le suite du manuscrit, nous étudierons le mélange tout d'abord en regardant des champs de cumulus simulés ainsi qu'un cas de convection de pente lors d'une campagne de mesure. La partie qui suivra sera consacrée à l'étude des cumulus par les drones afin de caractériser les propriétés des nuages dans le temps et l'espace, notamment grâce à l'application d'explorations adaptatives.

Deuxième partie

Étude des champs de cumulus : de la modélisation jusqu'à l'observation

Chapitre 4

Étude numérique de deux champs de cumulus



"If you going to San Francisco..."

Sommaire

4.1 Présentation du modèle Méso-NH 54
4.1.1 Descriptif général 54
4.1.2 Méso-NH dans son mode LES 54
4.1.3 Les paramétrisations utilisées dans les LES 54
4.2 Différents cas d'étude de convection 56
4.2.1 La convection continentale : ARM-SGP 57
4.2.2 Etude de cumulus dans un cas de convection peu profonde océanique 60
4.2.3 Sensibilités du modèle aux schémas 61
4.3 Etude des processus de mélange 67
4.3.1 L'entraînement/détrainement dans les nuages convectifs 67
4.3.2 Variabilité des processus de mélange dans la convection continentale 72
4.3.3 Comparaison entre le cas BOMEX et le cas ARM 78
4.3.4 Impact des tests de sensibilités sur le mélange 80
4.4 Comment représenter une couche nuageuse par l'étude d'un nuage ? 82
4.4.1 Profil moyen d'entraînement de la couche nuageuse continentale 83
4.4.2 Comparaison entre couche nuageuse et cumulus individuels sur l'entraînement . . 83
4.5 Conclusion 87

L'objectif de ce chapitre est de caractériser le mélange entre l'air nuageux et l'environnement à l'aide de simulations LES. Pour ce faire, nous nous baserons essentiellement sur le cas ARM du 21 Juin 1997 présenté ci-dessous. Ce cas a été étudié de nombreuses fois pour caractériser le développement diurne de cumulus continentaux et évaluer sa représentation dans les modèles. Nous présenterons ensuite la simulation de référence du cas ARM, simulation LES utilisée pour caractériser les échanges, que nous comparerons à l'étude d'intercomparaison de 8 simulations LES menée par Brown et al. (2002) dans lequel le modèle utilisé dans cette thèse, Méso-NH, n'a pas participé. Ensuite, une étude sur les processus d'entraînement et de détrainement sera faite dans le cadre de nuages individuels puis sera étendue sur tous les nuages présents dans toute la simulation du cas ARM. Les processus de mélange issus du cas de convection continentale seront comparés à un cas de convection nuageuse océanique, BOMEX. De plus, le cas de référence de la convection continentale nous servira de base pour étudier l'impact des schémas utilisés dans les simulations sur les profils de mélange. Enfin, en dernière partie, nous tenterons de comprendre comment l'étude individuelle de cumulus peut apporter à la compréhension d'une couche nuageuse à méso-échelle.

4.1 Présentation du modèle Méso-NH

4.1.1 Descriptif général

Le modèle utilisé est le modèle Méso-NH (**Meso**scale **N**on-**H**ydrostatic décrit par Lafore et al. (1998) et plus récemment par Lac et al. (2018)) qui a été développé conjointement par le CNRM-GAME (UMR 3589 CNRS/Météo-France) et le Laboratoire d'Aérologie (UMR 5560 UPS/CNRS). Il permet de simuler des champs atmosphériques de l'échelle métrique (résolvant les structures les plus énergétiques de la turbulence) jusqu'à l'échelle synoptique (plusieurs centaines de kilomètres). Ce modèle non-hydrostatique, comme son nom l'indique, représente explicitement les fluctuations verticales de la vitesse (i.e. qu'on ne peut plus supposer un équilibre entre la force de gravité et la force de pression, qui n'est autre que sa dérivée verticale). On peut ainsi représenter explicitement les vitesses verticales dans les phénomènes convectifs. Le modèle a pour variables pronostiques les trois composantes du vent (u,v,w), la température potentielle ainsi que les rapports de mélanges de l'eau sous ses différentes phases. Il peut être configuré pour des études à méso-échelle (par exemple, événements orageux précipitants sur le Sud-est de la France) mais également en mode LES.

4.1.2 Méso-NH dans son mode LES

Durant cette thèse, l'ensemble des simulations atmosphériques numériques ont été effectuées avec le modèle Méso-NH en mode Large Eddy-Simulation (LES). Ce mode LES permet de résoudre les processus atmosphériques tels que la convection peu profonde. L'échelle caractéristique pour étudier les cumulus et plus particulièrement les processus dynamique et thermodynamique dans la convection peu profonde en mode LES est de l'ordre de la dizaine de mètres, puisque que les nuages de type cumulus sont alors résolus explicitement. C'est notamment le cas dans l'article de Brown et al. (2002) où les différents modèles ont une résolution verticale de 40 m et horizontale de 66.7 m. Dans le cas d'étude de convection plus profonde, comme dans Villefranque et al. (2019) et Strauss et al. (2019), la résolution spatiale de 50 m avec le modèle Méso-NH en mode LES est choisie pour caractériser la turbulence et les interactions nuages-rayonnement dans les systèmes convectifs comme montré sur la Figure 4.1. Pour d'autres études comme des cas de brouillard, la résolution nécessaire peut atteindre le mètre.

4.1.3 Les paramétrisations utilisées dans les LES

Si la plupart des processus physiques sont résolus explicitement dans les LES, d'autres doivent être paramétrisés puisque leur échelle caractéristique se situe en dessous du mètre (et donc de la maille). On parle alors de processus sous-maille. Ces processus sont la turbulence, la microphysique et le rayonnement.

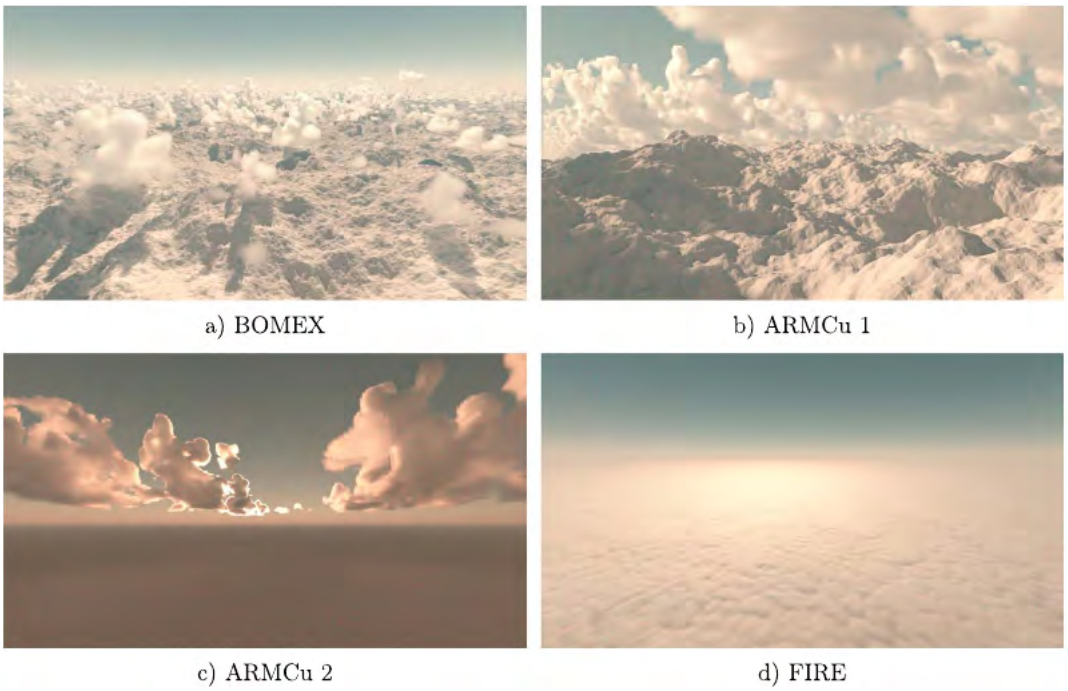


FIGURE 4.1 – Champs de cumulus simulés par simulation LES à partir des cas a) BOMEX, b et c) ARMCu et d) FIRE, issu de Villefranque et al. (2019).

Les schémas de turbulence

L'énergie cinétique turbulente est transférée des grosses structures tourbillonnaires vers les petits tourbillons qui dissipent cette énergie sous forme de chaleur. Une simulation numérique est considérée comme LES lorsque celle-ci peut simuler explicitement les grands tourbillons producteurs d'énergie. Cela dépend alors de la taille de l'objet étudié. Dans le cas de convection peu profonde, la dizaine de mètres permet ce calcul et la partie résolue des tourbillons est calculée par les équations de Navier-Stockes filtrées. La partie sous-maille, correspondant aux petits tourbillons, doit donc être parametrisée avec un schéma de turbulence.

Le schéma de turbulence utilisé ici est celui de Cuxart et al. (2000), en utilisant la longueur de mélange de Deardorff (1972) qui correspond à la taille moyenne de la maille pondérée par une fonction de stabilité. Le schéma de turbulence correspond à une fermeture d'ordre 1.5, c'est à dire qu'il résout prognostiquement qu'un seul moment d'ordre 2, l'énergie cinétique turbulente, TKE (**T**urbulent **K**inetic **E**nergy). Les autres moments d'ordre 2 comme les variances de Θ ou d'humidité sont diagnostiqués à partir de l'énergie cinétique turbulente.

Les schémas d'advection

Le schéma d'advection permet de discrétiser les termes d'advection qui apparaissent dans les équations d'évolution des différentes variables pronostiques. Dans Méso-NH et plus particulièrement dans la simulation de référence, le schéma d'advection pour les variables dynamiques utilisé est CEN4TH/RKC4. Il s'agit d'un schéma centré du 4ème ordre (CEN4TH) avec un schéma temporel centré également de type Runge-Kutta du 4ème ordre (RKC4). Il s'agit des schémas les plus précis et les moins diffusifs qui permettent de transporter les métriques U,V et W. Les variables scalaires sont transportées par un schéma de type Piece-Wise Parabolic Method ce qui permet de maintenir des gradients importants.

Les schémas microphysiques et de nuage

Dans Méso-NH, il existe trois schémas microphysique de type Bulk pour représenter la convection des nuages chauds. Ces modèles microphysiques ont une distribution granulométrique des gouttelettes dans chaque maille nuageuse par défaut et celle-ci ne change pas en fonction du temps. La concentration des gouttelettes, contrairement au modèle microphysique à deux moments LIMA (Vie et al. (2016)), ne varie pas et reste à un nombre préablement défini. Le premier modèle implanté dans Méso-NH est le modèle microphysique **Kessler** ((Kessler, 1995)) datant de 1969. Il pronostique le contenu en eau nuageuse et l'eau de pluie mais aussi le contenu en vapeur d'eau. Le second, **KHKO** a été implanté dans Méso-NH pendant la thèse de (Geoffroy, 2007) en reprenant les travaux de (Khairoutdinov and Kogan, 2000). Ce schéma est à deux moments, c'est-à-dire qu'il pronostique le contenu en eau nuageuse et l'eau de pluie mais également la concentration en gouttelettes nuageuses et de pluie. Dans cette étude numérique, le modèle microphysique utilisé est **ICE3**. (Pinty and Jabouille, 1998) ont développé ce schéma à un moment orienté convection, qui présente l'avantage de simuler des grosses gouttes de pluie contrairement à **KHKO** qui lui représente mieux la formation de stratocumulus. Ce modèle se base sur celui de Kessler pour la microphysique chaude mais peut également former des contenus glacés ainsi que des précipitations glacées tel que la neige ou encore le graupel. Les précipitations sont paramétrisées comme $\mathrm{N} = \mathrm{C}.\lambda^{\mathrm{x}}$ où C et x sont des constantes (respectivement 10^7 et -1 pour l'eau liquide) et λ le paramètre de pente de la distribution de taille des gouttes. Pour le modèle **ICE3**, N est fixé à $300.\mathrm{cm}^{-3}$ sur terre, $100.\mathrm{cm}^{-3}$ au-dessus de la mer. De plus, le spectre dimensionnel n(D) (nombre de particules pour un diamètre D) est fixé pour chaque hydrométéore dans ICE3 suivant une distribution gamma généralisée f(D) tel que :

$$\mathrm{n(D)} = \mathrm{N.f(D)} \tag{4.1}$$

$$\mathrm{f(D)} = \frac{\alpha}{\Gamma(\nu)}(\lambda \mathrm{D})^{\alpha\nu}\mathrm{D}^{-1}\exp^{(\lambda \mathrm{D})^{\alpha}}\mathrm{dD} \tag{4.2}$$

où Γ est la fonction gamma et ν le paramètre de pente de la distribution. Les paramètres de forme α et ν de la distribution gamma généralisée valent respectivement 1 et 3.

Les schémas de nuage consistent à supposer qu'une maille peut être totalement nuageuse ou partiellement nuageuse. La condensation sous maille est efficace généralement pour des mailles d'au moins 100 m de côté pour les cumulus. Dans nos simulations, cette résolution sera inférieure et la méthode du "all or nothing" est utilisée, i.e. que la maille est soit totalement nuageuse si $\overline{\mathrm{r_t}} \geq \mathrm{r_{sat}}\,\overline{\mathrm{T}}$ soit totalement claire ; les nuages sont donc explicitement résolus. Également il est possible d'activer ou non les précipitations ce qui peut modifier les propriétés des nuages simulés. Dans la suite, l'ensemble des processus sont irréversibles et les précipitations peuvent avoir lieu.

Le schéma de rayonnement

Le rayonnement peut également être paramétrisé dans les simulations LES. Dans nos différentes simulations LES, celui-ci ne sera pas activé mais les flux de surface (chaleur latente et sensible) sont imposés à chaque instant des simulations avec également, une tendance radiative appliquée sur les profils verticaux permettant de tenir compte indirectement de l'effet du rayonnement sur l'atmosphère.

4.2 Différents cas d'étude de convection

Comme dit dans l'introduction, il existe différents cas d'étude de convection peu profonde, classiquement utilisés notamment pour le développement et l'évaluation des paramétrisations à même de représenter les cumulus dans les modèles de plus grande échelle où ils ne peuvent pas être explicitement résolus. Nous utiliserons ici deux de ces cas d'étude, un cas représentatif de la convection peu-profonde continentale, le cas ARM (Atmospheric Radiation Measurement, 1997) et un cas représentatif de la convection peu-profonde

océanique, le cas BOMEX (Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment, 1969). Nous allons présenter les différences entre ces deux cas d'étude sur le développement de la couche nuageuse. Pour ces deux cas nous documentons la sensibilité des simulations au choix des paramétrisations utilisées , à leur résolution ou à la taille du domaine.

4.2.1 La convection continentale : ARM-SGP

Description générale

Le site d'observation ARM-SGP est situé dans les grandes plaines américaines, à cheval entre les États de l'Oklahoma et du Kansas, sur plus de 140 000 km^2. De nombreux sites instrumentés, comme le SGP-Central Facility (SGP-CF) permettent d'avoir des données horaires sur l'état de l'atmosphère dans un domaine restreint d'une cinquantaine de km grâce aux instruments déployés tels que des radiomètres et ceilomètres, des radars et lidars, des instruments de mesure de surface (flux) ainsi que des instruments pour documenter les aérosols. La période de juin correspond à la saison chaude dans l'hémisphère Nord-américain et est propice à un développement nuageux marqué. Zhang and A. Klein (2010) ont étudié plus de 11 années d'observations sur un rayon de 50 km autour de SGP-CF et ont montré qu'entre mai et août, la fraction nuageuse moyenne entre 1 et 3 km d'altitude était forte entre 8h et 16h (entre 10 et 17.5%) et qu'ensuite, le maximum de fraction nuageuse se situait vers la haute troposphère correspondant au déclenchement de la convection profonde. Le 21 juin 1997, les observations du micro-pulse lidar et celles du Ceilomètre Belfort ont déduit une fraction nuageuse maximale avoisinant les 45% en milieu d'après-midi, ce qui en fait un cas d'étude intéressant pour analyser le cycle diurne des cumulus isolés.
Le cycle diurne étant marqué, les profils verticaux des variables thermodynamiques varient en fonction de l'heure de la journée. Sur la figure 4.2 sont représentés les profils de la température potentielle et du contenu en eau totale obtenus de 11h30 à 20h30 UTC (5h30 à 14h30 LT) pour le jour du 21 juin 1997.

Avant le début de la journée, la couche de surface est stable avec une ϑ qui croit avec l'altitude. Quelques heures après, celle-ci devient bien mélangée ($\frac{\partial \vartheta}{\partial z}$ =0) du fait de l'augmentation des flux de surface avec une couche limite qui croît et se réchauffe au cours de la journée.

Similairement, dans les profils verticaux de $\mathrm{r_t}$, on distingue la couche mélangée qui s'humidifie au cours de la journée (14 $\mathrm{g.kg^{-1}}$ à 11h30 jusqu'à 15 $\mathrm{g.kg^{-1}}$ à 17h30 et 20h30) et la forte inversion qui correspond au sommet de la couche limite.

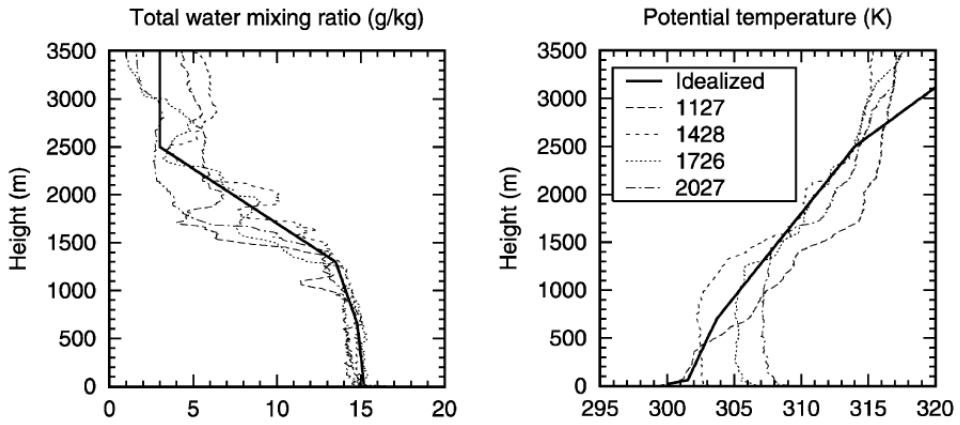


FIGURE 4.2 – Profils observés de température potentielle et de rapport de mélange en eau totale à différentes heures de la journée du 21 juin 1997 sur ARM-SGP. Issu de Golaz et al. (2001)

Par ailleurs, un vent d'ouest synoptique d'environ 10 $\mathrm{m.s^{-1}}$ soufflant dans la même direction (vers l'est) est établi durant cette journée.

Description de la simulation de référence

La simulation de référence, a été réalisée avec un domaine de 6.4 km de côté (suivant les deux directions) et une résolution horizontale de 25 m (256 niveaux horizontaux dans chaque direction) et une hauteur de 4 km (résolution verticale de 25 m constante sur la verticale, 160 niveaux). La résolution est plus fine que dans l'étude de Brown et al. (2002) où une grille de 40 m est utilisée pour la verticale et 66.7 m pour l'horizontale pour une même taille du domaine. Le durée de la simulation est de 15 heures, de 11h30 UTC à 2h30 UTC soit 5h30 à 20h30 en heures locales. En termes de forçage atmosphérique, est imposé en début de simulation un vent d'ouest géostrophique de 10 $\mathrm{m.s^{-1}}$ sur tout le profil vertical. Les flux de chaleur sensible et latente sont prescrits en surface, ils évoluent dans le temps comme montré sur la figure 4.3, correspondant aux valeurs prescrites dans Brown et al. (2002), issues des observations sur site. Le cycle diurne des flux de surface est marqué, avec un flux de chaleur sensible (SH) négatif et un flux de chaleur latente (LH) nul avant le lever du soleil et un maximum (140 $\mathrm{W.m^{-2}}$ pour SH et 500 $\mathrm{W.m^{-2}}$ pour LH) aux alentours de 18 h UTC (soit 12h locale).

Par ailleurs, un vent d'ouest synoptique moyen ($\overrightarrow{\mathrm{u}}$) de 10 $\mathrm{m.s^{-1}}$ est imposé en début de simulation, la composante $\overrightarrow{\mathrm{v}}$ étant nulle. Au fur et à mesure que la simulation avance, la turbulence dans la couche limite produit des variations de vent horizontal. En reprenant les informations données par Brown et al. (2002), une advection de température et humidité est appliquée. La première est nulle jusqu'à 20h30 UTC puis elle a tendance à refroidir le domaine puisque son taux est de -0.08 $\mathrm{K.h^{-1}}$ à 20h30 et -0.16 $\mathrm{K.h^{-1}}$ de 23h30 à 2h UTC. Cette advection de température est corrélée avec celle de l'humidité puisque cette dernière est positive de 11h30 jusqu'à 17h30 UTC (+0.02 à +0.08 $\mathrm{g.kg^{-1}.h^{-1}}$) et négative par la suite, asséchant le domaine de plus en plus à la fin de la simulation (-0.3 $\mathrm{g.kg^{-1}.h^{-1}}$).

Même si le schéma de rayonnement n'est pas activé, un forçage radiatif est imposé tout au long de la simulation. Il est négatif au début et à la fin (-0.1 $\mathrm{K.h^{-1}}$) et nul de 14h30 à 2h UTC. En sommant l'advection de chaleur et le rayonnement, le domaine tend à se refroidir sauf de 14h30 a 17h30.

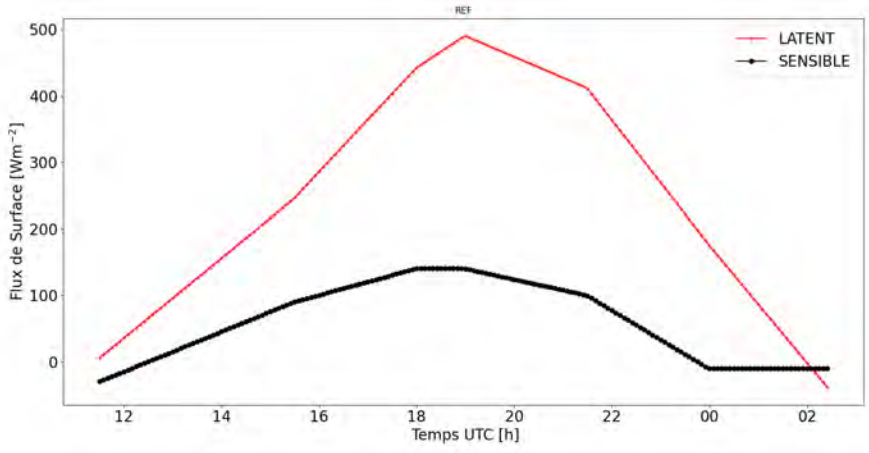


FIGURE 4.3 – Evolution des flux de chaleur sensible (noir) et latente (rouge) imposés durant la simulation de référence ARM

Validation de la simulation de référence

Afin de valider la simulation ARM de référence, plusieurs comparaisons sont faites avec l'étude d'intercomparaison de Brown et al. (2002). Tout d'abord, nous voulons savoir si les profils thermodynamiques de la couche limite continentale suivent ceux de l'exercice d'intercomparaison. Pour cela, les profils verticaux des deux variables ϑ et $\mathrm{r_t}$ sont tracés chaque trois heures pendant toute la simulation sur la Figure 4.4. Deux

heures après le début de la simulation, une augmentation de presque deux degrés a lieu dans les 50 premiers mètres et le profil instable de la couche de surface commence à se dessiner ; on note aussi une couche limite bien mélangée jusqu'à 500m. Le profil instable de la couche limite perdure tout au long de la simulation avec une hauteur de couche d'inversion stable qui augmente passant de 500 m à 11h30 à 1000 m à 23h30. En regardant de plus près les profils verticaux de ϑ pour les heures 20h30 et 23h30, on remarque que cette couche d'inversion est moins stable entre 1000 et 1600 m (1200 m et 2000 m) que la couche se situant au-dessus. En parallèle, le contenu en eau totale augmente sans discontinuer de 11h30 à 17h30 dans les 1500 premiers mètres. A partir de 20h30, $\mathrm{r_t}$ reste constant dans les 1500 m mais augmente de 1500 à 2500 m. A la fin de la simulation, le contenu en eau total diminue sur la partie basse de la CLA mais continue à augmenter au-delà.

Le cycle diurne continental sur ces deux profils verticaux est bien représenté et les résultats obtenus dans ce cas de référence sont très proches de l'étude de Brown et al. (2002).

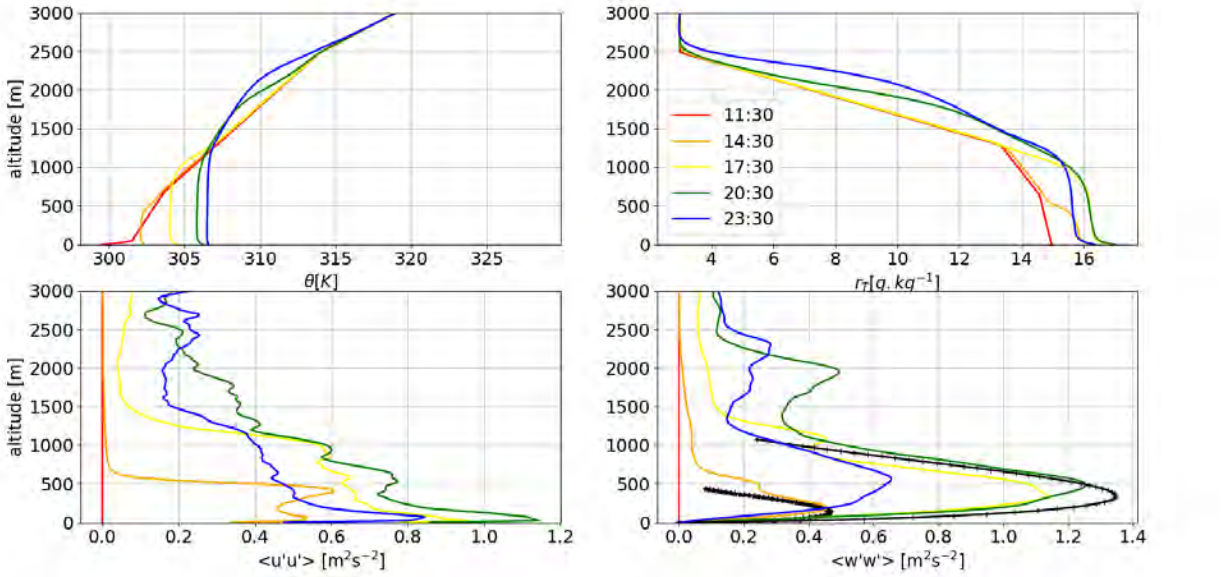


FIGURE 4.4 – Profils verticaux de la température potentielle (ϑ en haut à gauche), du rapport de mélange en eau totale ($\mathrm{r_T}$ en haut à droite), de la variance de vitesse horizontale (<u'u'> en bas à gauche) et de la variance de vitesse verticale (<w'w'> en bas à droite) toutes les 3 heures.

Outre les profils thermodynamiques, il est important de valider si la turbulence dans la couche limite se développe correctement et si elle permet à terme la formation de cumulus au sommet des thermiques. Pour cela, on calcule les variances des vents horizontaux et verticaux (c) et d) sur la figure 4.4). Contrairement à 14h30 où le maximum de variance horizontale se situe au sommet de la couche mélangée, celui-ci semble être plus fort à la surface, quelque soit l'heure de la simulation avec un maximum autour de 20h30. Ce profil est d'ailleurs proche de celui retrouvé dans l'article de référence avec un maximum de 1.2 $\mathrm{m^2.s^{-2}}$ au niveau de la surface, puis une décroissance progressive jusqu'à atteindre une certaine asymptote autour de 0.2 au dessus de l'inversion. Le profil de variance verticale à 20h30 est aussi proche de celui de Brown et al. (2002), avec un premier maximum dans la couche mélangée autour de 1.25 $\mathrm{m^2.s^{-2}}$, un deuxième beaucoup moins fort dans la couche d'inversion (0.5 $\mathrm{m^2.s^{-2}}$). Cela permet donc de penser que la turbulence se met bien en place et que les profils attendus pour la couche nuageuse devraient être comparable à l'étude de Brown et al. (2002). Pour valider également nos profils de variance des vents verticaux, on compare celui de 14h30 UTC et 20h30 UTC avec la formulation de Lenschow et al. (1980) qui définit la variance comme :

$$< \mathrm{w}'\mathrm{w}' >= 1.8(\frac{\mathrm{z}}{\mathrm{z_i}})^{\frac{2}{3}}((1-0.8\frac{\mathrm{z}}{\mathrm{z_i}})\mathrm{w}_*)^2 \tag{4.3}$$

où $\mathrm{z_i}$ correspond à la hauteur de la couche limite quand il n'y pas de nuage ou à la hauteur de la couche sous-nuageuse et w_* l'échelle caractéristique de vitesse verticale.

Ces deux profils théoriques sont représentés dans la Figure 4.4, d'où celui de 14h30 UTC est identifié par la courbe noire avec des étoiles et celui de 20h30 UTC avec une courbe noire surplombée de croix. A 14h30 UTC , le profil retrouvé par l'équation Lenschow et al. (1980) est en accord avec celui calculé (courbe orange) dans la simulation (à 10^{-2} $\mathrm{m}^2.\mathrm{s}^{-2}$ près). Pour la variance de 20h30 UTC, celle dérivée de notre simulation possède la même amplitude que la théorie (à 10^{-1} $\mathrm{m}^2.\mathrm{s}^{-2}$ près). Cela conforte donc que notre simulation reproduit bien les processus turbulents dans la convection continentale sur le cas ARM retrouvé dans l'article de Brown et al. (2002), tant en termes de dynamique que de thermodynamique. Pour la suite, ce cas d'étude sera nommé REF et nous servira de support pour les tests de sensibilité.

4.2.2 Etude de cumulus dans un cas de convection peu profonde océanique

Présentation du cas BOMEX

Le cas BOMEX est un cas d'étude de convection peu profonde océanique. Il se base sur les observations de la journée de la phase 3 de la campagne, où aucune perturbation de grande échelle ou précipitations ne sont observées mais seulement des cumulus d'alizés. Il est présenté en détail dans Siebesma et al. (2003), qui décrit une inter-comparaison de LES pour ce cas. Des profils de température, contenu en eau totale, et vents horizontaux sont donnés comme conditions initiales entrées au modèle, qui découlent d'observations durant les journées du 22 et 23 juin 1969 et sont représentés sur la figure 4.6 en couleur noire. Au début de la simulation, la CLAM est déjà développée, avec une couche mélangée atteignant 500 mètres d'altitude, puis une inversion jusqu'à 2 km d'altitude. Cette inversion est très marquée entre 1,5 et 2 km, pouvant inhiber les systèmes convectifs. La convection devrait donc se développer plus rapidement que dans le cas de convection continentale car le profil est moins stable en début de journée. Un vent d'ouest est imposé à 8 $\mathrm{m.s}^{-1}$, comparable au 10 $\mathrm{m.s}^{-1}$ du cas ARM. Les autres forçages prescrit dans le domaine, décrits dans l'annexe B de Siebesma et al. (2003), correspondent à un forçage radiatif temporelle suivant la verticale (-2 $\mathrm{K.jour}^{-1}$ au sol ainsi qu'au sommet de la couche limite à 1500 m) ainsi qu'un assèchement faible de la couche de surface due à une advection d'humidité négative (-1.03 $\mathrm{g.kg}^{-1}.\mathrm{jour}^{-1}$). Les flux de chaleur sensible et latente sont comme dans la simulation de ARM prescrit tout au long de la simulation océanique (H = $8 \times 10^{-3}\mathrm{K.m.s}^{-1}$ et LE = $5.2 \times 10^{-5}\mathrm{K.m.s}^{-1}$).

La simulation effectuée dure 15 heures mais pour comparer au papier de référence, nous présentons les 6 premières heures. Le choix de tracer ϑ_l permet de ne pas prendre en compte les changements de phase dans la couche nuageuse représentée par l'aire grisée. La température potentielle augmente très peu dans la couche sous nuageuse (0.3 K en 6 heures) ce qui témoigne de la stationnarité de la situation, de même pour $\mathrm{q_t}$. En effet, le cycle diurne sur les océans est beaucoup moins marqué que sur continent de par la nature de la surface. Le sol continental emmagasine de la chaleur et se réchauffe plus vite que l'eau de la mer qui possède une capacité calorifique faible, donc moins sensible aux variations diurnes de la température. Le vent zonal a tendance à diminuer au cours de la simulation, tandis que le vent méridien augmente de 2 $\mathrm{m.s}^{-}1$ en 6 heures alors qu'il était nul en début de simulation.

Cette stationnarité de la thermodynamique de CLAM se retrouve également dans la couche nuageuse. Comme le montre la figure 4.5, la fraction nuageuse fluctue entre 8 et 20% mais reste en moyenne autour des 13 %. Le LWP augmente quant à lui sensiblement durant la simulation pour atteindre en moyenne 10 $\mathrm{g.m}{-}2$ vers la cinquième heure de simulation.

Comme pour le cas ARM, des tests de sensibilités à la résolution et aux schémas physiques ont été réalisés.

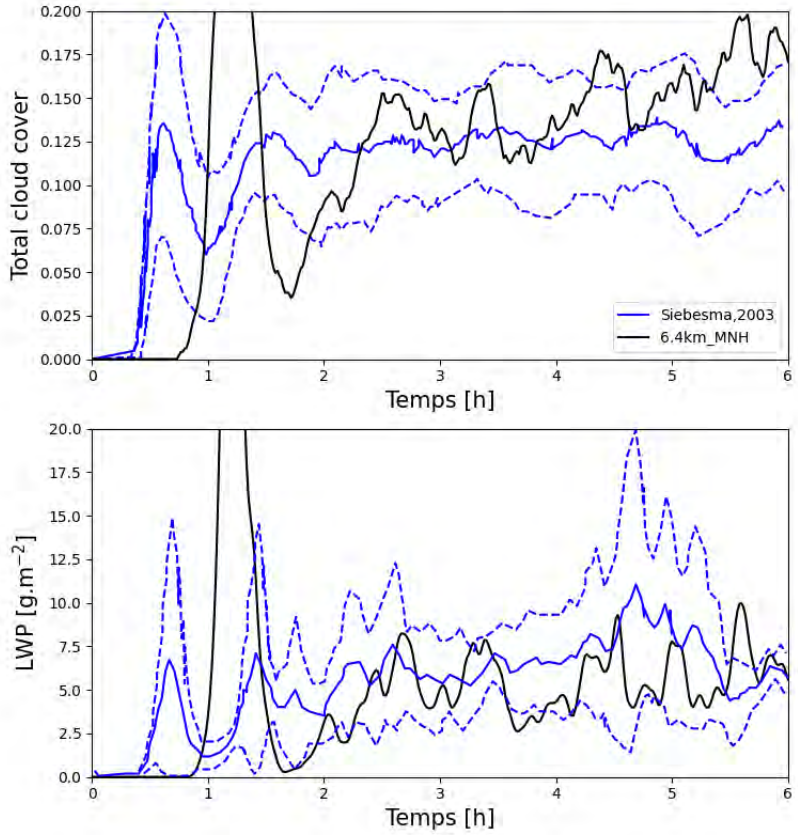


FIGURE 4.5 – Évolution temporelle de la fraction nuageuse totale et du LWP pour l'exercice d'intercomparaison de Siebesma et al. (2003) en ligne bleue continue pour la moyenne et en pointillé pour l'écart-type et de la simulation de référence BOMEX par Méso-NH en noir.

4.2.3 Sensibilités du modèle aux schémas

Le cas ARM-SGP a été configuré avec le modèle Méso-NH en tenant compte des différents processus sous maille tels que la microphysique ou la turbulence et dans un domaine comparable à l'étude de (Brown et al., 2002). Cependant, pour documenter la robustesse de ces résultats, plusieurs changements ont été opérés dans les schémas qui paramétrisent ces processus sous maille pour tester les sensibilités du modèle.

Pourquoi tester les sensibilités du modèle ?

Les différentes paramétrisations peuvent changer la nature des résultats dans les simulations LES. van-Zanten et al. (2011) proposent qu'une des raisons de la diversité des résultats des LES dans des champs de cumulus provient du choix du schéma microphysique. C'est notamment aussi le cas dans l'article de Sato et al. (2015) qui testent, sur le cas de convection maritime RICO, la sensibilité des LES aux schémas microphysiques. Ils utilisent un schéma de type bin et deux autres schémas de type bulk à 1 et 2 moments et les comparent entre eux. Le contenu en eau intégré sur la verticale ainsi que la fraction nuageuse ne semblent pas affectés par le choix du schéma. A l'inverse, la distribution d'eau nuageuse sur la verticale est modifiée. Elle est plus forte à la base de la couche nuageuse pour le schéma bulk à 1-moment que pour celui à 2-moment et le schéma bin, puis diminue pour le 1-moment alors qu'elle augmente pour les deux autres jusqu'au sommet de cette couche. Les résultats sont proches pour le 2-moment bulk et le bin. Cela affecte

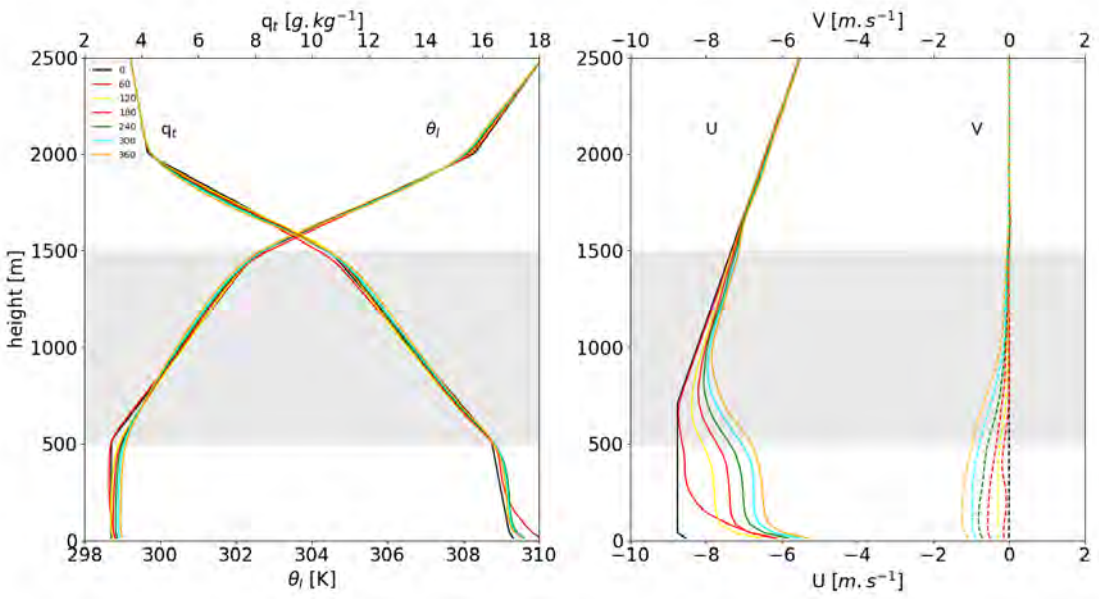


FIGURE 4.6 – Évolution temporelle des profils verticaux de température potentielle et de q_t à gauche et des composantes méridionale et zonale du vent à droite pendant les 6 heures de la simulation BOMEX. L'aire grisée correspond à la zone nuageuse de la simulation.

aussi les précipitations avec un schéma à 2 moments qui provoque des précipitations plus tardives que le schéma à 1 moment. Des résultats similaires dans Jiang and Cotton (2000) sont trouvés, où les paramétrisations microphysiques sont modifiées en même temps que celles du rayonnement pour les cas de cumulus marins issus de BOMEX. Dans notre cas, la microphysique ne sera pas testée. Au-delà de la microphysique nuageuse, des schémas de turbulence, d'advection ou de processus nuageux peuvent aussi amener des différences sur les structures des cumulus ainsi que la taille et la résolution du domaine. En effet, comme le montre l'étude de Moseley et al. (2020), une augmentation de la résolution spatiale dans des simulations LES (passant de 625 m à 312 et 156m) améliore la représentation de cycle diurne de convection dans le cas d'une convection modélisée sur 36 jours (mai et juin 2016) sur l'Allemagne.

Les tests de sensibilité sont récapitulés dans le tableau 4.1.

	simulation	domaine	RH	RV	PREC	CSM	LM	ADV/TEMPS
	REF	6.4	25	25	OUI	NON	Deardoff	CEN4TH/RKC4
physique	TURB	6.4	40	25	OUI	NON	$\sqrt[3]{\mathrm{dxdydz}}$	CEN4TH/RKC4
	ADV_2	6.4	25	5-200	OUI	NON	Deardoff	WENO2/LF
	ADV_3	6.4	40	40	NON	NON	Deardoff	WENO3/RK53
	SCOND	6.4	100	40	OUI	OUI	Deardoff	CEN4TH/RKC4
	NO_PREC	6.4	40	25	OUI	NON	Deardoff	CEN4TH/RKC4
resolution et domaine	DX40m	6.4	40	25	OUI	NON	Deardoff	CEN4TH/RKC4
	DZVAR	6.4	25	5-200	OUI	NON	Deardoff	CEN4TH/RKC4
	DZ40m	6.4	40	40	OUI	NON	Deardoff	CEN4TH/RKC4
	D100m	6.4	100	40	OUI	NON	Deardoff	CEN4TH/RKC4
	L10km *	10	100	40	OUI	NON	Deardoff	CEN4TH/RKC4
	L12km **	12.8	25	25	OUI	NON	Deardoff	CEN4TH/RKC4
	L25km	25.6	100	40	OUI	NON	Deardoff	CEN4TH/RKC4

Note : * pour ARM, ** pour BOMEX

TABLE 4.1 – Présentation des différents tests de sensibilité.

Le premier test de sensibilité, nommé TURB, concerne la modification de longueur de mélange. Dans la simulation de référence, celle-ci était définie avec la formulation de (Deardorff, 1972), dans la simulation TURB on utilise une longueur égale à la racine cubique de la taille des mailles dans le domaine. Cette modification entraîne la suppression d'un terme, égal au produit de l'énergie cinétique turbulente associée à la fréquence des oscillations de Brunt-Vaisala (qui pondère la longueur de mélange en fonction de la stabilité). Ensuite, pour les tests ADV_2 et ADV_3, le schéma d'advection de la référence est changé par WENO2/LF et WENO3/LF53. Le premier terme WENO correspond au schéma d'advection non oscillants et LF (Pour LeapFrog) correspond à un schéma qui discrétise les variables d'état pour permettre leur résolution temporelle.

Dans la simulation SCOND, la condensation sous maille est autorisée et pour NO_PREC, ce sont les précipitations qui sont interdites.

Pour les autres simulations, ce sont surtout les caractéristiques des résolutions spatiales qui sont changées, avec DX40 et DZ40 qui voit sa résolution horizontale (verticale) passer de 25 à 40 m, DZVAR pour qui la résolution verticale n'est plus constante à 25 m mais subit une élongation de 5 m au niveau du sol jusqu'à 200 m au sommet du modèle. D100 lui conserve la résolution verticale de 40 m comme DZ40 mais sa résolution horizontale est augmentée jusqu'à 100 m.

L10km et L12km correspondent à un doublement de la taille du côté du domaine, soit un quadruplement du domaine entier et L25km un quadruplement du côté du domaine.

Sensibilité aux paramétrisations physiques et d'advection

Dans cette partie, nous nous restreindrons à tester les sensibilités du modèle pour des paramétrisations physiques, tests de sensibilités réalisés en partenariat avec Najda Villefranque qu'elle expose dans (Villefranque, 2019). Tout d'abord, il est important de rappeler que les paramétrisations physiques ont pour objectif de représenter des processus sous-maille que le modèle n'est pas capable de résoudre explicitement.

Les conditions d'initialisation et des forçages des différentes simulations LES des tests de sensibilité sont les mêmes et correspondent à celles de la simulation de référence.. A 11h30 (1h après le début de la simulation), les simulations ADV_2 et ADV_3 commencent à différer sur les profils de $\mathrm{r_t}$ en le surestimant de 0.2 $\mathrm{g.kg^{-1}}$ comparativement à la simulation de référence dans les 1200 premiers mètres d'altitude comme montré sur la Figure 4.7. Sur le temps d'après, à 14h30, tous les tests de sensibilités voient leur $\mathrm{r_t}$ augmenter avec une hauteur de la couche d'inversion qui diffère déjà pour les deux cas de sensibilité aux schéma d'advection (80 m plus haut que les autres tests). Entre 20h30 et 22h30, temps ou la couche de cumulus continentaux atteint son expansion maximale, la tendance de ADV_2 et ADV_3 se confirme puisque la couche d'inversion est 200m plus haute que pour les autres tests. Pour autant, leur rapport de mélange dans la couche limite est identique à celui de la simulation de référence et de la simulation TURB (16 $\mathrm{g.kg^{-1}}$) alors que la simulation SCOND et NO_PREC surestiment de 1 $\mathrm{g.kg^{-1}}$ ce rapport.

Cette couche d'inversion plus haute pour les sensibilités à l'advection est aussi marquée pour la température potentielle. Ces différences de tendance observée affectent le développement de la couche de cumulus.

Comme montré sur la Figure 4.8,a, le développement de la couche de cumulus démarre à la même heure pour toutes les simulations, aux alentours des 15h UTC, excepté pour la SCOND qui voit sa couverture nuageuse se développer à partir de 13h30 UTC. Cela est dû à la condensation qui intervient, dans des endroits très localisés près du sol. Les tests de sensibilités à l'advection ADV_2 et ADV_3 provoquent une fraction nuageuse totale plus importante, comparativement aux autres tests et à la simulation de référence, en lien avec la hauteur de l'inversion plus haute. Cela se retrouve aussi sur la fraction nuageuse maximale, tracée sur la Figure 4.8,b. Celle-ci avoisine les 20 % au maximum vers 18h UTC pour ADV_2 et ADV_3 alors que pour la simulation de référence, la fraction nuageuse maximale atteint les 15 %. Cette plus forte valeur reste présente jusqu'à la fin de la simulation. Dans cette fraction nuageuse maximale, la simulation SCOND atteint aussi ces 20 %, notamment due à la condensation sous maille, présente un peu partout sur le domaine. Cependant, la base et la hauteur de la couche nuageuse ne semblent pas modifiées entre les tests de sensibilité hors variations localisées (Figure 4.8,d), excepté vers la fin de la simulation où la base

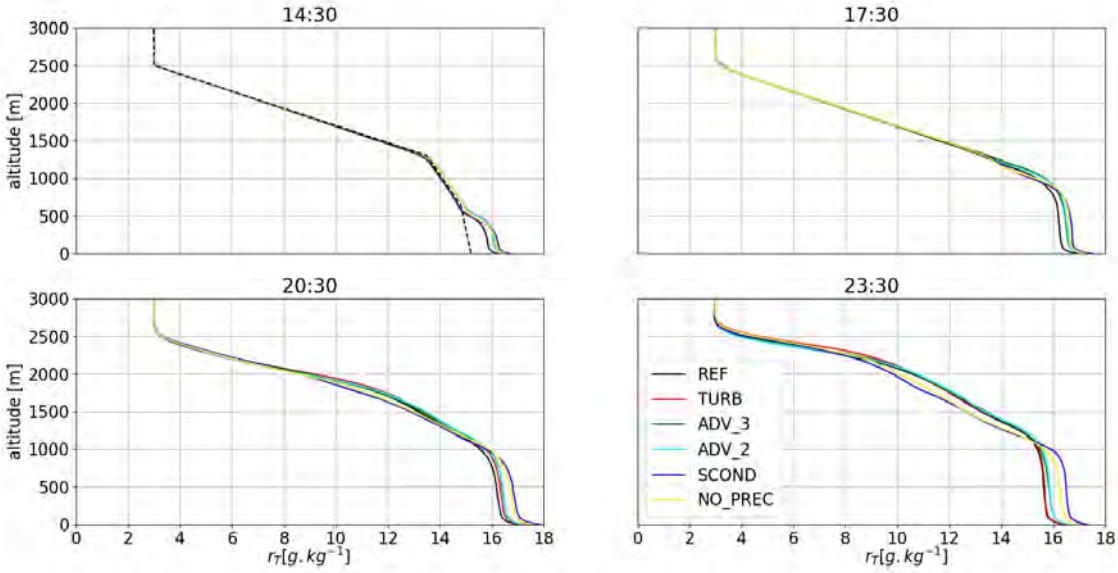


FIGURE 4.7 – Profils verticaux toutes les 3 heures du rapport de mélange $\mathrm{r_t}$ pour l'ensemble des test de sensibilité aux paramétrisations physiques pour le cas de convection ARM. Le trait noir en pointillé correspond au profil initial de $\mathrm{r_t}$ dans chaque test de sensibilité.

est plus basse de 75 m pour les tests de sensibilités à l'advection. Un fait notable est l'absence d'impact de la non formation de précipitations sur le sommet de la couche nuageuse, affirmant ainsi le caractère non précipitant du cas ARM (les observations ne faisaient pas état des lieux de précipitation durant la journée du 21 juin 1997) où les précipitation n'excède pas les 2 mm par jour en instantané (0.05 mm au maximum sur la journée pour la simulation ADV_3)

En comparant les couches nuageuses moyennées sur l'espace, on peut reproduire la quantité de rapport de mélange nuageux moyen sur toute la couche nuageuse pour chaque pas de temps et altitude. Cette opération a été faite pour la simulation de référence et celle-ci a été soustraite pour chaque test de sensibilité comme montré sur la figure 4.9.

Pour la simulation de référence, ce $\mathrm{r_c}$ atteint son maximum au milieu de la couche nuageuse vers 18h UTC avec pour valeur 0.04 $\mathrm{g.kg^{-1}}$. On peut voir également qu'une succession de forts profils de $\mathrm{r_c}$ succède à de faibles valeurs. Lors de cette faible valeur, un pic de précipitations (restant faibles) se produit. Cette analyse peut être répliquée à toutes les autres simulations avec une dislocation de la couche de cumulus après 23h. En terme de quantité d'eau nuageuse produite, on retrouve aussi une forte concentration pour les deux simulations où les schémas d'advection sont modifiés. En effet, en soustrayant les champs de $\mathrm{r_c}$ de ADV_2 et ADV_3 à celui produit par la simulation de référence, il apparaît que ce ratio est positif sur presque l'ensemble de la couche (jusqu'à $0.1\mathrm{g.kg^{-1}}$ de positif) excepté sur la fin de la journée, où ce ratio est faiblement négatif. Pour la simulation TURB, le bilan semble à l'équilibre, les fortes valeurs positives et négatives de la soustraction sont liées surtout aux décalages de temps des thermiques nuageux. Le test NO_PREC quant à lui, démontre qu'en coupant les précipitations, les valeurs de $\mathrm{r_c}$ sont plus faibles à la base de la couche que pour la simulation de référence. En effet, en chutant, les précipitations peuvent aussi faire augmenter le ratio d'eau liquide et être remises en suspension dans le nuage et ainsi conserver une certaine masse d'eau. C'est pour cela aussi que la différence entre NO_PREC et REF montre de forte valeurs d'eau liquide au sommet des nuages, puisque la seule source de diminution de masse est liée à l'évaporation. Enfin pour SCOND, la quantité d'eau ne semble pas affectée par le choix de condensation sous maille dans

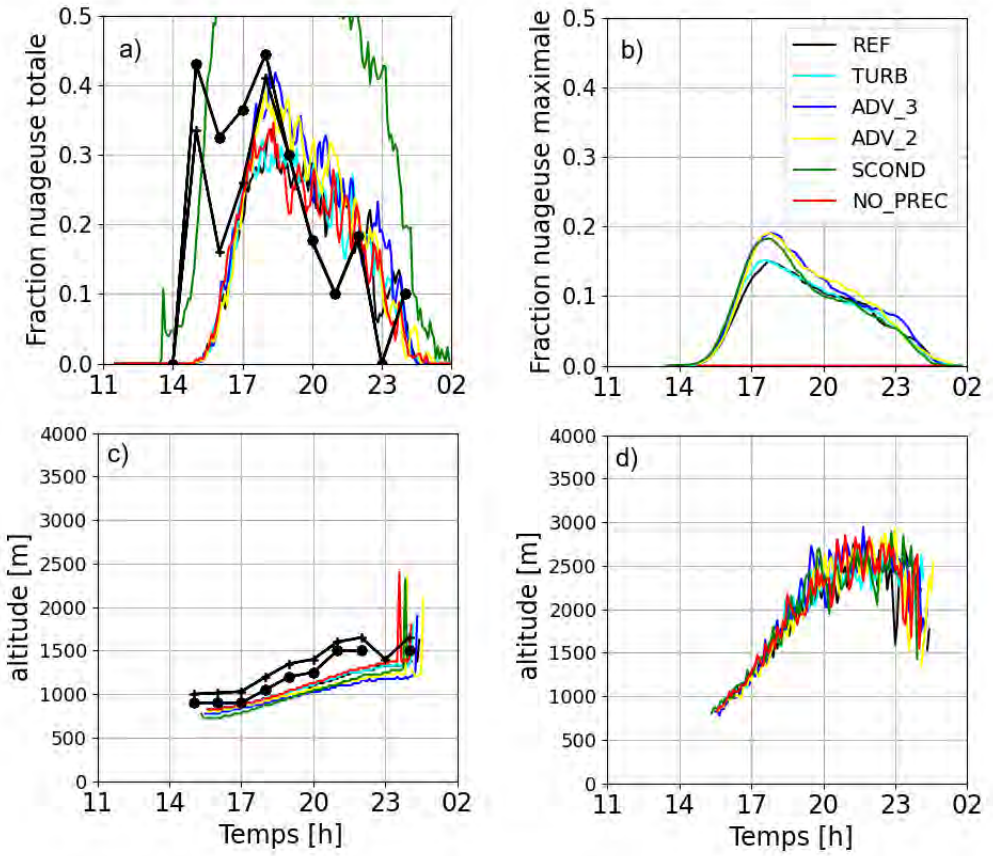


FIGURE 4.8 – Serie temporelle de a) la couverture nuageuse totale, b) la couverture nuageuse maximale, c) la hauteur de la base des nuages, d) le sommet de la couche nuageuse et e) les précipitations instantanées en fonction des différents tests de sensibilité sur les schémas physiques et thermodynamiques.

la zone de la couche nuageuse de la simulation de référence. Cependant, de l'eau en très faible quantité est condensée au-dessous de la base des cumulus, ainsi qu'au-dessus en début et fin de simulation.

Pour conclure, les tests de sensibilités ont révélé que le choix de la paramétrisation physique ne semblait pas affecter la couche de cumulus excepté les tests ADV_2 et ADV_3 qui produisent des nuages plus gros et plus intenses.

Sensibilité à la résolution et au domaine

Le choix sur ces caractéristiques de la simulation de référence l'ont été pour se rapprocher au mieux du cas de (Brown et al., 2002). Dans cette partie-là, les résolutions et les tailles du domaine seront modifiées et nous verrons ces impacts sur la couche nuageuse.

La première étude s'est porté sur le changement de résolution. Il apparaît que les tests de sensibilité DX40 , DZVAR et DZ40 ne change pas les caractéristiques de la couche nuageuse que ce se soit en terme de couverture nuageuse ou de localisation verticale comparativement à la simulation de référence comme on peut le voir sur la Figure 4.10.

Cependant, il apparaît que le choix de la taille du domaine à un impact sur la couverture nuageuse puisque que pour le domaine large de la simulation L10km ou L25km, la couverture nuageuse totale diminue de 30% pour la simulation de référence à 20% pour les tests lors du pic de 18h et que la fraction nuageuse maximale diminue de quelques pourcentages. Cependant, la hauteur de la base et du sommet des couches nuageuses n'est pas affectée par le choix de la taille du domaine.

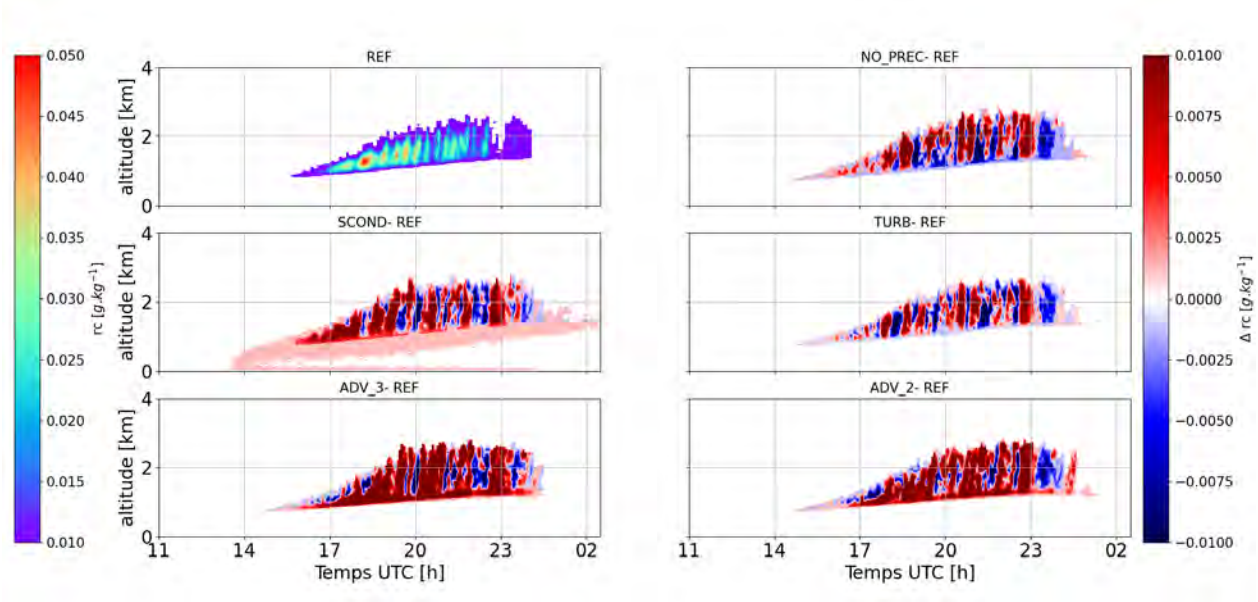


FIGURE 4.9 – Rapport de mélange r_c pour le cas de référence et les différences lors des tests de sensibilité pour la couche de cumulus d'ARM.

4.3 Etude des processus de mélange

4.3.1 L'entraînement/détrainement dans les nuages convectifs

Pour appliquer la formule 3.14 définie précédemment, un nuage a été choisi aléatoirement dans la simulation de référence ARM-SGP à la 9ème heure de simulation (correspondant à la fraction nuageuse la plus importante dans le domaine d'étude). Sur cette image fixe du champ de cumulus, une fonction d'identification des nuages a été appliquée pour isoler chaque entité nuageuse.

La méthode d'identification des nuages

Cette méthode repose sur la capacité d'un algorithme informatique à regrouper des mailles de simulations entre elles et créer des entités à part entière, notamment décrite dans Villefranque (2019). Le choix de l'objet que l'on veut créer peut reposer sur plusieurs critères. Ici, le choix est d'identifier des mailles considérées comme nuageuses et de les regrouper entre elles pour identifier l'ensemble de la structure d'un nuage. Cette méthode d'identification objet a déjà été utilisée pour caractériser différents objets, notamment dans (Brient et al., 2019) pour caractériser les structures cohérentes dans un champ de stratocumulus simulé.

Tout d'abord, il est à noter que cette fonction peut être utilisée dans un champ à N dimension, donc le temps est une variable comme une autre, par exemple, les coordonnées spatiales. La première sous-fonction va caractériser toutes les mailles nuageuses. Nous utilisons comme critère d'identification du nuage un LWC supérieur à 10^{-3}g.m–3, gardant ainsi des valeurs de vitesses verticales positives et négatives. Les valeurs non considérées seront masquées. La deuxième partie consiste à assembler les mailles comme un objet, leur conférant ainsi un label, ici, un numéro. Pour assembler ces mailles entre elles, une fonction de continuité spatiale est appliquée. Une première cellule nuageuse identifiée porte un numéro et toutes les autres mailles touchant celle-ci par un bord, une face ou un coin propage l'information du label (8-connectivité). À la fin de l'identification, on se retrouve avec plusieurs objets portant différents numéros, correspondant ainsi à différents cumulus. Ensuite, des filtres peuvent être appliqués, comme par exemple ici une taille minimale de $1.25 \times 10^5 \mathrm{m}^{-3}$ correspondant à 8 mailles dans la simulation de référence. Nous demandons aussi que

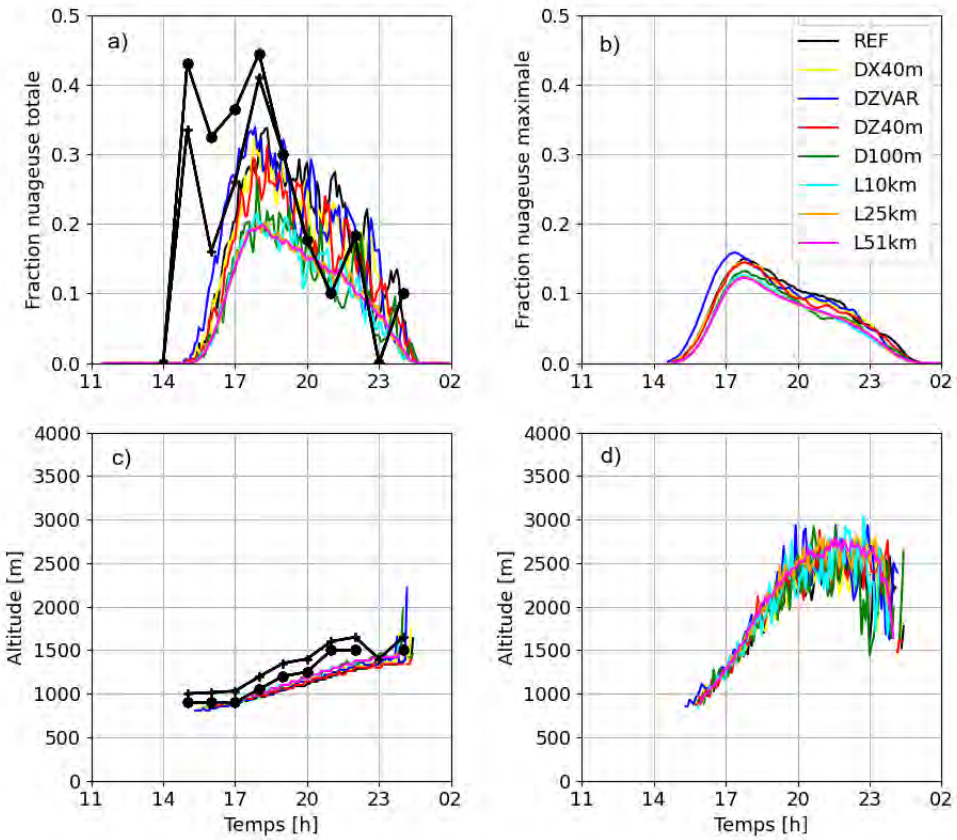


FIGURE 4.10 – Série temporelle de a) la couverture nuageuse totale, b) la couverture nuageuse maximale, c) la hauteur de la base des nuages et d) le sommet de la couche nuageuse en fonction des différents tests de sensibilité sur le domaine et la résolution.

l'objet identifié couvre au moins deux mailles verticalement, soit 50 m de hauteur minimale.

Cette méthode est alors appliquée à un instant donné, à chaque sortie demandée de la simulation. Dans le cas d'une identification qui se veut temporelle, la composante du temps est également prise en compte, dans le même esprit que pour les coordonnées spatiales. La continuité temporelle est alors appliquée avec le déplacement ou la création de mailles nuageuses par rapport au temps d'avant. Cela permet de suivre un nuage identifié en 3 dimensions et dans le temps. Cette identification dans les 4 dimensions est notamment utilisée dans le Chapitre 6.

Application sur un cumulus isolé

A la 9ème heure de simulation ARM, plusieurs dizaines de nuages ont été isolés et nous présentons la méthode sur un nuage. Ce nuage, représenté en coupe horizontale (Figure 4.11) et verticale (Figure 4.12) se trouve dans sa phase de développement. En effet, une forte ascendance est présente dans le cœur du nuage avec des valeurs proches de 3 $\mathrm{m.s^{-1}}$ ainsi qu'une flottabilité positive, 0.1 $\mathrm{m.s^{-2}}$; on retrouve des flottabilités positives dans la majorité du nuage.

Sur la coupe horizontale à 1.55 km (soit 350 m au-dessus de la base du nuage), le cœur de nuage est composé de valeurs positives de vitesse verticale (W=2-3 $\mathrm{m.s^{-1}}$) et l'enveloppe nuageuse quant à elle est composée de vitesse verticale nulle ou négative. En superposant la flottabilité avec les variabilités des vents horizontaux (suppression du vent advectif moyen), il est clairement identifiable une enveloppe négativement

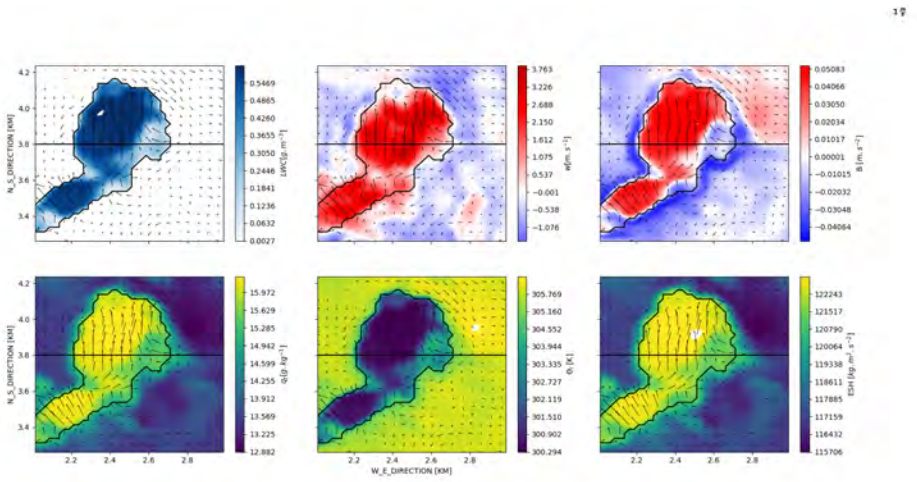


FIGURE 4.11 – Cumulus 15 à la 9ème heure de la simulation référence d'ARM-SGP. La première ligne représente les sections horizontales à 1.55 km d'altitude de LWC, de vitesse verticale et de flottabilité. La deuxième ligne correspond aux sections horizontales des variables conservatives q_t, Θ_l et d'énergie statique humide.

flottante, compensant l'ascension du cœur.

A première vue, des pénétrations d'air environnemental semblent se produire sur certains bords du nuage, emmenant avec elles de l'air plus sec et donc moins flottant. A contrario, d'autres bords voient passer de l'air nuageux dans l'enveloppe. Pour décrire ces phénomènes, nous allons appliquer les calculs d'entraînement et de détrainement défini dans la section 3.3.1 et plus particulièrement issus de la méthode Bulk les équations 3.12 et 3.14 sur l'ensemble de la verticale du nuage. Pour cela, les valeurs conservatives étudiées seront q_t,Θ_l, l'énergie statique humide (Figure 4.12) mais aussi dans un deuxième temps un traceur passif. En effet, dans les simulations numériques, toutes ces variables sont connues mais lors d'observations dans des cumulus, il se peut que certaines d'entre elles ne soient pas directement calculables. Il est donc nécessaire de poser un état des lieux sur les différences qui peuvent exister lors du calcul d'entraînement quand le choix se pose sur une seule variable conservative. Comme montré sur les profils de la Figure 4.12, ces variables conservatives sont emmenées du thermique situé en dessous de la base du nuage, puis dans le nuage et sont plus fortes au centre du nuage que sur les bords, visible également sur les coupes horizontales.

Le flux de masse du nuage est largement positif, sur l'ensemble du nuage mais également sur chaque étage de celui-ci comme le montre la Figure 4.13 avec en moyenne un flux de masse égal à 1.5 $\mathrm{kg.s^{-1}.m^{-2}}$. En regardant la variation de ce flux de masse sur la verticale, chaque 25 m, celle ci varie peu dans les deux-tiers inférieurs du nuage puis décroît vers le sommet du nuage atteignant -0.5 $\mathrm{kg.s^{-1}.m^{-3}}$ à la frontière sommitale du cumulus. Par endroit, la variation est positive, ce qui signifie que si de l'air a été détrainé hors du nuage, l'air entraîné a été beaucoup plus conséquent ($\partial \mathrm{f}/\partial \mathrm{z}$= E-D,$\partial \mathrm{f}/\partial \mathrm{z} \geq 0$, E $\geq$ D). Une variation verticale nulle du flux de masse ne signifie pas forcément que l'entraînement et le détrainement sont nuls. En effet, si le taux d'entrainement est égal au taux de détrainement, alors ils se compensent et la variation verticale du flux de masse est nulle. Pour autant, les conséquences sur les propriétés intrinsèques au nuage vont changer, puisque l'air entraîné apporte avec lui des caractéristiques provenant de l'environnement. Alors, en appliquant la formule de l'entraînement et du détrainement définis dans les équations 3.13 et 3.14 pour les 3 variables censées être conservées sur toute la hauteur du nuage lors de processus adiabatiques, on peut alors décrire les processus de mélange qui s'y sont déroulés. Les paramètres d'entraînement dans le nuage (courbes rouges) diffèrent suivant les variables utilisées mais semble indiquer que du mélange se produit à chaque niveau du nuage, en quantité plus importante à la base et au sommet du nuage. Quant au paramètre de détrainement, celui-ci s'opère aussi sur toute la verticale du nuage avec de très fortes valeurs

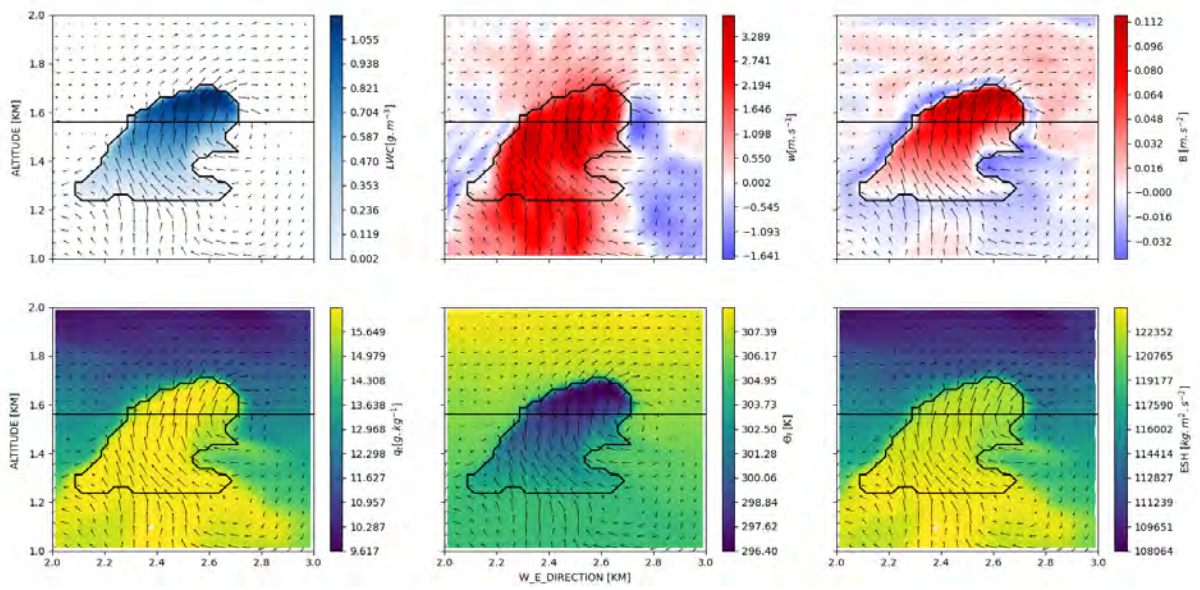


FIGURE 4.12 – Cumulus 15 à la 9ème heure de la simulation référence d'ARM-SGP. La première ligne représente les sections verticales de LWC, de vitesse verticale et de flottabilité. La deuxième ligne correspond aux sections verticales des variables conservatives q_t, Θ_l et d'énergie statique humide.

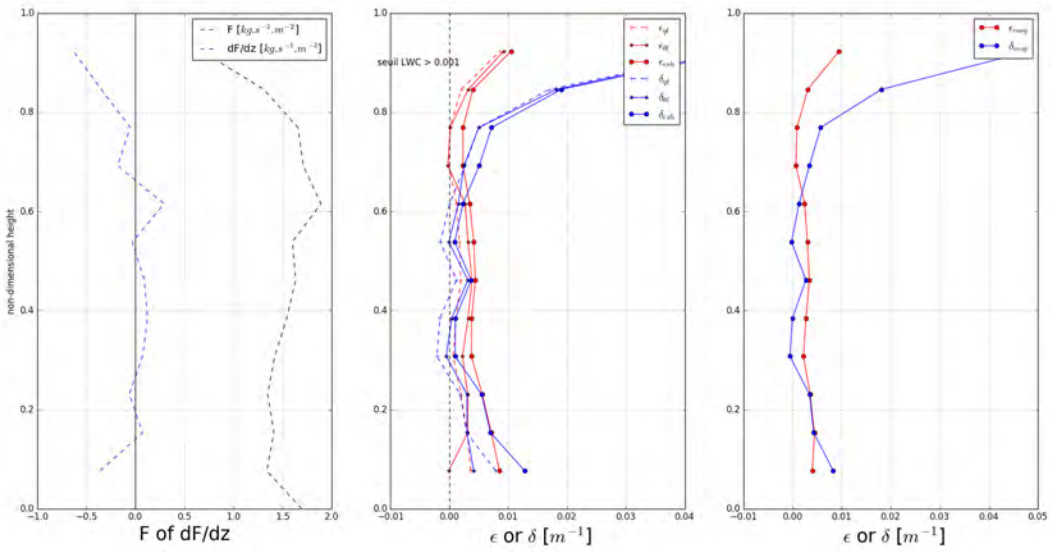


FIGURE 4.13 – Profils horizontaux du flux de masse et de sa dérivée, des taux d'entraînement et détrainement suivant les 3 critères des variables conservées et la moyenne de ces taux dans le nuage

au sommet, ce qui explique que le flux de masse décroît au sommet du nuage. Dans ces profils, la condition pour définir une parcelle nuageuse ne se basait que sur un LWC supérieur à $10^{-3}\mathrm{g.m}^{-3}$. Comme expliqué

dans le chapitre 2.2.1, le critère d'un vent vertical positif est aussi pris en compte dans de nombreuses études numériques. En testant ce critère, les profils d'entraînement et de détrainement ne varient que très peu, conservant la même dynamique à la base et au sommet du nuage. Également, un abaissement du seuil de LWC à 10^{-2} $\mathrm{g.m^{-3}}$ n'a pas d'influence sur la variation du flux de masse.

L'analyse d'un nuage a donc montré que le mélange se déroulait sur les bords mais également au sommet du nuage.

Application sur un champ de cumulus

A présent, l'analyse des processus d'entraînement et de détrainement a été étendue sur l'ensemble des nuages présents à la 9ème heure de simulation dans le domaine d'ARM pour avoir une vision d'ensemble et regarder les différences possibles entre nuages. Un nombre de 18 nuages, de taille suffisante ($1.25 \times 10^5 \mathrm{m^{-3}}$) pour être analysés, ont été sélectionnés et les profils d'entraînement ont été calculés pour les 3 variables conservatives comme montré sur la figure 4.14. Le profil d'entraînement pour la variable $\mathrm{q_t}$ est cohérent

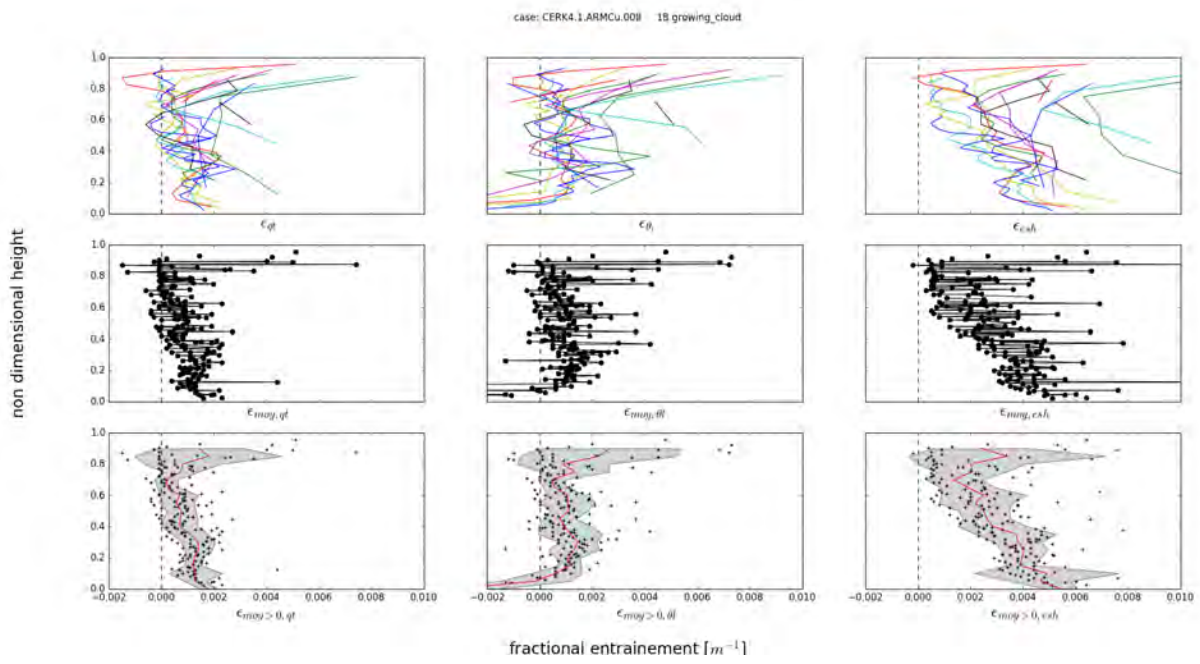


FIGURE 4.14 – Profils verticaux d'entraînement fractionné pour une population de nuage, suivant les 3 variables conservatives.

avec l'étude individuelle précédente avec un $\varepsilon_{\mathrm{qt}}$ égal à 0.02 $\mathrm{m^{-1}}$ à la base des nuages en moyenne. Ce taux décroît avec l'altitude dans le nuage puis augmente de manière significative au sommet des nuages, avec un pic moyen autour de 0.02 $\mathrm{m^{-1}}$, au même niveau qu'à la base des nuages. Cette remontée du taux d'entraînement est associée à une forte variabilité, puisque l'écart-type monte jusqu'à 0.04 $\mathrm{m^{-1}}$. Cette tendance est également observée pour l'autre variable conservative, l'énergie statique humide à la différence que les valeurs sont plus fortes. En effet, à la base, $\varepsilon_{\mathrm{esh}}$ est aux alentours de 0.05 $\mathrm{m^{-1}}$, puis celui-ci diminue jusqu'à 0.02 aux alentours des 80 % de la hauteur des nuages puis ré-augmente pour atteindre un taux égale à celui observé à la base. En ce qui concerne la variable conservative Θ_{l}, ce rebond est également observé au sommet des nuages mais inexistant à la base, où ce taux est même nul voire négatif, ce qui traduit une base moins flottable que l'environnement, zone forcée sur les premiers niveaux des nuages.

L'ensemble des nuages pris à cette heure de la simulation présentent des profils moyens similaires entre les variables conservatives, seules les valeurs à la base varient, également visible pour les profils verticaux de détrainement. Comme montré sur la Figure 4.15, ce taux à la base des nuages est aux alentours de 0.05 m^{-1} pour Θ_l, 0.1 m^{-1} pour q_t, 0.15 pour esh. Comme pour l'entraînement, ce taux diminue jusqu'à 80 % de la hauteur des nuages puis augmente au sommet pour atteindre des taux supérieurs à 0.2 m^{-1} quelques soient les variables conservatives étudiées. Cela traduit donc que l'air nuageux s'exporte dans l'environnement en priorité au sommet du thermique.

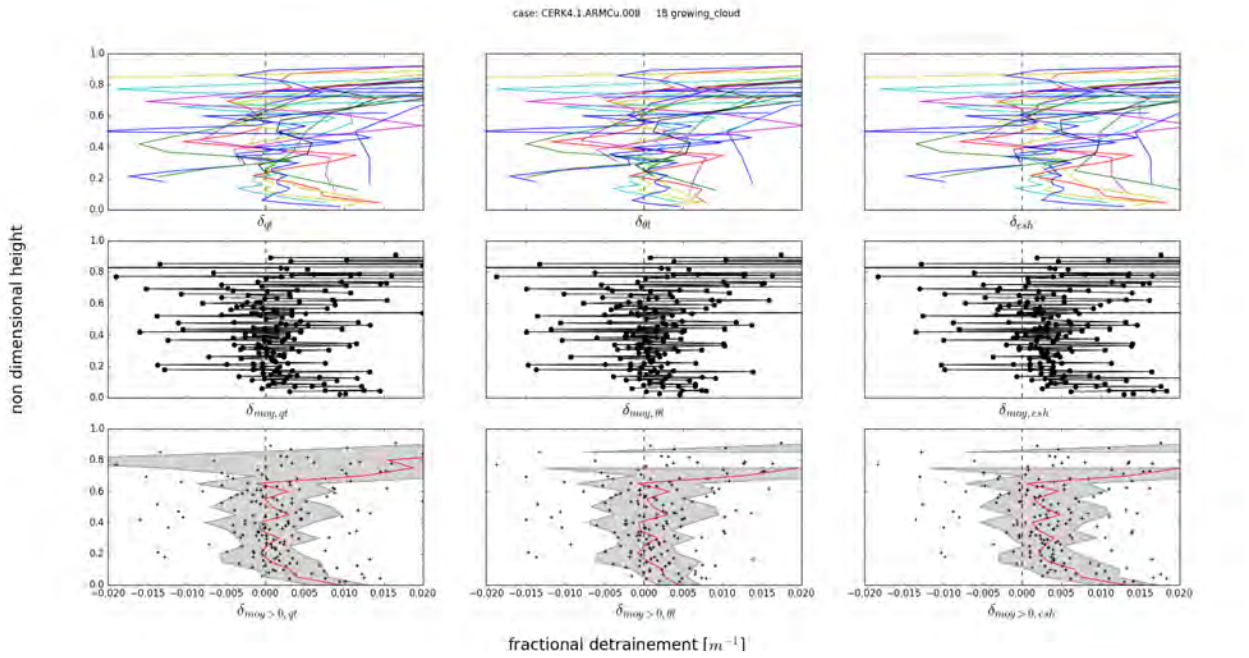


FIGURE 4.15 – Profils verticaux de detrainement fractionné pour une population de nuage, suivant les 3 variables conservatives.

Ces profils moyennés sur une population de nuage démontrent que le mélange s'opère dans deux régions privilégiées : au sommet du nuage et, dans une moindre mesure, à la base du nuage. Pour autant, l'analyse a besoin d'être étendue puisqu'ici, seul un instant donné a été observé et il est nécessaire d'étendre l'analyse.

4.3.2 Variabilité des processus de mélange dans la convection continentale

Dans cette partie, nous nous intéressons à tous les paramètres pouvant être susceptibles de modifier les profils de mélange dans les nuages, que ce soit des changements de caractéristiques d'atmosphère, le choix porté à la méthode de calcul, ainsi qu'aux volumes des nuages étudiés.

Variabilité entre les différentes variables conservatives

Les résultats précédents ont mis en avant des différences sur les profils verticaux de mélange dans les nuages suivant les variables conservatives choisies pour diagnostiquer les taux d'entrainement et de détrainement. Alors le choix a été fait d'émettre un traceur passif à la base des nuages, noté SVT, pour savoir comment celui-ci se conserve ou non dans les nuages. Il sert de référence puisque une concentration de ce traceur passif au sommet du nuage égale à celle de la base conclura que le mélange est nul. La Figure 4.16 expose chaque taux d'entraînement et de détrainement calculé pour des variables conservatives différentes. Si chaque taux est placé sur la ligne en noir, cela traduit une parfaite égalité des méthodes. Pour

l'entrainement (Figures placées au dessus de la ligne rouge), il existe une bonne correspondance entre les méthodes bulk calculées avec les variables q_t et Θ_l alors que celle calculée avec l'énergie statique humide (MSE) semble à chaque fois surestimer les taux d'entraînement. Également, l'introduction du traceur passif emmène une fois de plus à consolider la confiance envers la variable q_t. Les couleurs représentant les altitudes où sont calculés les taux d'entraînement, on remarque que la plupart des méthodes divergent entre elles à la base des cumulus mais semblent être en accord vers la moitié haute des cumulus vers le sommet. En comparant les méthodes bulk avec la méthode directe, c'est à la base que les valeurs sont les plus cohérentes mais restent tout de même assez éloignées.

Pour le calcul du detrainement, les résultats sont assez similaires puisque la correspondance est bonne entre q_t, Θ_l et le traceur passif SVT, surtout au sommet des cumulus. Le calcul du detrainement par la méthode direct semble quant à lui mieux fonctionner puisque les valeurs se situent pour la plupart sur la ligne noire sauf pour celles situées au sommet où la méthode directe surestime les valeurs d'entraînement.

Cette comparaison entre les méthodes permet de comprendre que la valeur d'entraînement/detrainment dans les nuages varient suivant l'altitude mais aussi qu'il est important de bien choisir la variable conservative. Dans cet exemple, le traceur passif reste sans doute la référence en termes de valeurs les plus réelles de ce qui peut être observée en termes de mélange. C'est pour cette raison que q_t, qui observe des profils semblables au traceur, reste la variable conservative de base pour calculer l'entraînement sur le terrain de campagne de mesure.

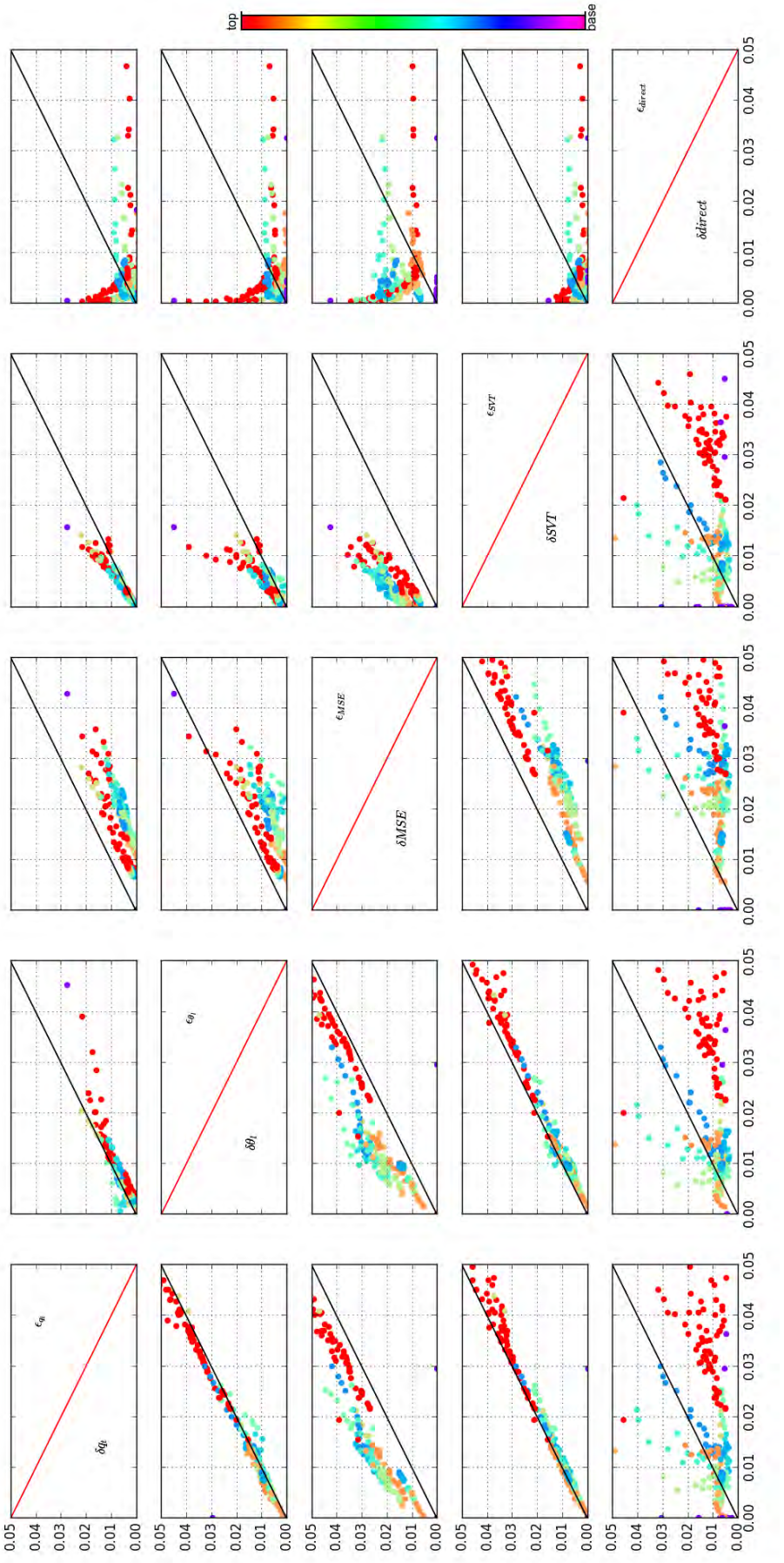


FIGURE 4.16 – Valeurs des taux d'entrainement fractionnés par différentes méthodes Bulk et Directe comparées aux autres méthodes pour les figures situées au-dessus de la ligne rouge. Idem pour le détrainement sous la ligne rouge.

Variabilité temporelle de l'entraînement et du détrainement

La simulation ARM durant 15 h et la couche nuageuse étant présente sur plusieurs heures, il a été possible de tracer les différents profils de mélange de la 7ème à la 12ème heure. Entre ces horaires-là, entre 12 et 21 nuages ont été étudiés pour chaque heure, permettant d'avoir une statistique solide.

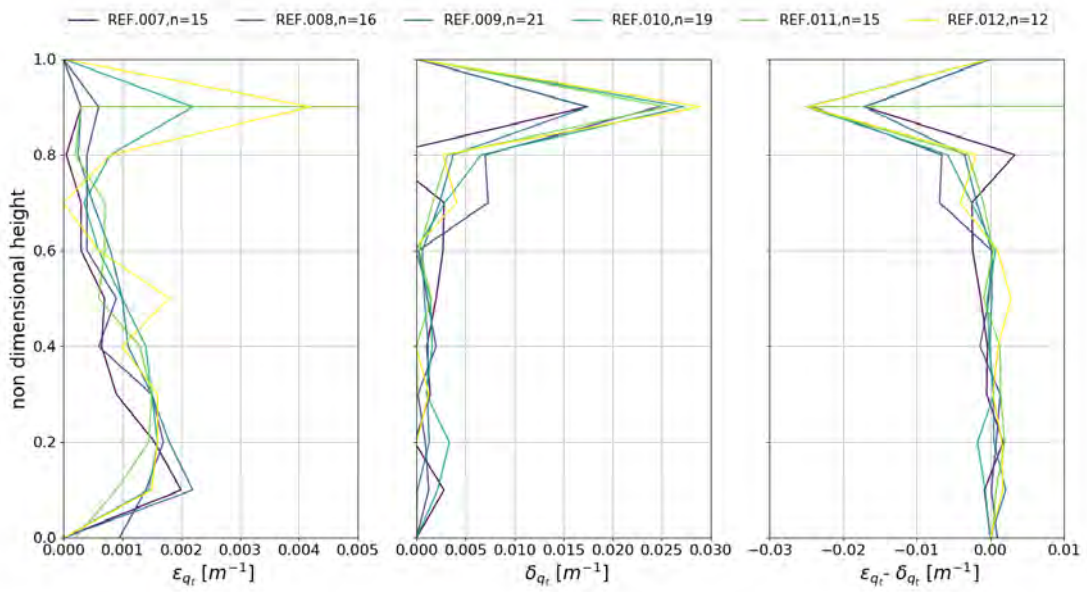


FIGURE 4.17 – Profils verticaux d'entraînement et de détrainement moyens calculés avec la variable q_t entre la 7ème et 12ème heure de simulation.

Le premier enseignement en regardant le taux d'entraînement calculé avec la variable conservative q_t est l'absence de modification des profils, tant en termes de tendance que de valeurs puisque celui est fort à la base puis diminue avec l'altitude. La statistique prenant en compte l'ensemble des nuages, quelle que soit leur phase de vie peut expliquer cette stationnarité. En ce qui concerne les profils de détrainement, la tendance reste inchangée puisque ce taux est plus faible dans la partie inférieure des nuages et augmente de manière significative au sommet des nuages. Cependant, en termes de valeur, une modification semble s'opérer au sommet des cumulus, avec un taux de détrainement plus fort en début de formation des cumulus (7ème heure) qu'à la fin de la simulation. Cette tendance est également observée pour les autres variables conservatives (Θ_l, esh).

Ce taux de détrainement plus important en début de simulation a pour conséquence que le flux de masse diminue plus rapidement au sommet pour les cumulus en début de simulation qu'à la toute fin. Dans ce cas là, plusieurs hypothèses peuvent être émises. L'évolution et donc la modification de la thermodynamique de la couche limite peut-elle affecter ce profil de mélange ? La distribution en taille des nuages est-elle la même entre le début et la fin de la simulation ?

Impact du volume sur les profils de mélanges

Puisque l'évolution de la couche limite n'a pas d'impact sur les profils d'entraînement des nuages, nous étudions l'ensemble des nuages identifiés entre la 7ème et la 12ème heure de simulation, c'est à dire 98 cumulus de volume supérieur à $10^{-3}\mathrm{km}^3$. Nous avons donc classifié cette population en 5 classes, suivant leur volume. La première classe correspond à des nuages petits, ayant un volume de $10^{-3}\mathrm{km}^3$ à $10^{-2}\mathrm{km}^3$, la deuxième classe pour des nuages de $10^{-2}\mathrm{km}^3$ à $5 \times 10^{-2}\mathrm{km}^3$, la troisième classe pour des nuages de $5 \times 10^{-2}\mathrm{km}^3$ à $\times 10^{-1}\mathrm{km}^3$, la quatrième classe pour des nuages de $0.1\mathrm{km}^3$ à $0.5\mathrm{km}^3$ et la dernière, la cinquième, pour des nuages de $0.5\mathrm{km}^3$ à $1\mathrm{km}^3$.

Des moyennes ainsi que leur écart-type associés ont été calculés à partir de ces volumes et transcrits sur la Figure 4.18.

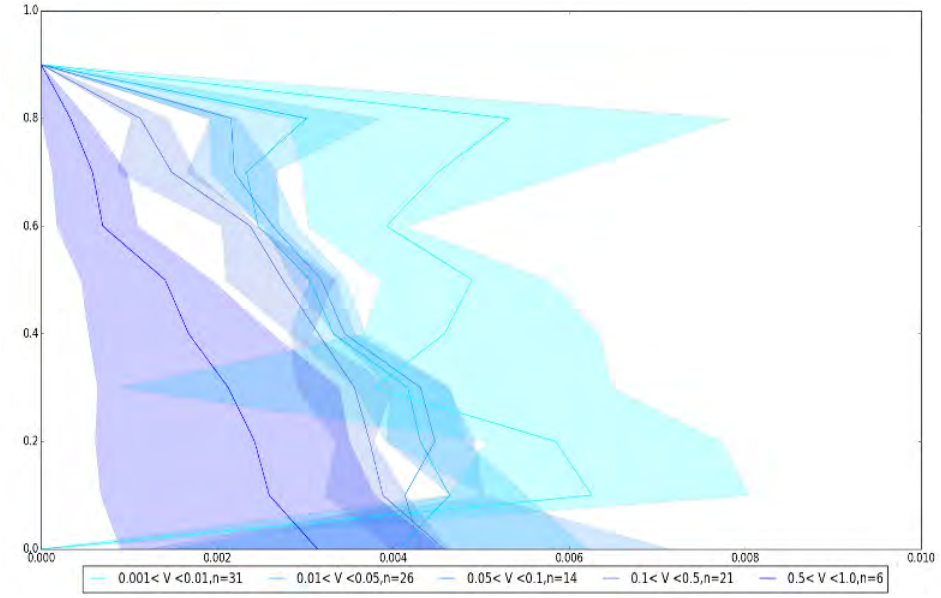


FIGURE 4.18 – Profil vertical d'entrainement moyen pour des cumulus classés par volume dans le cas de convection ARM.

Les profils verticaux des mélanges semblent indiquer que le volume des nuages possède un impact sur l'intensité de celui-ci. En effet, plus les nuages sont petits, plus le taux d'entraînement fractionné est important sur toutes les hauteurs du nuage. Cependant, la variabilité associée est plus forte comparativement aux gros nuages. Le volume du nuage peut être associé à la dimension du rayon du nuage. Dans le même cas ARM-SGP, Lamraoui et al. (2016) prouvent que les volumes des nuages sont dépendant des rayons à la base du nuage ainsi qu'à leur hauteur en approximant que les cumulus peuvent être décrits comme des paraboles ellipsoïdales à leur base. Un autre point mis en exergue est la correspondance entre intensité des vents verticaux à la base des nuages et volume. En effet, comme montré sur la Figure 4.19, plus les updrafts sont forts, plus les nuages possèdent un volume important. Donc, étant donné que les taux d'entrainement fractionnés sont plus faibles dans les gros nuages, ils peuvent être reliés en proportionnalité inverse avec les vents verticaux. Cela valide l'hypothèse donc qu'une paramétrisation telle que celle énoncée par Rio et al. (2010) reliant l'entraînement aux vents verticaux semble pertinente. .

Variabilité entre les méthodes bulk et directe

Les méthodes décrites précédemment utilisaient le modèle Bulk. Une autre méthode peut également être testée, qualifiée de "méthode directe". Elle consiste à regarder les échanges de flux à la frontière des nuages. Pour cela, sur chaque maille qui compose la frontière, on regarde le flux qui traverse la face de la maille qui

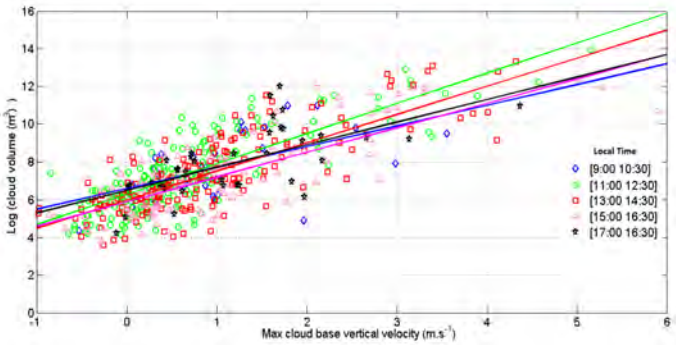


FIGURE 4.19 – Relation de dépendance entre rayon et volume, issu de Lamraoui et al. (2016) lors du projet Skyskanner.

se situe face à l'environnement. Ces travaux reprennent un exercice décrit dans (Rio, 2007b) et les résultats sont montrés sur la Figure 4.20.

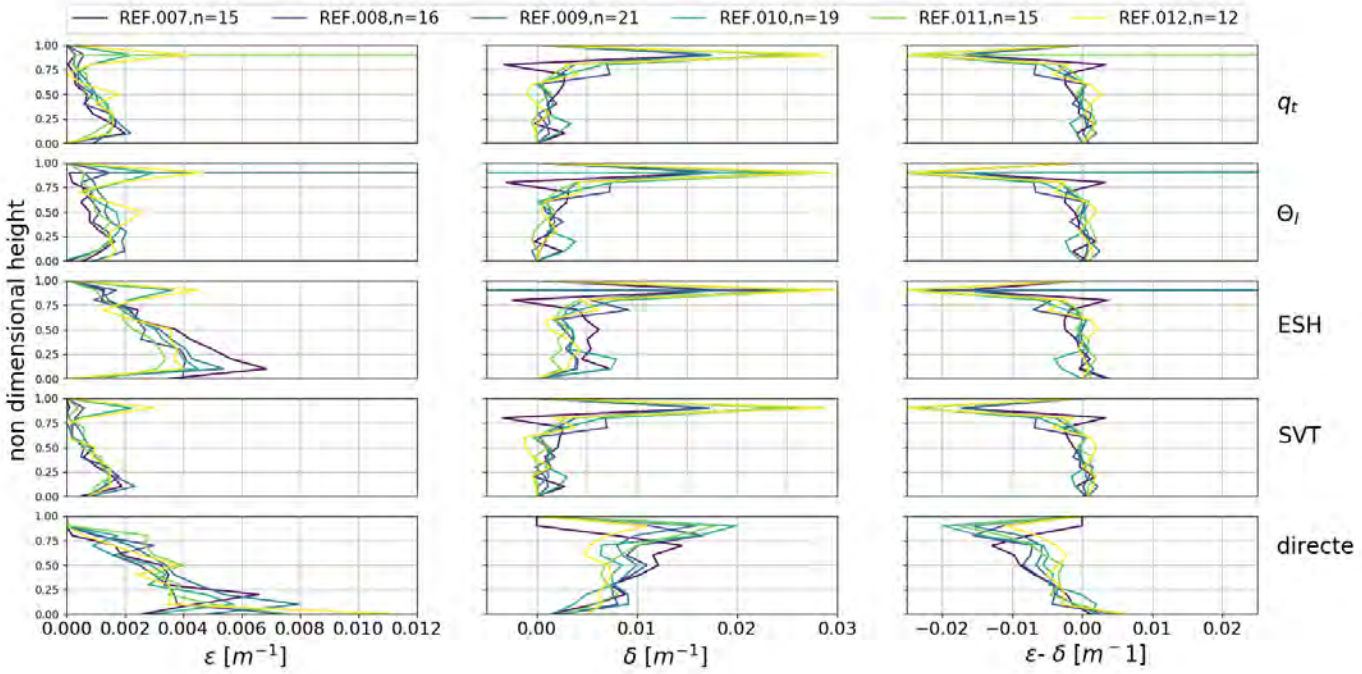


FIGURE 4.20 – Profils verticaux de l'entraînement et du détrainement fractionné, ainsi que leur différence pour les méthodes Bulk et la méthode directe en fonction du temps.

A première vue, la méthode directe semble donner des résultats plutôt cohérent avec la méthode Bulk qui utilise comme variable conservative q_t. La tendance est la même, décroissante sur la verticale pour l'entraînement, maximale pour le detrainement au sommet des nuages. Cependant, une tendance semble se dessiner avec le temps de simulation et les taux calculés par la méthode directe sont plus forts que ceux calculés avec la méthode Bulk. Cela confirme des travaux antérieur de Romps (2010) qui estime que la méthode utilisant les variables conservatives sous-estiment d'un facteur 2 l'entraînement fractionné calculé par la méthode directe.

4.3.3 Comparaison entre le cas BOMEX et le cas ARM

Le but maintenant est de savoir s'il existe des différences dans les processus de mélange suivant les conditions de formation, qu'elles soient marines ou continentales. Nous appliquons la même méthodologie décrite précédemment, à savoir les calculs Bulk pour l'entrainement et le détrainement pour plusieurs variables conservatives, sur l'ensemble des cumulus marins simulé dans la convection nuageuse de BOMEX. Nous classons de la même manière que pour le cas ARM l'ensemble des nuages par leur volume. Cependant, les nuages simulés dans BOMEX étant plus petits, seul quatre classes différentes sont établis avec des volumes allant de 10^{-4} à $10^{-3}\mathrm{km}^3$ pour la première classe, 10^{-3} à $10-2\mathrm{km}^3$ pour la deuxième classe,10^{-3} à $10--2\mathrm{km}^3$ pour la troisième classe et de 10^{-1} à $1\mathrm{km}^3$ pour la quatrième classe.

Les profils verticaux moyennés de $\mathrm{q_t}$ dans les nuages de chaque classe sont représentés dans la Figure 4.21,a. Au fur et à mesure que l'on s'élève dans les nuages, les petits cumulus de classe 1 voient leur $\mathrm{q_t}$ diminuer, passant de 17.5 $\mathrm{g.kg^{-1}}$ à leur base à 12.7 $\mathrm{g.kg^{-1}}$ à leur sommet alors que dans le même temps, les nuages de classe 4 (en rouge) observe une baisse moins important puisque $\mathrm{q_t}$ est environ égal à 14 $\mathrm{g.kg^{-1}}$ à leur sommet. L'écart-type est cependant plus important pour les nuages de moyenne et grande taille, associé à la diversité de taille que l'on retrouve dans ces classes de volume. Avec ces profils verticaux de $\mathrm{q_t}$, il est possible de calculer l'entrainement sur les nuages, comme montré sur la Figure 4.21,b. On rapelle, si $\mathrm{q_t}$ n'observe pas de diminution sur la hauteur du nuage, l'entrainement est nul. Or, l'inverse se produit et il est possible de remarqué que comme pour le cas ARM, les cumulus de petites tailles observent un taux d'entrainement plus important que pour les gros cumulus. Ce taux d'entrainement est décroissant avec l'altitude puisque toujours plus fort dans le premier tiers de la hauteur des nuages. Il semble cependant plus ou moins comparable à partir de la moitié du nuage pour tous les types de nuages.

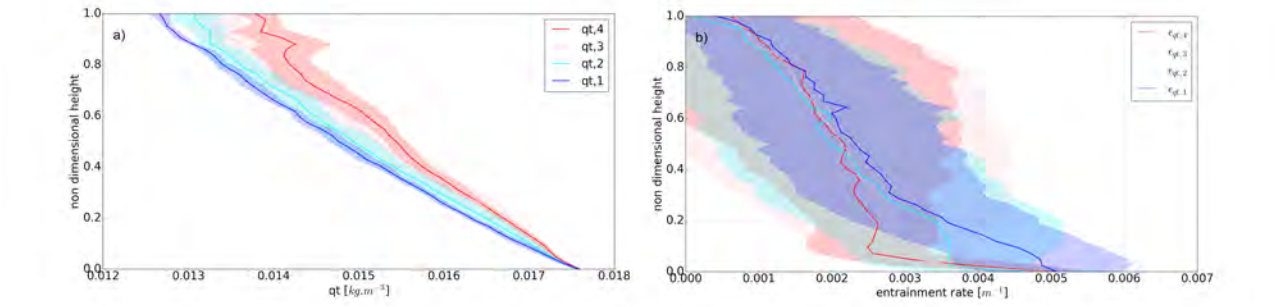


FIGURE 4.21 – a) Profils verticaux du contenu en eau total pour chaque classe de volume des cumulus de BOMEX entre leur base (0) et leur sommet (1). b) Profils verticaux du taux d'entrainement fractionné calculé avec la variable $\mathrm{q_t}$ pour chaque type de nuage.

Pour comparer ces taux d'entrainement entre la convection continentale et océanique, nous sélectionnons tous les cumulus ayant un volume compris dans un volume entre 0.01 et 0.05 km^3 entre la 7ème et 12ème heure pour le cas ARM et 2ème à 6ème heure pour le cas BOMEX. Ce choix de volume intermédiaire permet d'avoir un nombre significatif de nuages à la fois pour la convection continentale qui possède de plus gros cumulus et la convection océanique qui possède des plus petits nuages,. Au total, 26 nuages dans le cas ARM et 217 pour le cas BOMEX.

Dans le cas d'un volume égal pour les deux simulations, il n'existe pas de différence quant aux taux d'entraînement et détrainement fractionnés pour les deux cas de convection. L'entrainement reste toujours plus important à la base des nuages qu'au sommet pour toutes les variables conservatives à l'exception de $\mathrm{q_t}$ où dans le cas ARM, le taux d'entrainement est supérieur à celui trouvé dans BOMEX au niveau du sommet des nuages. Cette différence se retrouve également sur le détrainement ce qui conduit à plus de

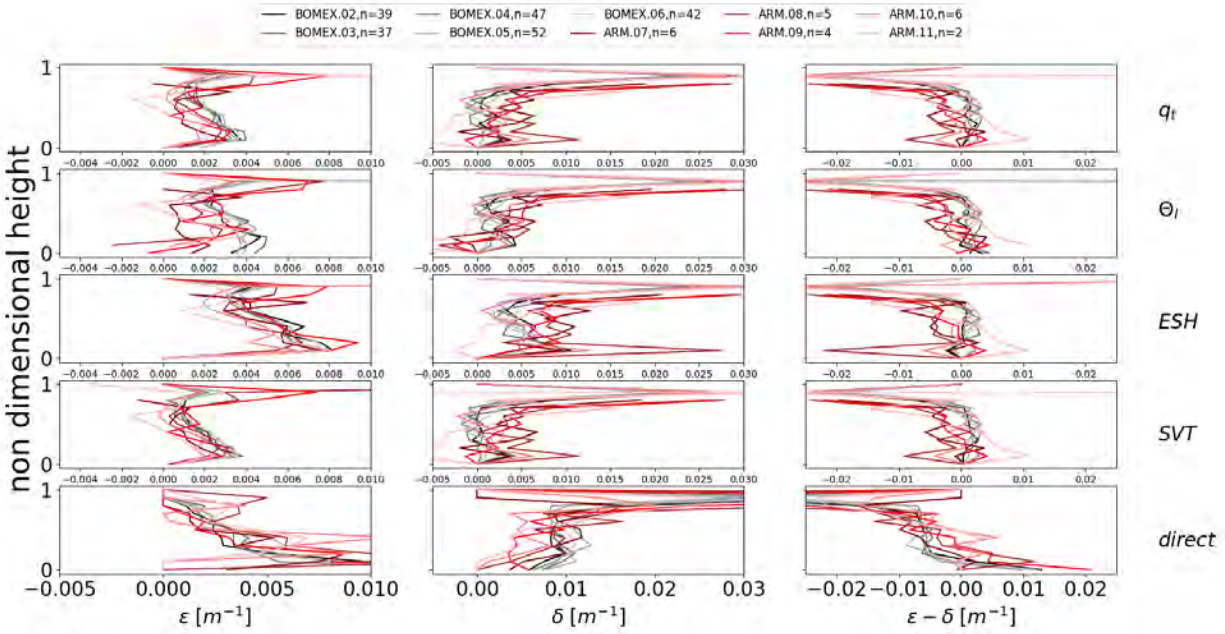


FIGURE 4.22 – Profils verticaux des processus d'entrainement et de détrainement ainsi que la différence des deux calculés à partir de la méthode Bulk et des différentes variables conservatives et de la méthode directe dans le cas BOMEX (en rouge) et ARM (en noir).

mélange au sommet des nuages dans ARM dans cette classe de volume. Une explication sur les cycles de vie des cumulus peut en être une cause. En effet, dans cette étude, nous prenons tous les nuages, quelque soit leur stade de vie. Or, pour un volume compris entre 0.01 et 0.05 km^3, les cumulus issus de BOMEX sont à leur expansion maximale, donc en phase de maturité quand dans ARM, cela peut correspondre à un cumulus en phase de développement, n'ayant pas atteint son volume maximale. Le sommet correspond donc à un sommet fixe pour BOMEX, moins dynamique que celui d'ARM où celui-ci est en constante évolution. Cette différence de volume sur l'ensemble de la couche nuageuse conduit Drueke et al. (2020) à affirmer que la couche nuageuse de BOMEX entraîne deux fois plus que celle simulée numériquement dans le cas ARM puisque les nuages fins entraînent plus que les cumulus à fort volume.

4.3.4 Impact des tests de sensibilités sur le mélange

Les choix des schémas, résolutions et tailles de domaines utilisés impactent les variables thermodynamiques et les propriétés macroscopiques des cumulus (Section 4.2.3). Nous nous intéressons donc à l'impact de ces tests de sensibilité sur les profils verticaux de mélange. Les sensibilités à la taille du domaine ne seront pas montrées car n'affectant pas les processus de mélange des nuages.

En premier lieu, l'étude s'est portée sur deux heures différentes pour les tests de sensibilités, c'est-à-dire à 18h30 et 20h30 UTC pour le cas ARM, l'une correspondant au pic de nuage présent dans le domaine et la deuxième au temps décroissant de la fraction nuageuse. En reprenant les profils moyennés des cumulus en fonction du temps et de l'altitude, on a pu tracer pour ces deux temps la fraction que compose les cœurs des nuages, leur flux de masse verticaux associés ainsi que l'entraînement fractionné calculé pour ces profils comme montré dans la Figure 4.23. Les cœurs de nuage représentent en moyenne 4,5 % et 3.5

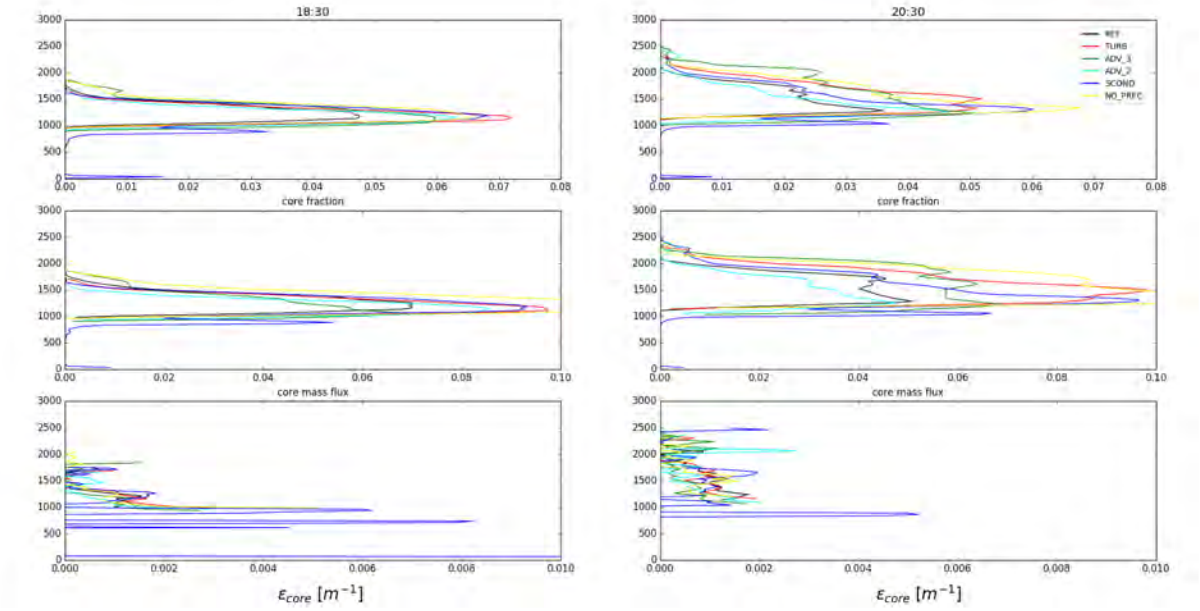


FIGURE 4.23 – Profils verticaux des fractions occupées par les cœurs de nuage, leur flux de masse associé ainsi que le taux d'entraînement fractionné dans les couches nuageuses moyennées pour 18h30 et 20h30 UTC.

% pour la zone nuageuse sur les deux instantanés de la simulation de référence alors que ceux des tests de sensibilités représentant en moyenne 5 à 7%. L'impact de blocage des précipitation dans NO_PREC emmènent à surestimer le coeur de nuage comparé à la simulation de référence, ce qui peut s'expliquer par le fait que les précipitations qui jouent un rôle de refroidissement (et donc peuvent inhiber certains mouvements convectifs) n'affectent pas les cumulus qui peuvent se développer. Associé à cette fraction de cœur de nuage, le flux de masse vertical est calculé pour dériver les processus d'entraînement et détrainement calculé avec la variable q_t comme on le voit sur la Figure 4.23. L'ensemble des profils verticaux de mélange montre que le changement de paramétrisation n'affecte pas le profil moyen de la couche de cumulus, à l'exception de ADV_2 et ADV_3 qui observe deux taux d'entraînement fractionné légèrement plus faibles que les autres tests de sensibilités. Les variations de SCOND sous la couche nuageuse sont due à la condensation sous maille qui forme très localement quelques parcelles définie comme coeur de nuage mais en regardant dans la couche de cumulus, les taux d'entraînement fractionné se situent tous entre 0.0015 et 0.002 m^{-1} à la base puis diminue comme dans la simulation de référence jusqu'au sommet. Cette étude de mélange

peut être réalisée en regardant individuellement les cumulus et en moyennant leur effet comme montré sur la Figure 4.24. Il apparaît que quelque soit l'heure que l'on étudie, les profils d'entraînement fractionné sont plus faibles pour ADV_2 et ADV_3, ce qui signifie d'après l'étude sur les volumes que le choix de paramétrisations de l'advection jouent un rôle quant aux profils de mélange dans les nuages et donc dans la paramétrisation de celle-ci et est du même ordre que celui retrouver par l'analyse de la couche entière précédemment. Dans l'ensemble, le choix des schémas n'influence guère les profils de mélange dans les cumulus individuels.

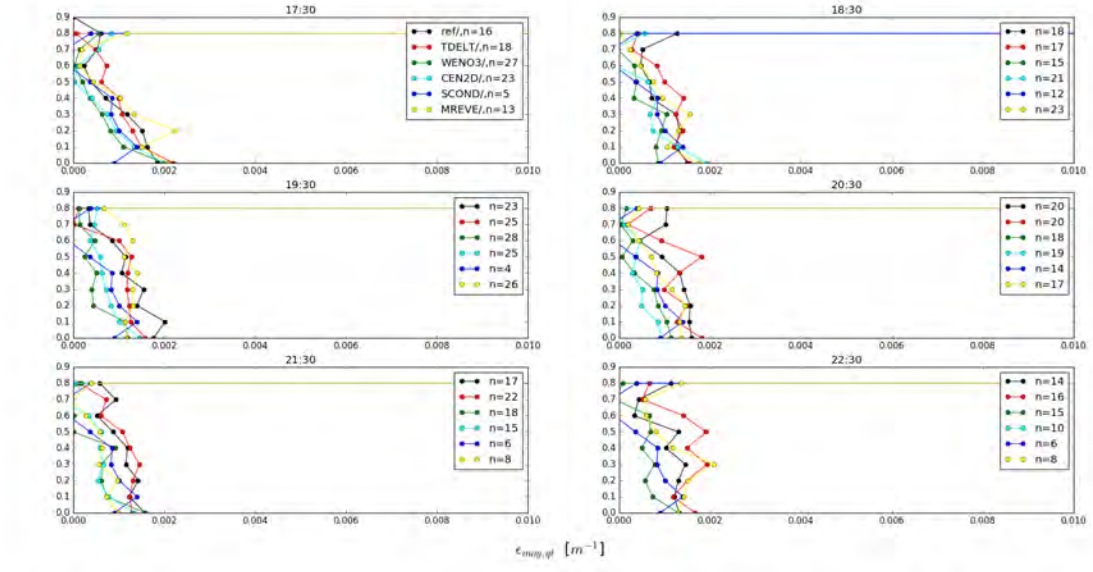


FIGURE 4.24 – Profil verticaux de $\varepsilon_{\mathrm{moy,qt}}$ pour les différents test de sensibilité de physique de 17h30 UTC à 22h30 UTC pour tous les nuages sélectionnés

La même opération est répétée pour calculer le détrainement dans les nuages individuels que l'on expose dans la Figure 4.25. Ici, il est difficile d'interpréter si le choix de certains schémas influent sur le mélange qui se produit dans le nuage. Cependant, les profils suivent tous la même tendance, avec de fortes valeurs à la base et au sommet de ceux-ci.

Pour autant, comme nous l'avons vu précédemment, les volumes des nuages influent sur les profils de mélange. Pour une classe de volume, nous représentons le profil vertical d'entraînement, comme sur la Figure 4.26. Cette fois-ci, à volume plus ou constant, les différents schéma utilisés n'ont pas d'effet sur les profils de mélange pour les cumulus.

Pour conclure dans cette partie de test de sensibilité, il est à noter que les schémas à caractère physique ont un impact sur les propriétés macroscopiques des couches de cumulus et de ce fait, impactent le taux d'entraînement de la couche moyenne. Cependant, si les nuages sont étudiés individuellement, les tests de sensibilités représentent tous le même profil pour une classe de volume donné. A l'inverse, les tests de sensibilités emmènent à une modification de la population de nuage, ce qui peut légèrement modifier les flux de mélange dans les couches nuageuses de cumulus. Quant aux sensibilités sur le domaine et la résolution, aucun impact n'est à noter. Ces résultats montrent que la simulation de référence peut être utilisée pour l'analyse des mélanges nuageux.

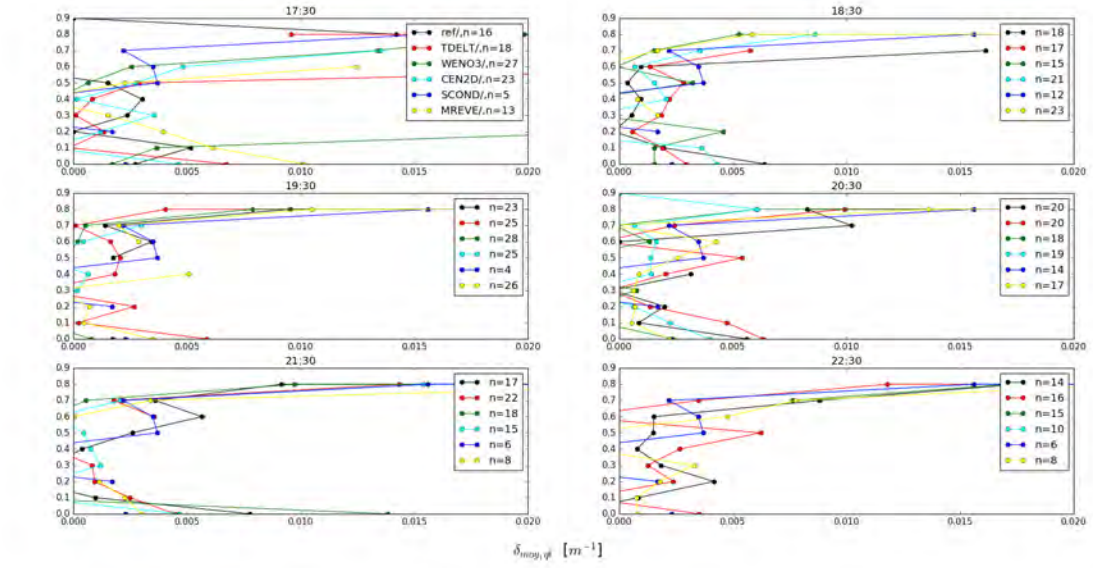


FIGURE 4.25 – Profil verticaux d $\delta_{\mathrm{moy,qt}}$ pour les différents test de sensibilité de 17h30 UTC à 22h30 UTC pour tous les nuages sélectionnés

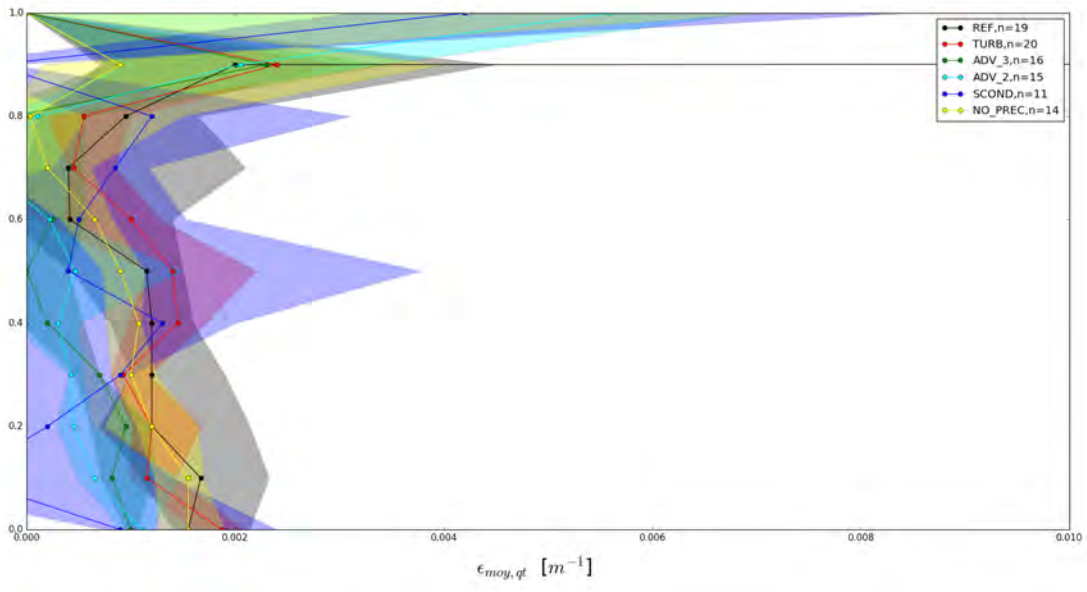


FIGURE 4.26 – Profil verticaux de $\varepsilon_{\mathrm{moy,q_t}}$ pour les différents test de sensibilité de 17h30 UTC à 22h30 UTC pour tous les nuages ayant un volume entre 0.1 et 0.5 km^3.

4.4 Comment représenter une couche nuageuse par l'étude d'un nuage ?

L'étude sur l'ensemble de la population de cumulus isolés a montré qu'il existait une grande différence entre chaque classe de volume de nuage quant aux mélanges qui s'y déroulaient. Pour autant, dans les modèles de grande échelle où les cumulus ne sont pas résolus explicitement, il est nécessaire d'appliquer un taux moyen de mélange dans une maille qui peut rassembler plusieurs cumulus, de volumes différents. Ces

cumulus paramétrisés sont alors affectés tous de la même manière.

4.4.1 Profil moyen d'entraînement de la couche nuageuse continentale

Dans la Figure 4.27, on a tracé l'ensemble de la couche nuageuse pour le cas ARM à tous les instants de la simulation. Chaque niveau d'altitude représente alors un champs moyenné de tous les cumulus qui se trouvent à cette altitude, qui peut être le LWC ou encore les variables thermodynamiques conservatives.

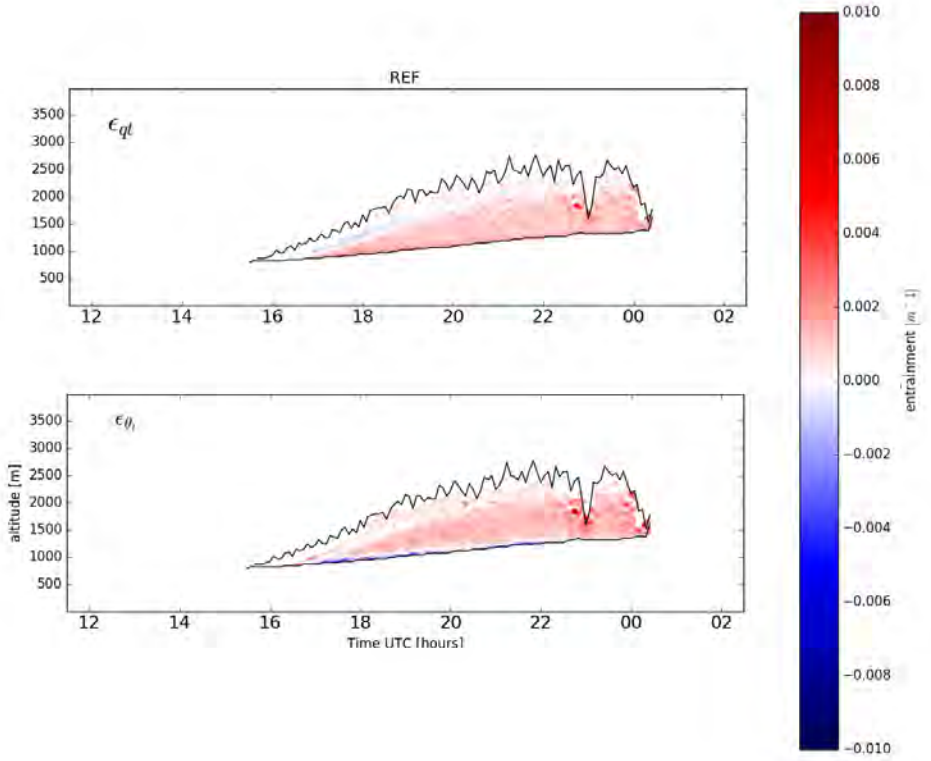


FIGURE 4.27 – Série temporelle de l'entraînement calculé pour q_t (en haut) et Θ_l (en bas) dans la couche nuageuse représentée par les lignes noires correspondant à la limite entre cumulus et environnement.

Sur le graphe du haut de la Figure 4.27,a, le taux d'entraînement fractionné à été calculé pour chaque niveau avec la variable conservative q_t à partir du profil moyen sur tout le domaine. Au déclenchement de la convection, le champ moyen à un faible taux d'entraînement, voire nul. Puis au fur et à mesure que la couche se développe, le taux semble augmenter près de la base mais reste nul au sommet des cumulus. Des valeurs négatives semblent indiquer qu'une augmentation de q_t a eu lieu, peut être dû aux nuages se situant à divers étages ce qui a pour conséquence de rendre le gradient vertical de q_t positif. Ces tendances de faible entraînement au sommet sont observées pour la variable Θ_l mais en moyenne dans la couche nuageuse, l'intensité est un peu plus forte. A présent, il est intéressant de regarder comment un champ macroscopique peut être approximer par l'étude d'un nuage.

4.4.2 Comparaison entre couche nuageuse et cumulus individuels sur l'entraînement

Dans cette étude, nous comparons les profils verticaux d'entraînement de la couche nuageuse d'ARM avec ceux établis par l'analyse de chaque cumulus individuel. Sur la Figure 4.28 sont représentés les différents profils verticaux de l'entraînement calculé avec la variable q_t en rouge et Θ_l en bleu pour la couche de cumulus moyenne et cumulus individuels à plusieurs instants. A 17h30 UTC, les profils verticaux d'entraînement semblent différer pour les deux variables, ε_{Θ_l} étant négatif sur une bonne partie de la verticale alors

que ε_{q_t} possède une tendance décroissante avec l'altitude. En prenant l'ensemble des profils d'entraînements dans tous les cumulus de la simulation et en les moyennant, on obtient des courbes différentes que celles des profils de la couche nuageuse. Pour ε_{q_t}, l'entraînement semble plus fort sur la verticale à l'exception de la base, avec des taux compris entre 0.001 et 0.002 m^{-1}. Pour ε_{Θ_l}, l'intensité semble aussi augmenter dans la partie proche de la base pour l'étude individuelle et diminuer pour la partie proche du sommet. Pour autant, il existe une grande différence à cette heure-ci de la simulation car pour les autres profils verticaux horaires, cet écart semble se réduire, quelque soit la variable conservative utilisée.
Alors pour quelle raison existe il une différence entre les deux méthodes ?
Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le volume des nuages joue un rôle dans l'intensité et le profil du mélange. Dans la thèse de (Villefranque, 2019), il est mentionné que la population de cumulus ainsi que la taille des cumulus diffèrent entre le déclenchement de la convection et la phase croissante de la hauteur de la couche nuageuse.

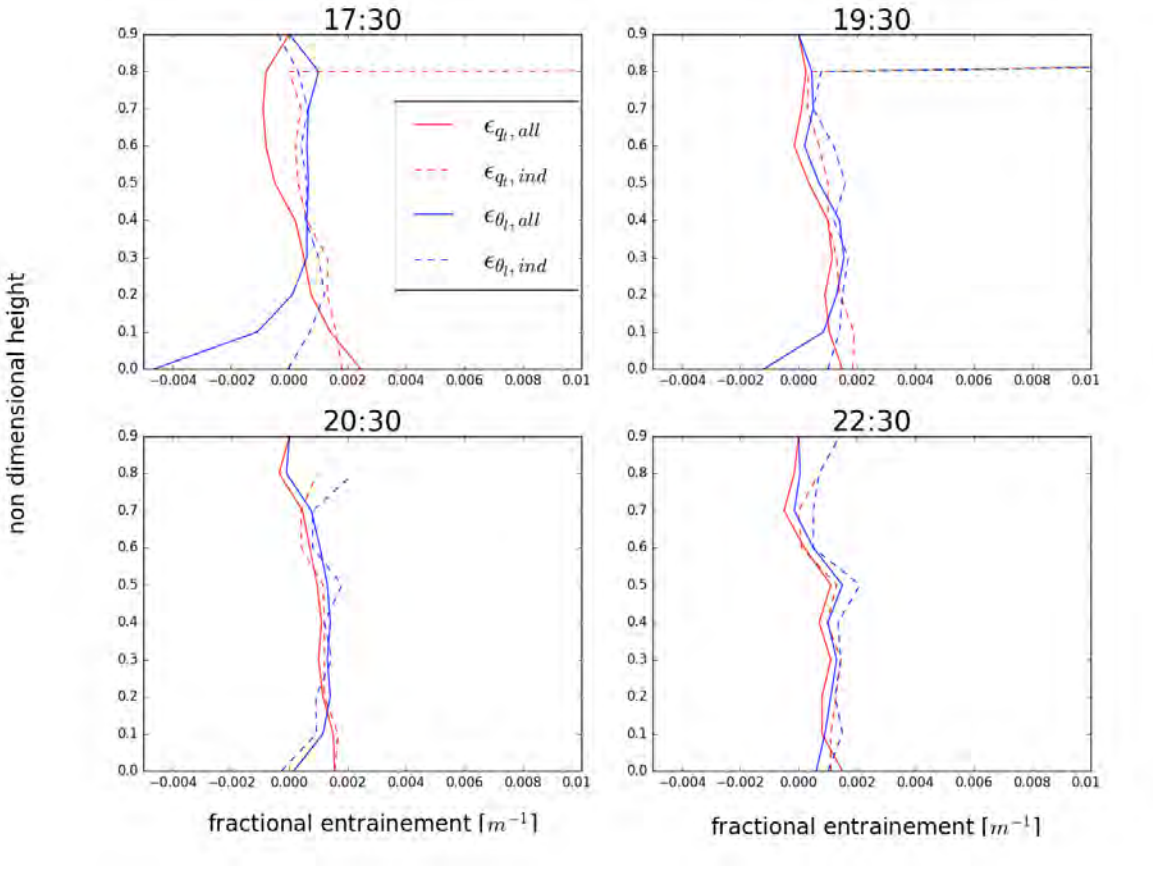


FIGURE 4.28 – Profils verticaux de l'entraînement calculé avec la variable q_t (en rouge) et Θ_l (en bleu) sur quatre différents temps de la simulation (17h30, 19h30, 20h30, 22h30). Les traits pleins correspondent aux profils calculés dans la couche nuageuse moyennée et les traits en pointillés correspondent aux moyennes des profils calculés pour chaque cumulus individuel.

Nous nous focalisons alors sur une heure en particulier, ici 18h30 UTC correspondant au maximum de fraction nuageuse dans le domaine ARM, et la comparaison est ici non plus en fonction du temps mais des volumes des nuages individuels moyennés. Comme pour la Figure 4.18, nous classons la taille des nuages en 5 gamme de volume, de 10^{-3} à 1 km^3. A cet instant, 8 cumulus se trouvent dans la classe 1, 5 dans la classe 2, 3 dans la classe 3 , 2 dans la classe 4 et un seul dans la classe 5. Pour l'analyse des nuages de classe 1 sur la Figure 4.29, le profil moyen d'entraînement pour les nuages individuels est très bruité, avec

des valeurs 2 à 3 fois plus fortes que celle de la couche nuageuse, que ce soit pour ε_{Θ_l} (courbe bleue) ou ε_{q_t} (courbe rouge). Il faut attendre d'échantillonner des nuages ayant un volume supérieur à 0.05 km^3 pour se rapprocher du profil moyen de la couche nuageuse. Au-delà de ce volume, les profils de cumulus individuels suivent la même tendance et les mêmes intensités que ceux de la couche nuageuse totale.

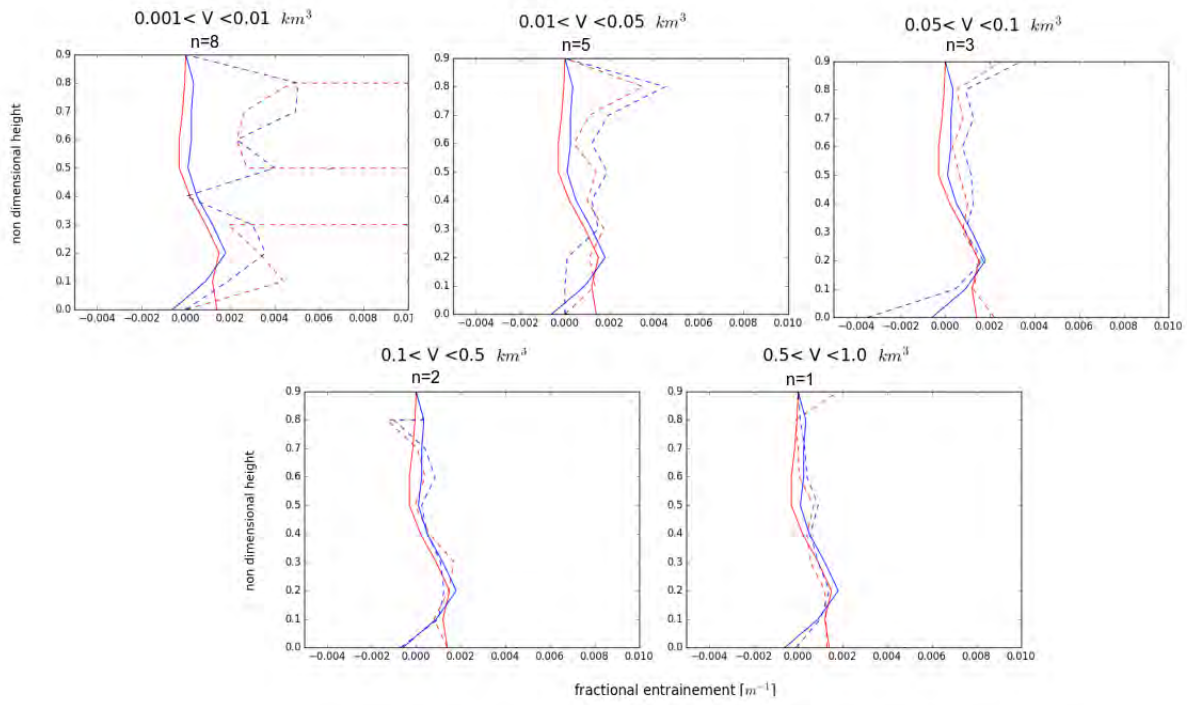


FIGURE 4.29 – Profils verticaux de l'entraînement calculé avec la variable $\mathrm{q_t}$ (en rouge) et Θ_l (en bleu) pour 18h30. Les traits pleins correspondent aux profils calculés dans la couche nuageuse moyennée et les traits en pointillés correspondent aux profils calculés par l'analyse de chaque cumulus individuel pour chaque classe de volume.

En somme, si l'étude cherche à échantillonner un nuage individuel, dans les simulations numériques ou durant des campagnes de mesures pour caractériser les profils verticaux de mélange, il sera donc plus judicieux de mesurer des nuages ayant un volume supérieur à 0.05 km^3. D'après l'étude de (Lamraoui et al., 2016), il est possible d'approcher la forme des cumulus soit par un cylindre, soit par un paraboloïde. Le volume de chaque forme est calculé de la forme suivante :

$$\mathrm{Volume} = \frac{\pi}{\mathrm{s}} \times \mathrm{d}^2 \times \mathrm{h} \tag{4.4}$$

où s est un coefficient égal à 4 pour un cylindre et 8 pour un paraboloïde, d le diamètre de la base du nuage et h la hauteur du nuage.

Pour déterminer le diamètre minimal du nuage pour avoir une bonne représentation du mélange, on suppose que la hauteur du nuage, h, est proportionnelle au diamètre à la base du cumulus. Plusieurs études numériques qui ont étudié les propriétés macroscopiques des nuages estiment que le ratio entre le diamètre et la hauteur du nuage est le plus souvent égal à 0.5 pour le cas des cumulus continentaux comme ARM. En remplaçant h par son équivalence en diamètre, il est possible d'inverser l'équation 4.4 et trouver le diamètre minimal pour chaque volume souhaité. La Figure 4.30 récapitule le diamètre minimal de cumulus à échantillonner en fonction du ratio hauteur/base (h/d) pour chaque volume de nuage. Dans le cadre du ratio privilégié pour les cumulus d'ARM, correspondant à la zone grisée, et du volume minimal de cumulus à étudier, il faut que les cumulus étudiés aient un diamètre minimum de 500 m. Cependant, plus le ratio (h/d)

augmente, plus le diamètre minimal du cumulus sera faible (ratio (h/d)=1, diamètre minimal = 400m). Mais cela dépend aussi de la forme que l'on veut attribuer au cumulus. Si on suppose que le nuage à un aspect cylindrique, le rayon minimal est inférieur à celui que l'on considère comme paraboloïde. Pour les cumulus maritime, le ratio(h/d) est majoritaire dans la gamme 0.6-0.7 et également, le volume minimal pour avoir un profil de mélange bien représenté par l'étude individuelle de cumulus est égal à 0.01. Alors, le diamètre minimal pour un cumulus que l'on souhaite échantillonner devra être égal à 250 m si on considère le nuage comme un cylindre), 300 m pour le paraboloïde.

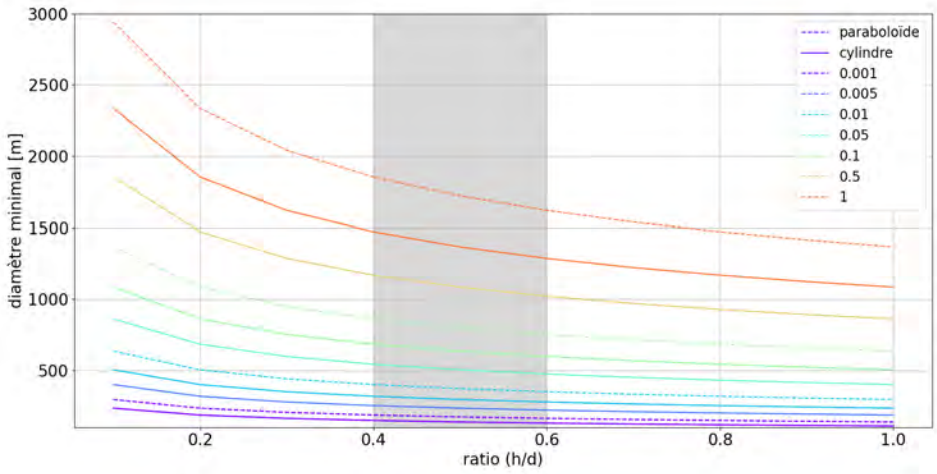


FIGURE 4.30 – Diamètre minimal à échantillonner pour un volume donné en fonction du ratio (h/d) en supposant un volume cylindrique (courbe pleine) ou de paraboloïde (courbe pointillée). La zone grisée correspond au ratio (h/d) préférentiel des cumulus, située entre 0.4 et 0.6

4.5 Conclusion

Ce chapitre est consacré à l'étude des paramètres d'entraînement et de détrainement dans les cumulus par les simulations numériques. Avant d'analyser les processus plus en détail, deux cas de convection simulé en mode LES ont été présentés et étudiés. Le cas ARM-SGP, lieu d'un développement progressif d'une couche de cumulus continentaux et BOMEX représentant un régime de cumulus d'alizé nous ont servi pour caractériser les propriétés macroscopiques des nuages convectifs formés par des processus atmosphériques différents. Ces deux simulations ont été comparées à la littérature et ceux-ci représentent bien les processus thermodynamiques et nuageux des différentes couches limites convectives. Nous nous sommes appuyés sur des tests de sensibilité du modèle Méso-NH, notamment avec différentes paramétrisations physiques et nuageuses ainsi que différents domaines et résolutions. Ces tests indiquent la fiabilité du modèle à représenter correctement les cumulus, si ce n'est un léger changement avec les paramétrisations d'advection. Ensuite, en appliquant une méthode d'identification des nuages, les cumulus ont pu être isolés, dans le temps et dans les trois dimensions spatiales. Cette identification a permis d'appliquer sur chaque nuage les calculs d'entraînement et de détrainement avec la méthode Bulk. Cette étude a montré que le mélange est fort à la base des nuages pour les deux processus, puis diminue avec l'altitude mais reste toujours présent. Au sommet des cumulus, un fort détrainement a été diagnostiqué, ce qui conduit à faire diminuer considérablement le flux de masse vertical. L'entraînement est lui aussi fort au sommet, mais son intensité n'égale pas celui qui est présent à la base des nuages. Il existait cependant de fortes variations entre les nuages, ce qui nous a conduit à regarder les aspects générant ces processus de mélange. Dans la méthode Bulk, plusieurs variables conservatives ont été utilisées, comme $\mathrm{q_t}$, Θ_l ou l'énergie statique humide, toutes ayant des variations qui leur sont propres. En comparant avec un traceur passif injecté dans la couche nuageuse, il s'est avéré que les calculs de mélanges basés sur $\mathrm{q_t}$ étaient les plus fiables, les autres différant par leur intensité ou leur tendance à la base des nuages. Également, nous avons calculé les phénomènes d'entraînement et de détrainement par une analyse sur les frontières des nuages, c'est-à-dire en regardant les flux entrant et sortant dans le cumulus. Cette méthode de calcul apparaît également performante mais surestime les processus de mélange comparativement à la méthode Bulk. Même si cette méthode peut être qualifiée de performante, elle n'en reste pas moins très coûteuse en temps de calcul et surtout difficile à mettre en œuvre dans la réalité. Dans la suite, le contenu en eau total sera notre variable conservative de référence pour étudier le mélange. Un autre exercice a consisté à regarder comment les profils verticaux de ces taux de mélange variaient suivant les propriétés thermodynamiques et macroscopiques des nuages mais aussi l'impact de l'environnement sur ces profils. Il a été possible de relier directement l'intensité et la tendance des profils de mélange avec le volume des nuages. En effet, plus le nuage est volumineux, moins son taux d'entraînement fractionné est fort. Cette relation va dans le sens où les processus de mélange dépendent des vitesses verticales puisque la taille des cumulus est intimement reliée à la force des thermiques. Afin de généraliser à tous types de cumulus ces dernières analyses, nous l'avons répliqué sur le champ de cumulus marins. Peu de divergences dans ces profils ont été remarquées, suggérant que les processus de mélange dans les cumulus individuels sont similaires sur mer ou sur terre.Afin de tester la robustesse de ces résultats, différents tests de sensibilité du modèle ont été réalisés. La taille du domaine de simulation ainsi que la résolution verticale et horizontale du domaine n'ont pas eu d'effet sur les processus de mélange pour des cumulus de même volume. Cependant, plus le domaine semble important, moins la fraction nuageuse semble importante. Des tests de sensibilités sur les paramétrisations physiques, thermodynamiques et sur le domaine d'application ont démontré que les profils de mélanges dans les cumulus individuels ne varient pas suivant le type de schémas utilisés. La dépendance au volume des nuages ayant été mise en avant, nous avons voulu comprendre quelle gamme de volume (donc de diamètre) de nuage pouvait représenter une couche nuageuse puisque les analyses se feront par la suite sur des nuages individuels. Il a été montré que les cumulus de petites tailles (diamètres inférieurs à 200 m) ne représentent pas bien les profils de mélange que l'on peut retrouver dans l'ensemble de la couche nuageuse. C'est donc vers les nuages plus importants que les futures analyses doivent se concentrer afin de regarder les profils de mélange dans les cas réels.

Chapitre 5

Étude expérimentale à la Réunion



"Casse pas la tête, la plie y farine, soleil va revenir" proverbe créole réunionnais

Sommaire

5.1 Site d'étude de la campagne BIO-MAIDO 90
5.1.1 Étude préliminaire de la zone d'étude de La Réunion 90
5.1.2 La convection durant la campagne 94
5.1.3 Répartition des instruments de la campagne 96
5.2 Analyse des données de la campagne 104
5.2.1 Présentation du cas d'étude 105
5.2.2 Analyse verticale de la couche nuageuse par ballon captif 107
5.3 Les vols de drones dans la couche convective nuageuse 111
5.3.1 Descriptif du modèle du drone 112
5.3.2 Récapitulatif des vols de drones dans BIO-MAIDO 112
5.3.3 Données des drones 113
5.4 Conclusion 115

Ce chapitre se concentre sur l'étude expérimentale qui a eu lieu lors de la campagne BIO-MAIDO sur l'île de la Réunion dans lequel NEPHELAE a pu contribuer. Les objectifs étaient doubles : d'une part, nous voulions caractériser de manière thermodynamique et microphysique les cumulus présents sur l'île pendant les mois de mars-avril et d'autre part, valider les données issues des drones et particulièrement d'un instrument de mesure, le capteur de nuage. Un travail en amont sur la circulation atmosphérique de la Réunion ainsi que les nuages associés a été réalisé afin de préparer les vols de drones en parallèle de la campagne BIO-MAIDO.

5.1 Site d'étude de la campagne BIO-MAIDO

La campagne BIO-MAIDO (Bio-physicochemistry of tropical clouds at Maîdo) s'est déroulée sur l'île de La Réunion avec un dispositif instrumental complet entre le 13 mars et le 4 avril 2019. Le projet associé a pour but d'étudier et de mieux comprendre les mécanismes physiques et chimiques régissant la formation d'aérosol organiques secondaires dans les nuages par des composants organiques volatiles (gaz) émis par la végétation environnante (Leriche and Colomb (2020)). Nous avons profité du déploiement instrumental pour étudier les nuages de convection sur pentes et valider les observations par vols drones.

5.1.1 Étude préliminaire de la zone d'étude de La Réunion

Situation météorologique synoptique de la Réunion

Située dans l'océan indien, l'île de la Réunion est un bon terrain d'observations des cumulus puisque cette île est située à 21°S Sud et 55°E et est directement impactée par la branche descendante de la cellule de Hadley et les vents d'alizé dans la troposphère basse.

Cette branche favorise la création d'un anticyclone, ici appelé "Anticyclone des Mascareignes", ce qui engendre une hausse de pression dans cette zone. Cet anticyclone n'est pas fixe spatialement et suit un cycle saisonnier : pendant l'été austral (décembre, janvier, février), il se situe vers 31° S et 90° E en moyenne alors qu'en hiver austral (juin, juillet, août), sa position se situe moins à l'est, vers 65°E. A noter aussi que son intensité varie avec de plus fortes pressions durant l'hiver austral (1025 hPa) que l'été (1020 hPa). Le gradient de pression entre les anticyclones subtropicaux et les basses pressions équatoriales génère des vents réguliers, à la fois en direction et en force : les alizés. Ces vents venant de la mer sont chargés en humidité et alimentent dans leur point de rencontre qu'est la ZCIT, la formation de cumulonimbus. L'anticyclone des Mascareignes étant situé en moyenne 10° plus au sud que l'île de la Réunion, les alizés qui touchent l'île ont donc une provenance d'Est en moyenne. La période la plus favorable pour étudier les cumulus semble alors la période de l'été austral puisque les vents d'alizés seront orientés dans la direction Ouest-Est sur la Réunion de manière optimale et que la saison cyclonique touchera à sa fin, ayant son pic d'activité durant les mois de Janvier-Fevrier.

Si on regarde d'un point de vue thermodynamique, la branche descendante de la cellule de Hadley provoque une inversion de température marquée dans la moyenne troposphère. La convection, engendrée par une surface chaude et humide est stoppée en fonction de l'intensité de cette inversion, aussi appelée "inversion des alizés". L'altitude de l'inversion varie durant l'année (suivant la position de l'anticyclone des Mascareignes). Elle est plus basse durant l'hiver austral (Anticyclone plus proche et plus fort) et plus haute durant l'été (plus éloigné et moins intense).

Circulation insulaire de la Réunion

L'île de la Réunion est une île volcanique, possédant donc des reliefs accidentés avec pour point culminant, le piton des neiges dépassant les 3000 mètres. La côte orientée est, exposée au vent, est très humide alors que la partie ouest, où est situé le Maido comme montré sur la figure 5.1 en orange est une zone dite

sous le vent, donc très peu impactée par les vents d'alizés venant de l'Est. En effet, le relief de l'île très marqué fait office de barrière et impose à ces vents de contourner l'île.



FIGURE 5.1 – Carte de l'ile de la Réunion avec les cotes dites sous le vent (en orange) et au vent (en vert). La zone bleue correspond au site d'étude.

Au-delà de ces vents synoptiques, une circulation de plus fine échelle se met en place dans cette partie sous le vent. Au cours de la journée, le sol va se réchauffer sous l'action du rayonnement solaire, puis par conduction et convection, réchauffer l'atmosphère située juste au-dessus de lui. Le même processus se produit sur la mer mais la capacité calorifique de l'eau étant plus faible, celle-ci aura tendance à s'échauffer moins vite que le sol. Les mouvements ascendants sur la terre forment donc les premiers cumulus. La différence de température sur le plan horizontal se traduit par la mise en mouvement de l'air, de la mer vers la Terre, alimentant donc en humidité la partie terrestre, elle-même s'échauffant et entretenant ainsi la formation continue de cumulus. C'est la brise de mer. Pour que la brise de mer se développe, il faut un vent assez faible ; la côte Ouest est donc un lieu privilégié puisque si les vents d'alizés sont correctement disposés, soufflant vers l'ouest, ils doivent contourner le relief de l'île (zone B sur la Figure 5.2) et la zone sous le vent se retrouve dépourvue de vent d'alizés (zone C sur la Figure 5.2).

Cet effet de convection est amplifié par le relief de la côte, forçant ainsi l'air à s'élever même si la convection est faible. Egalement, un chauffage assez fort peut permettre d'observer un cycle de formation de cumulus de brise.

Ce phénomène de retour de vent associé à de la brise marine a pu déjà être observé dans différentes autres îles volcaniques du monde. Hawaii est un cas très étudié du fait des mêmes circulations que la Réunion. Yang et al. (2008) combine des analyses satellites et numériques et mettent en évidence la présence d'un cycle diurne de nuage dans la région sous le vent de l'île provoqué par convergence des flux et apparition de thermiques Également, l'étude de Lesouëf et al. (2011) met bien en évidence cette brise de mer associée elle-même à un transport de polluants locaux grâce à la mise au point d'une simulation de 1 km de résolution dans l'axe Ouest-Est de l'île.

Analyse climatologique de la zone

La campagne BIO-MAIDO se tenant lors des mois de mars et avril 2019, une étude sur la convection a été réalisée pour les mêmes mois sur 2018 dans cette zone. En effet, si la période de la campagne était déjà fixée, il nous fallait savoir quelle période était la plus propice à l'échantillonnage des cumulus par drones dans le cadre du projet NEPHELAE, que ce soit au niveau des heures ou des mois. Pour réaliser cette étude,

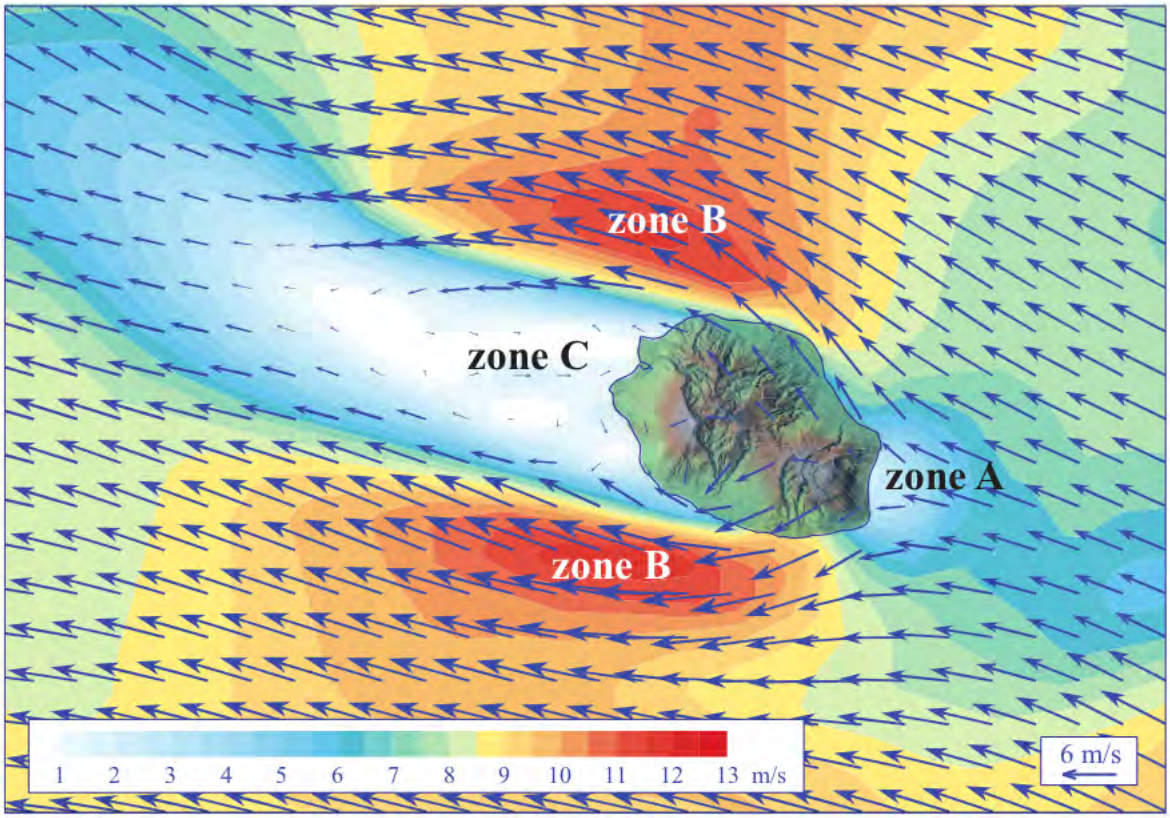


FIGURE 5.2 – Carte de la direction et intensité des vents simulés sur l'île de la Réunion pour un flux d'Est d'alizé. La zone A correspond à la côte au vent, la zone B la zone où le contournement de vent provoque leur intensification et la zone C, la zone sous le vent.

nous avons utilisé les données du satellite géostationnaire MSG1-METEOSAT8 centré sur l'océan indien à 41.5 degrés. La résolution temporelle des images envoyées est de 5 minutes, permettant ainsi de suivre finement l'évolution des nuages. Quant à la résolution spatiale, elle est de 1 km pour le canal visible et 3 km pour le canal infra-rouge.

Sur les 61 jours de deux mois de mars et avril 2018, 51 jours sont utilisables, les autres ayant des données manquantes durant la journée. La zone d'étude colorée en bleu sur la figure 5.1 possède une surface d'environ 480 km^2 (27.8 km x 17.3 km) ce qui correspond à 32 pixels de produit satellite.
Les premiers fichiers utilisés, nommés CT (Cloud Type sur le tableau 5.1) permettent de départager les nuages suivant leur hauteur grâce à la température de brillance mesurée. Nous avons également utilisé dans CT, les produits qui renseignent sur la forme des nuages, cumuliforme ou stratiforme, ou encore ceux qui detectent la présence de plusieurs couches de nuages (Le Gléau (2019), page 82). Dernièrement, les produits CMIC (Cloud MICrophysic) ont été étudiés pour renseigner sur la phase de l'eau, liquide ou glacée.

Contrairement aux images qui sont disponibles toutes les 5 minutes, les données de CT sont disponibles toutes les 15 minutes à partir d'images infra-rouge. Les produits CMIC sont traités à partir des images visibles, ce qui suppose que les données ne sont accessibles que du lever du soleil au coucher. Trois catégories de nuages ont été créées pour étudier leur répartition temporelle sur un cycle diurne : les nuages bas, hauts et hauts semi-transparents.

Les nuages nommés bas regroupent les nuages classifiés comme très bas, bas et fractionnés dans l'algorithme des produits nuageux (5,6,10 sur le tableau 5.1) ainsi que des nuages bas sous une couche de nuages hauts semi-transparents (i.e 14 sur le tableau 5.1). Les nuages décrits comme hauts sont composés de nuages mi-niveau, nuages hauts opaques et nuages très hauts opaques (i.e 7,8,9 sur le tableau 5.1) correspondant à

CT	
Class	**Type cloud**
1	Cloud-free land
2	Cloud-free sea
3	Snow over land
4	Sea ice
5	Very low clouds
6	Low clouds
7	Mid-level clouds
8	High opaque clouds
9	Very high opaque clouds
10	Fractional clouds
11	High semitransparent thin clouds
12	High semitransparent moderately thick clouds
13	High semitransparent thick clouds
14	High semitransparent above low/medium clouds
15	High semitransparent above snow/ice

CT	
Form cloud	**Multilayer cloud**
Stratiform	No multilayer
Cumuliform	Multilayer
Mixed	Cloud free
Undefined	Undefined

CMIC
Cloud top phase
Liquid
Ice
Mixed
Cloud free
Undefined

TABLE 5.1 – Classification nuageuse selon les produits CT et CMIC.

des cumulus congestus jusqu'aux cumulonimbus. Pour les nuages décrits comme nuages hauts transparents, on regroupe les nuages de type cirrus (i.e 11,12,13,14,15 sur le tableau 5.1). Le fait de prendre deux fois les pixels affectés par des nuages bas et hauts semi-transparents peut faire dépasser la fraction nuageuse de 1 mais seulement si tous les pixels sont nuageux. De plus, ces pixels sont négligeables comparés aux autres pixels.

Grâce à ces données, nous avons représenté sur la figure 5.3 les jours des mois de mars et avril 2018 et classés suivant leur conditions météorologiques observées. Pour l'année 2018, outre les 10 jours manquants en noir, il existe 8 jours où il n'y pas de convection nuageuse détectée (3 en mars, 5 en avril). Sur les jours restants, 24 observent une journée où de la convection peu profonde (détection de nuages bas) se déclenche et 19 où la convection profonde (détection de nuages hauts) se développe. Mars possède plus de jours de convection profonde (13 jours) que de jours de convection peu profonde (11 jours). Mais durant ce mois, deux systèmes convectifs très puissants sont passés près des côtes réunionaises (le cyclone Dumazile du 4 au 5 mars et la tempête tropicale Eliakim le 17 mars). Cela peut expliquer la grande différence avec le mois d'avril qui lui ne possède que 6 jours de convection profonde (dont 2 jours de passage du Cyclone Fakir du 23 au 24 avril 2018, très tardif pour la saison) contre 13 jours de convection peu profonde. De plus, les mois de mars et avril correspondent à la transition entre l'été et l'hiver austral, ce qui peut expliquer que le mois de mars possède plus de jours où la convection profonde peut se mettre en place contre un régime moins convectif en avril. Pour l'année 2019, année de la campagne BIO-MAIDO, la convection profonde semble quant à elle plus intense que l'année précédente avec plus de 31 jours de convection profonde contre 25 jours de convection peu profonde sur les deux mois. Pendant la campagne, les jours de convection peu profonde et profonde sont presque égaux (respectivement 12 et 13 jours), et un seul jour où il n'y a pas eu de convection.

Ces analyses permettent donc de classifier les jours suivant leur type de convection et de représenter le cycle diurne présent sur ce côté de l'île.

Mise en évidence d'un cycle diurne

L'intérêt de cette analyse est dans un premier temps de cibler les horaires où nous avons le plus de chances d'échantillonner des cumulus et également d'intercomparer ces analyses de produit satellitaire avec ceux in-situ ou disposés au sol. La figure 5.4 représente donc un composite du cycle diurne moyen de

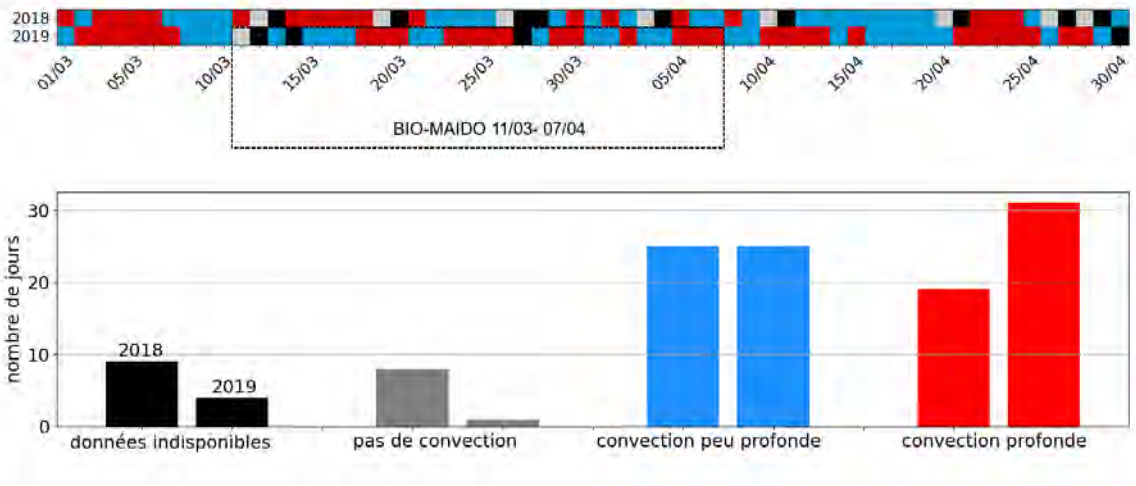


FIGURE 5.3 – Classification des jours de mars et avril 2018 et 2019 suivant le type de convection observée. Le cadre en pointillé correspond à la période de mesures durant la campagne BIO-MAIDO.

la présence des 3 types de nuages pour les mois de mars et avril 2018. Le cycle diurne des nuages est bien marqué sur la fraction nuageuse totale (en noir), avec en moyenne, 30% durant la nuit et jusqu'à 80% en journée. Ce sont les nuages bas qui composent en majorité cette fraction nuageuse la journée avec une constante autour des 60%-70 % de fraction nuageuse quelque soit le mois alors que durant la nuit, ils sont proches de 10 %. Le déclenchement de la convection est visible avec un passage de 10 % à 60 % en seulement deux heures entre 9h et 11h du matin. La convection profonde observe aussi un cycle diurne. La fraction des nuages hauts opaques est quasi-nulle en début de journée et passe 10-15 % en fin de journée (ligne rouge sur la figure 5.4), généralement quand les cumulus se sont transformés en congestus puis cumulonimbus.

Il existe aussi des nuages semi-transparent de haute altitude, dans une proportion non négligeable autour des 10-20 % de fraction nuageuse. Ils n'ont pas de cycle diurne, du fait de leur lieu de vie au-delà de la troposphère. Il n'existe pas de grande disparité entre les deux mois en termes de cycle diurne convectif, seule la convection profonde est légèrement plus présente en fin de journée pendant le mois de mars. Ces deux mois de 2018 servent donc à établir que les vols drones peuvent se faire en cette période d'année, mais avec des conditions journalières précises, localisées en priorité entre 9h et 14h LT, avant le déclenchement probable de la convection profonde. L'hypothèse est faite également que les forçages de grande échelle et les processus locaux sont les mêmes.

5.1.2 La convection durant la campagne

A posteriori de la campagne BIO-MAIDO, nous avons retracé le composite de cycle diurne de 2019, qui semble comparable à celui de 2018 que l'on peut voir dans la Figure 5.5.

Le cycle diurne de convection est aussi identifiable durant cette période avec une fraction nuageuse de cumulus passant de quelques pourcentages à 6 h UTC à près de 60 % lors de son maximum entre 9 et 12 h UTC. Également, les cumulus couvrent moins de surface en Avril qu'en Mars, corrélant l'analyse faite pour l'année 2018. La convection profonde étant plus forte au mois de Mars (sortie de l'été austral), la place de

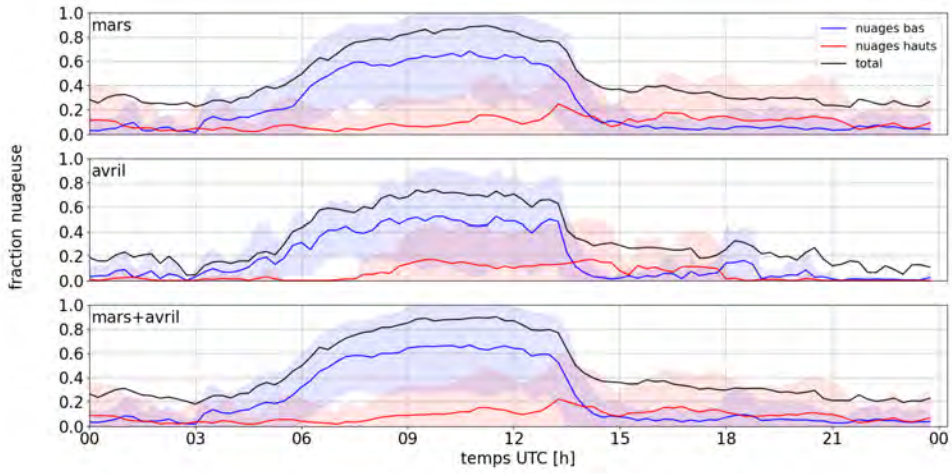


FIGURE 5.4 – Composite du cycle diurne de la fraction nuageuse pour différents types de nuages pour l'année 2018.

la convection peu profonde est réduite. Cependant, les maximums atteints pour la convection peu profonde sont moins importants qu'attendus quand on regarde les données de 2018.

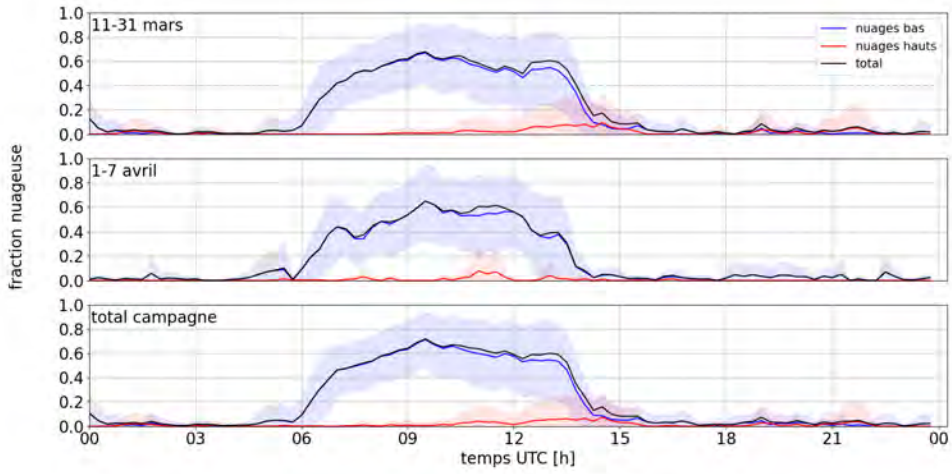


FIGURE 5.5 – Composite du cycle diurne de la fraction nuageuse pour différents types de nuages pendant la campagne BIO-MAIDO en 2019.

Les produits satellitaires CMIC permettent aussi de déterminer le contenu en eau liquide et en eau glacée dans une colonne d'atmosphère. En combinant les données de CT et CMIC, nous avons pu calculer le LWP pour les jours de convection peu profonde et profonde ainsi que le IWP. Les pixels affectés par des nuages haut semi-transparents ne sont pas comptés dans le calcul des contenus en eau. Ces cycles sont représentés sur la figure 5.6.

Le profil moyen des jours où seulement la convection peu profonde se met en place est représenté en bleu, avec seulement de l'eau liquide (l'eau glacée correspondant à des nuages hauts). Le LWP augmente graduellement au cours de la journée pour atteindre un maximum entre 9 h et 12 h UTC autour de 120 $\mathrm{g.m^{-2}}$ puis diminue très rapidement, pour revenir à 0 une heure après, en lien avec la disparition des cumulus. Ces

valeurs sont proches de celle de ARM où un LWP proche des 150 $\mathrm{g.m^{-2}}$ est observé mais supérieures à celle de BOMEX (50 $\mathrm{g.m^{-2}}$).

Quand le régime de convection profonde est établi, le LWP est proche de celui de la convection peu profonde. Les nuages bas (en trait plein rouge) portent l'essentiel de l'eau liquide, les nuages moyens ou hauts n'ont quasi aucune eau liquide. Pourtant en regardant le IWP, celui-ci augmente très fortement durant la journée et approche des valeurs de 300 $\mathrm{g.m^{-2}}$.

Un bémol cependant : le LWP ne peut pas être calculé dans les pixels catégorisés comme nuages fractionnés. Or, ils composent une partie non négligeable des nuages bas. Une comparaison avec les observations au sol pourrait renseigner sur ce biais systématique.

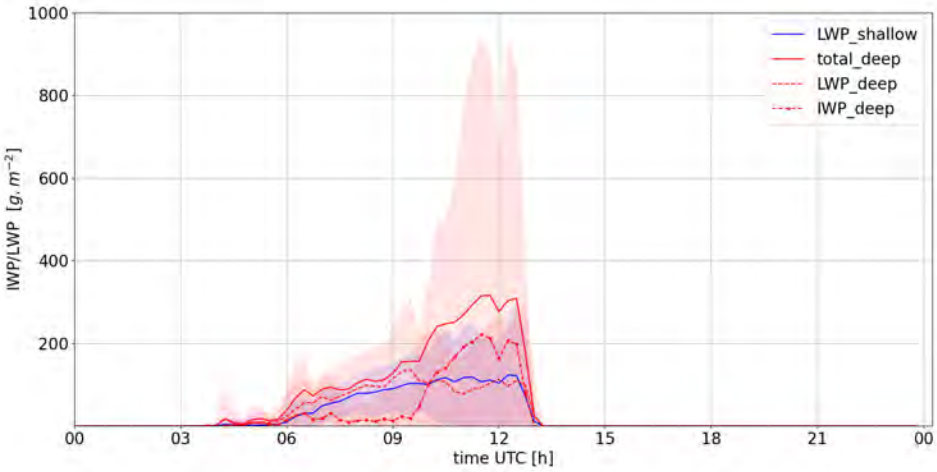


FIGURE 5.6 – Profil moyen journalier de LWP et IWP pour la convection peu profonde en bleu et la convection profonde en rouge. L'aire en bleu correspond à l'écart-type du LWP pour la convection peu profonde, l'aire en rouge foncé correspond à l'écart-type du LWP pour la convection profonde et l'aire en rouge clair correspond à l'écart-type du LWP+IWP pour la convection profonde.

Une étude récente de Kostsov et al. (2019) a montré que les produits issus de SEVERI, notamment le LWP, n'avait pas de biais avec les observations faites par micro-ondes. De plus, cette situation à la Réunion peut être comparée à une précédente étude de Wang and Kirshbaum (2015). Durant la campagne DOMEX qui a eu lieu en avril et mai 2011 sur l'île de la Dominique, le jour du 18 avril a connu un cycle diurne marqué de fraction nuageuse (autour des 40% au plus fort) de la même manière que dans la zone du Maido. Le LWP simulé est compris entre 100 et 200 $\mathrm{g.m^{-2}}$ pour les cumulus forcés sur pentes avec des cellules convectives puissantes où celui-ci avoisine les 500 $\mathrm{g.m^{-2}}$.

Par cette première analyse satellitaire, les données récoltées pendant la campagne permettent donc de caractériser certaines propriétés des cumulus. La convection sur les pentes du Maido pour l'année 2019 a bien été présente, permettant d'avoir plusieurs jours de données. Également, le cycle diurne des cumulus est bien marqué, permettant d'échantillonner des nuages de différentes tailles/ épaisseurs suivant les heures où les mesures ont été réalisées.

5.1.3 Répartition des instruments de la campagne

Les instruments de mesure pour la microphysique nuageuse ont fonctionné entre le 11 mars et le 7 avril 2019 (soit 5 jours de plus que le dispositif complet). Plusieurs sites ont été retenus pour l'étude de la convection sur les pentes du Maido mais celui que nous traiterons dans ce chapitre est le site des orchidées (altitude = 1460 m). Les instruments de microphysique nuageuse déployés, tantôt au sol, tantôt sur un ballon captif

sont :
- Le FM100 (***F**og **M**onitor 100*) :compteur de gouttelettes nuageuses entre 2 et 50 micromètres de diamètre sur 20 classes de tailles.
- Le FM120 (***F**og **M**onitor 120*) :compteur de gouttelettes nuageuses entre 2 et 50 micromètres sur 30 classes de tailles.
- Le CDP (***C**ounter **D**roplet **P**articles*) :compteur de gouttelettes nuageuses entre 2 et 50 micromètres sur 30 classes de tailles.
- Le PWD22 (***P**resent **W**eather **D**etector*) : calcule la luminance et la visibilité de 10 mètres à 20 kilomètres.

Ce dernier instrument a permis de calculer la visibilité au niveau du site des Orchidées. Quand la visibilité était inférieure à 1000 m, le brouillard sur le site était présent (trait vert sur la Figure 5.2) ce qui traduisait la présence de cumulus de pente ayant touchés le sol à cet endroit.

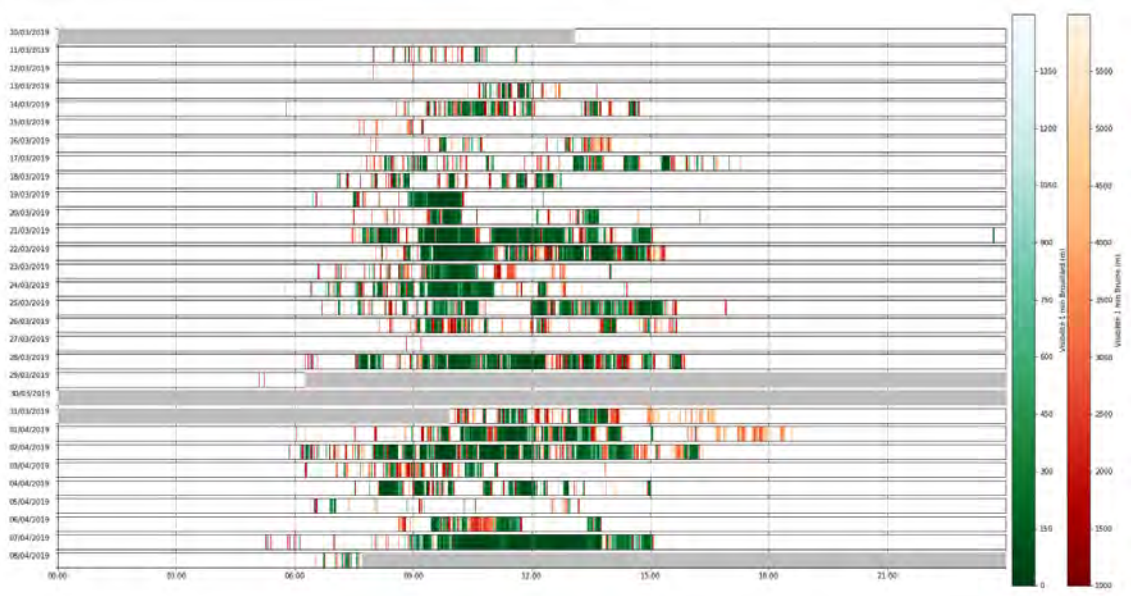


FIGURE 5.7 – Série temporelle de la visibilité chaque minute pour chaque jour de la campagne BIO-MAIDO. Les parties vertes correspondent à une visibilité inférieure à 1km (brouillard), les parties oranges correspondent à de la bruine (visibilité comprise entre 1 km et 5 km) et les parties grisées correspondent à des données manquantes. Figure issue du rapport de stage de Lalie Ory.

Il est clairement visible qu'un cycle journalier de visibilité est présent sur le site des Orchidées, avec certains jours où le brouillard ne se dissipait qu' en fin de journée.

Un dernier instrument mis en place durant la campagne est un Cloud Sensor (CS) qui mesure l'extinction d'un volume d'air contenant aérosols, vapeur d'eau et eau liquide. C'est surtout cet instrument qui nous intéresse par la suite. Ce capteur (Nicoll and Harrison (2012)) a été testé et validé par comparaison entre le FM100 et le PWD au sol et par un CDP sous un ballon captif comme l'indique le tableau 5.2. Dans ce tableau, les jours où l'intercomparaison entre le Cloud Sensor et les deux instruments disposés au sol que sont le PWD et FM100 a été possible sont annotés de l'indice **A**. Ils sont au nombre de 4 : le 24,26 et 28 mars ainsi que le 1er avril 2019. De la même manière, les jours ont une intercomparaison sous ballon captif entre le CS et le CDP est possible sont notés de l'indice **B** (1er, 3, 4 et 7 avril 2019).

On s'intéresse ici à la validation du Cloud Sensor qui, de par sa petite taille, est le seul instrument permettant de détecter un nuage à bord d'un drone ultra-léger.

			ORCHIDEES						**PRE**
			STATION SOL				BALLON		DRONES
	MOIS	JOUR	FM120	FM100	PWD	CS	CDP	CS	
	3	10	X		X				
	3	11	X		X				
	3	12	X		X				
	3	13	X		X		X		
	3	14	X		X		X		
	3	15			X		X		
	3	16			X				
	3	17			X				
	3	18			X		X		
	3	19			X		X		
	3	20			X		X		
	3	21			X	X			
	3	22		X	X				
	3	23		X	X		X		
A	3	24		X	X	X	X		
	3	25		X	X				
A	3	26		X	X	X	X		
	3	27		X	X		X		
A	3	28		X	X	X	X		
	3	29		X	X		X		
	3	30					X		
	3	31		X	X				
A,B	4	1		X	X	X	X	X	
	4	2		X	X	X	X		X
B,C	4	3		X	X		X		X
B,C	4	4		X	X		X	X	X
	4	5		X	X		X	X	
C	4	6		X	X		X		X
B,C	4	7					X	X	X

TABLE 5.2 – Instrumentation déployée durant la campagne. L'indice A correspond au jour où une comparaison entre des instruments au sol est faite, l'indice B une comparaison entre instruments sur ballon captif et l'indice C, une comparaison entre instruments sur ballon captif et drones.

Validation des instruments de microphysique nuageuse

Dans cette partie, nous considérons que le PWD est notre instrument de référence, calibré au préalable de la campagne. Entre le 22 mars au 6 avril, 12 jours ont été exploités pour comparer PWD et le FM100, puisque ce dernier peut subir un décalage en taille des gouttelettes nuageuses capturées quand les optiques de l'instrument se salissent en poussières ultra-fines. Cependant, le PWD calcule une visibilité, dérivée de l'extinction alors que le FM100 ne donne qu'un spectre granulométrique des gouttelettes. L'extinction est la somme de la diffusion et de l'absorption des particules. La diffusion va surtout dépendre de la taille des particules nuageuses alors que l'absorption dépend plus de la chimie des éléments considérés. Ainsi, il est possible que l'extinction dans un nuage dépende surtout de la taille des gouttelettes nuageuses (leur chimie ne varie que très peu puisque les supports que sont les aérosols proviennent tous de la même source, donc la même variété chimique). Pour le le PWD22 qui donne la visibilité, nous retrouvons l'extinction grâce à la formule suivante issue de (Koschmieder, 1925) :

$$\sigma_{\mathrm{ext,PWD}} = -\frac{\ln(0.05)}{\mathrm{visi}} \tag{5.1}$$

Pour retrouver l'extinction grâce au FM100 (de même que pour le CDP), il faut intégrer le spectre granulométrique des gouttelettes ((Klein and Dabas, 2014)). En effet, chaque particule nuageuse va interférer avec un rayonnement émis de par sa surface qu'elle couvre mais aussi en fonction de sa concentration. Plus il y a de gouttelettes, plus il y a interférence et l'extinction augmente. L'extinction est calculée de la manière suivante :

$$\sigma_{\mathrm{ext,FM}} = \int_{\mathrm{Rmin}}^{\mathrm{Rmax}} \mathrm{Q_{ext}}(\mathrm{r},\lambda,\eta)\pi\mathrm{r}^2\mathrm{n}(\mathrm{r})\mathrm{dr} \tag{5.2}$$

où $\mathrm{Q_{ext}}(\mathrm{r},\lambda,\eta)$ est la section efficace d'extinction, n(r) la concentration de gouttelettes par gamme de taille. A noter que nous considérons que les gouttelettes d'eau ont une forme sphérique, d'où une surface correspondant à $\pi\mathrm{r}^2$. Généralement, il est supposé que pour des gouttelettes ayant un diamètre supérieur à 2 $\mu\mathrm{m}$, $\mathrm{Q_{ext}}$ peut être égal à 2 pour de l'eau ((Brenguier et al., 2000)).

Mais en réalité, la section efficace d'extinction dépend de la longueur d'onde utilisée pour calculer l'extinction (ici pour compter les gouttelettes), la taille des gouttelettes et leur indice de réfraction (Kolwas, 2010). Pour une longueur d'onde de 0.658 $\mu\mathrm{m}$, l'eau pure possède un indice de réfraction de η = 1.33-0i. La figure 5.8 représente cette section efficace d'extinction, pour laquelle est appliquée la théorie de Mie dans la gamme des rayons des gouttelettes. Vers un rayon proche de celle de la longueur d'onde de l'instrument (courbe rouge sur la figure), $\mathrm{Q_{ext}}$ varient énormément mais au fur et à mesure que l'on s'approche des valeurs de rayon proche de 25 $\mu\mathrm{m}$, le $\mathrm{Q_{ext}}$ tend vers une valeur aux alentours des 2.1. Pour plus de réalisme, nous choisissons de garder la forme complète de $\mathrm{Q_{ext}}$ puisqu'il peut y avoir des gouttelettes de rayon proche de quelques microns.

Sur les 12 jours d'inter-comparaison, la corrélation entre le FM100 et le PWD22 est satisfaisante, avec en moyenne, une extinction donnée par le FM100 environ égale à 0.85 $\pm$ 0.11 (R^2=0.9) celle du PWD22. Les jours où la dispersion est plus forte et où la pente est plus faible, par exemple pour le 3 avril (y=0.00+0.67x, R^2=0.55), l'extinction donnée par le PWD n'excède pas les 0.02 m^{-1}, donc des valeurs plutôt faibles comparées aux autres jours où l'extinction atteint les 0.05 m^{-1} voire plus. Une première hypothèse de ce léger décalage viendrait de la présence d'aérosols. En effet, il est possible que l'extinction du PWD22 soit directement impactée par la concentration d'aérosols que le FM100 ne peut voir. Pour autant, en regardant la figure 5.9,b), nous voyons que la concentration en particules n'affecte pas la corrélation entre les deux instruments. Le deuxième facteur impactant la visibilité est la taille des aérosols. En effet, plus l'aérosol est gros, plus sa contribution à l'extinction globale de la masse d'air est importante. Puisque nous regardons les particules seulement nuageuses, il est possible de considérer que le FM100 donne une bonne valeur d'extinction dans les nuages, en faisant abstraction des aérosols, et par conséquent, une bonne granulométrie des gouttelettes nuageuses quand les nuages possèdent une extinction conséquente au dessus de 0.005 m^{-1}.

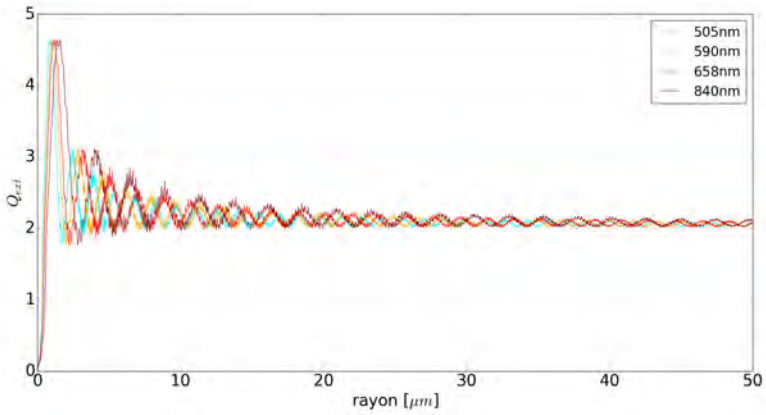


FIGURE 5.8 – Valeurs de la section efficace d'extinction pour de l'eau pure avec comme indice de réfraction 1.33-0i et pour plusieurs longueurs d'onde.

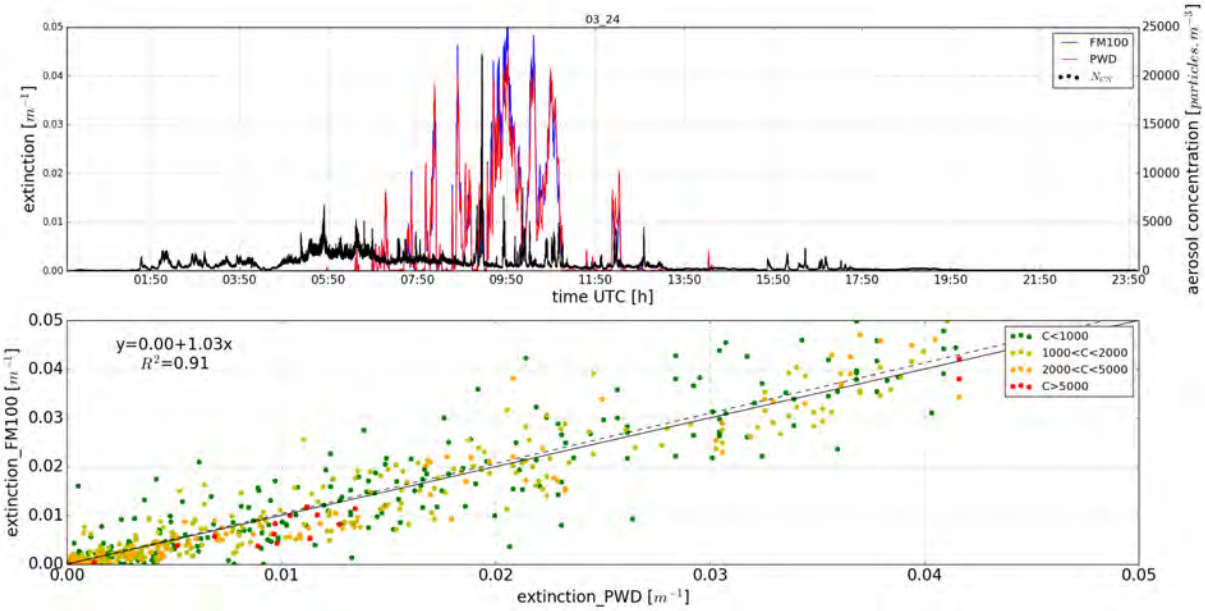


FIGURE 5.9 – a) Évolution temporelle de l'extinction du FM100 (bleu) et du PWD22 (rouge) et de la concentration d'aérosols (noir) mesurée par le CPC3788 sur la journée du 24 mars 2019. b) Comparaison de l'extinction entre le FM100 et le PWD22 en fonction de la concentration d'aérosol, la courbe noire en trait plein représente la tendance et la courbe noire en pointillé une parfaite corrélation des deux instruments.

Ce critère de base de 0.005 m^{-1} est directement lié à l'analyse que nous avons fait en regardant la relation qu'il existe entre extinction et LWC. En effet, le LWC est calculé de la même manière que dans l'équation 3.8 sauf qu'ici, l'intégrale est remplacée par une somme discrète de bins.

Durant toute la période de fonctionnement du FM100, nous avons calculé l'extinction et le LWC associés aux masses d'air échantillonnées comme montré dans la figure 5.10. Une relation linéaire semble se dessiner avec une dispersion plus forte vers les hautes valeurs de l'extinction et du LWC. Pour autant, en appliquant une régression linéaire, on trouve que le LWC peut être approximé comme étant égal à 4.86 fois l'extinction

avec un R^2 égal à 0,99.

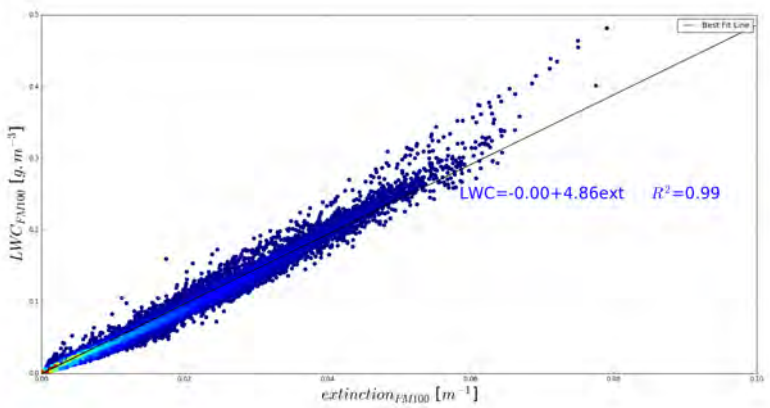


FIGURE 5.10 – LWC en fonction de extinction par le FM100. Le code couleur représente l'occurrence des mesures durant tout le fonctionnement du FM100.

Validation du capteur de nuage

L'étude précédente a montré que le FM100 et le PWD donnaient des valeurs d'extinction proches. Un des objectifs de cette campagne est d'utiliser un capteur de nuage, nommé par la suite CS pour Cloud Sensor. Dans cet instrument, 4 photo-diodes émettent à 3 longueurs d'ondes différentes un signal en alternance. Une dans le bleu cyan à 505 nm, une dans l'orange à 590 nm et deux dans l'infra-rouge à 840 nm chacune (permettant de constater le bon fonctionnement du Cloud Sensor). Un photo-récepteur est placé au centre des 4 photodiodes et mesure le signal rétro-diffusé. Dans le domaine d'application de ce capteur, il y a présence d'aérosols et de gouttelettes et les deux types des particules diffusent et absorbent différemment (Dubovik et al., 2002).

Avec le Cloud Sensor, le signal reçu correspond à une tension pour chaque photodiode. Pour permettre de quantifier la tension en contenu en eau, nous avons co-localisé le Cloud Sensor avec l'instrument de microphysique FM100 sur le site des Orchidées. Durant la campagne, 4 jours ont été sélectionnés pour comparer le CS avec le FM100 (lui-même en parallèle avec le PWD22) : le 24, 26 ,28 mars et le 1er avril. (noté **B** sur le tableau 5.2). La figure 5.11 représente ce premier jour d'inter-comparaison avec comme référence l'extinction donnée par les deux instruments FM100 et PWD22.

Durant cette matinée, le FM100 et le PWD ont identifié plusieurs instants où les cumulus ont touché la surface du domaine des Orchidées (zones grisées sur la Figure 5.11) correspondant à des extinctions supérieures à 10^{-3} m^{-1}. De nombreuses variations d'extinction sont visibles avec des pics pouvant aller jusqu'à 0.1 m^{-1}. Au même instant, les différents canaux du Cloud Sensor réagissent eux aussi. Il est clairement identifiable un signal de fond et une réponse plus rapide pour chaque canal. Le signal de fond est différent pour chaque canal mais représente l'extinction que l'on peut attribuer à la présence d'aérosols, secs ou humides. Quand un nuage arrive sur la zone, le signal augmente significativement, indiquant une extinction plus forte. Mais le signal de fond n'est jamais constant, il change en fonction des masses d'air que l'instrument échantillonne, masses d'air caractérisées par des concentrations et propriétés d'aérosols différentes. A première vue, ce sont les deux canaux situés dans l'infra-rouge qui semblent être les plus sensibles à la présence d'eau liquide. Leur différence en termes de signal est reliée à la puissance du signal émis par les photodiodes. A l'inverse, les canaux bleu et orange sont moins sensibles mais observent quand même un changement de signal. Une première explication sur ces différences peut venir du $\mathrm{Q}_{\mathrm{ext}}$ qui semble plus varier pour les gouttelettes comprises entre 10 et 20 $\mu\mathrm{m}$ dans les grandes longueurs d'onde. Par exemple, vers 8h30 pour ce 24 mars, le signal de fond baisse légèrement alors que le FM100 détecte une petit quantité d'eau liquide, ce

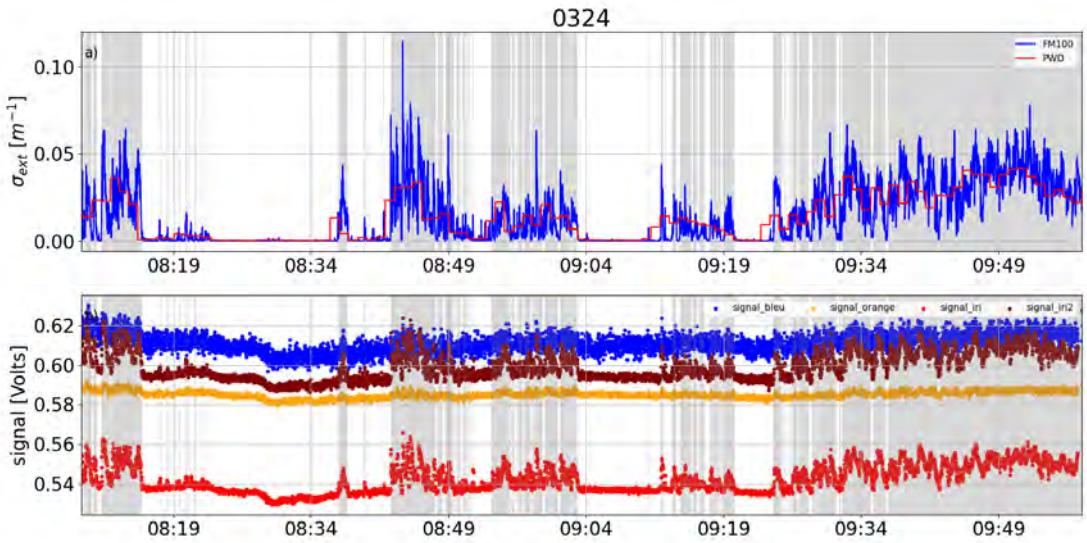


FIGURE 5.11 – Série temporelle sur la matinée du 24 mars 2019 de a) l'extinction du FM100 (bleu) et du PWD22 (rouge) b) signal reçu du capteur du nuage pour les différentes longueurs d'onde (bleu pour le canal cyan, orange pour le canal orange, rouge pour le canal infra-rouge, marron pour le canal infra-rouge 2. L'aire grisée représente un LWC>0.001 $\mathrm{g.m^{-3}}$ calculé par le FM100.

qui peut traduire un changement de masse d'air. Il est possible que cette masse d'air possède moins d'aérosols que la masse d'air précédemment échantillonnée et que l'extinction calculée, même avec quelques gouttelettes nuageuses, soit moins forte qu'avant. Il est donc important de regarder la réponse des différents canaux entre eux pour bien identifier si nous sommes dans du nuage ou du ciel clair avec aérosols.

Nous traçons donc sur la figure 5.12 les 4 jours d'inter-comparaison du CS et du FM100. Les signaux de tous les canaux augmentent quand l'extinction est forte, celle-ci étant elle-même plus forte quand la concentration en gouttelettes nuageuses augmente. A première vue, les deux canaux infra-rouge possèdent moins de dispersion que le bleu ou le orange avec une bien meilleure corrélation (r^2 proche de 0.8 contre 0.3 pour les deux derniers).

Cette dispersion peut s'expliquer en outre par une différence de la taille des gouttelettes nuageuses. Sur la Figure 5.13, il est clairement visible que si le rayon effectif est inférieur à 6 $\mu\mathrm{m}$, le signal reçu par rétrodiffusion est supérieur à la régression linéaire et à l'inverse, si le rayon effectif moyen dépasse les 9 $\mu\mathrm{m}$, le signal est inférieur à la régression linéaire. Cela s'explique par le fait que pour une même concentration en gouttelettes, plus celles-ci sont grosses, plus celles-ci vont rétrodiffuser et le signal sera plus fort ($\sigma_{\mathrm{ext}} \approx \mathrm{N.r^2}$). Mais généralement, quand les gouttelettes nuageuses sont grandes, leur concentration est plus faible. Cet effet de contrebalancement a pour conséquence que là où les masses d'air nuageux ont des grosses particules, le signal reçu par le CS est plus faible.

Cette dépendance de l'extinction en fonction de la longueur d'onde, de la taille et concentration des gouttelettes peut être effacée en calculant le coefficient d'Angström, qui représente la dépendance spectrale des signaux sur l'extinction en faisant une régression linéaire. La pente de cette courbe est égale au coefficient d'Angström qui a pour formule :

$$\mathring{\mathrm{A}} = -\frac{\log(\frac{\sigma_{\mathrm{ext},\lambda 1}}{\sigma_{\mathrm{ext},\lambda 2}})}{\log(\frac{\lambda_1}{\lambda_2})} \tag{5.3}$$

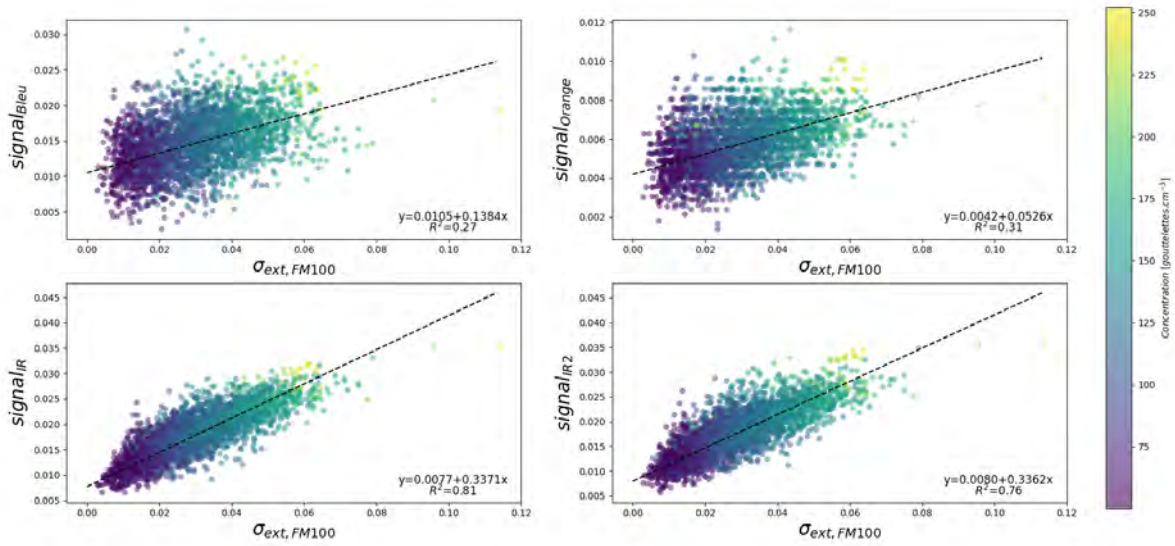


FIGURE 5.12 – Comparaison pour chaque canal du signal mesuré par le CS en fonction de l'extinction du FM100 et de la concentration en gouttelettes nuageuses pour les 4 jours d'intercomparaison au sol.

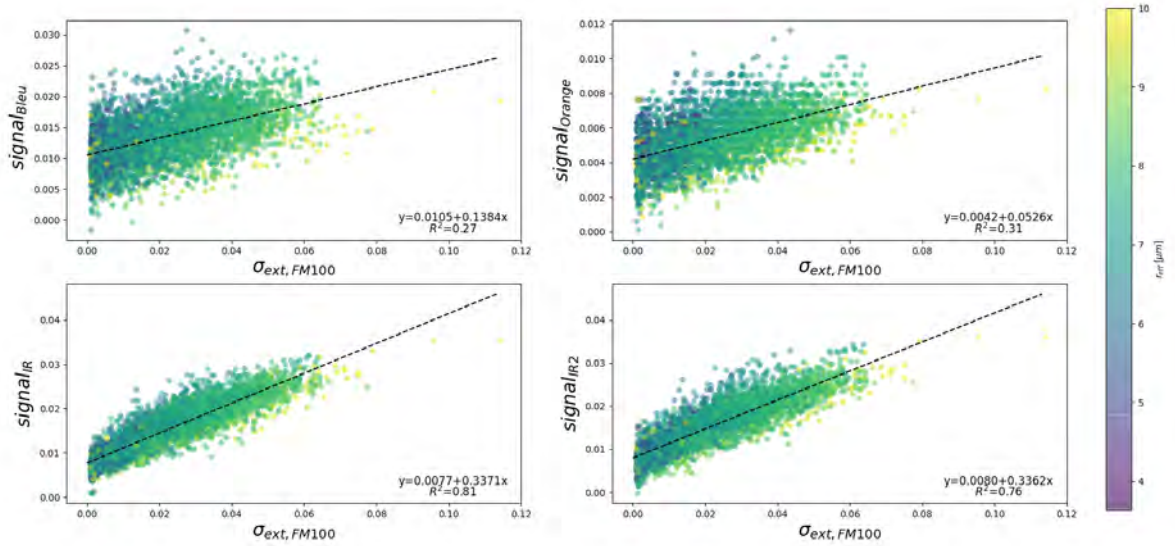


FIGURE 5.13 – Comparaison pour chaque canal du signal mesurée par le CS en fonction de l'extinction du FM100 et du rayon effectif moyen des gouttelettes nuageuses pour les 4 jours d'intercomparaison au sol.

où λ_1 représente une certaine longueur d'onde et λ_2 une autre longueur d'onde et σ_{ext} l'extinction elle-même associée aux deux longueurs d'onde.

Ce coefficient d'Angström (noté Å) est représenté sur la figure 5.14. Le Å est plus faible en ciel clair qu'en ciel nuageux et plus le LWC augmente, plus le Å augmente. Cependant, notre critère de seuil nuageux ($\text{LWC} > 10^{-3}\text{g.m}^{-3}$) se situe dans une zone critique. En effet, la moyenne du coefficient d'Angström pour un

signal	a_{cs}	b_{cs}
bleu	35.1154	-0.3687
orange	92.3954	-0.3881
IR	14.4172	-0.1110
IR2	14.4556	-0.1156

TABLE 5.3 – Paramètre a_{cs} et b_{cs} pour l'approximation du LWC retrouvé par le Capteur de Nuage.

LWC compris entre 0.005 et 0.01 $g.m^{-3}$ est égale à 1.2, valeur qui se situe encore dans le 95ème pourcentile des masses d'air sans gouttelettes nuageux (aérosol pour la figure 5.14). Il faut attendre le seuil des 0.01 $g.m^{-3}$ pour que l'erreur sur la détermination du LWC soit minime avec un Å égal à 2.1.

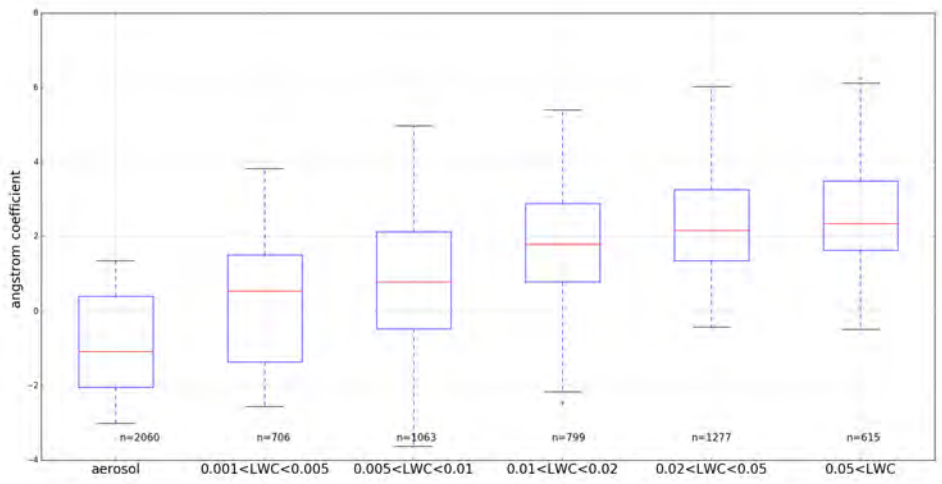


FIGURE 5.14 – Coefficient d'Angström médian (en rouge) pour les cas de ciel clair (noté aérosol) et les cas nuageux en graduation de LWC en $g.m^{-3}$. Les limites supérieure et inférieure (bleues/noires) représentent le 25ème-75 ème/5ème-95ème pourcentile des valeurs.

En conclusion, par différentes méthodes d'inter-comparaisons entre le FM100, le PWD et le CS, il est possible d'estimer le LWC avec les mesures du CS en approximant que $LWC = a_{cs}.signal_{cs} + b_{cs}$ où a_{cs} et b_{cs} sont deux constantes définies pour chaque canal de longueur d'onde dans le tableau 5.3.

Cependant, le seuil de LWC fixé à $10^{-3} g.m^{-3}$, notamment utilisé dans le chapitre précédent, pour détecter la frontière d'un nuage semble trop faible pour une détermination non ambigue du nuage puisqu'il y a un risque d'interférence avec la présence d'aérosol. Le seuil est alors fixé à $10^{-2} g.m^{-3}$ pour la suite des analyses. En prenant les dépendances du signal du CS avec l'extinction du FM100, elle même dépendante du LWC par un coefficient de linéarité, on peut directement calculer le LWC par le Cloud Sensor. En traçant le LWC déduit des approximations successives du Cloud Sensor et le LWC directement mesuré par le FM100 sur la Figure 5.15, nous sommes capable de retrouver un contenu en eau cohérent puisque la régression linéaire donne un coefficient de 0.93 et un R^2=0.7. Cette relation sera utilisée par la suite dans la campagne EUREC^{4}A pour estimer des LWC à partir d'observations du Cloud Sensor.

5.2 Analyse des données de la campagne

Dans cette partie, nous nous concentrons sur les mesures acquises grâce aux instruments de microphysique et turbulence sous ballon captif pour caractériser la couche nuageuse et en déduire des profils

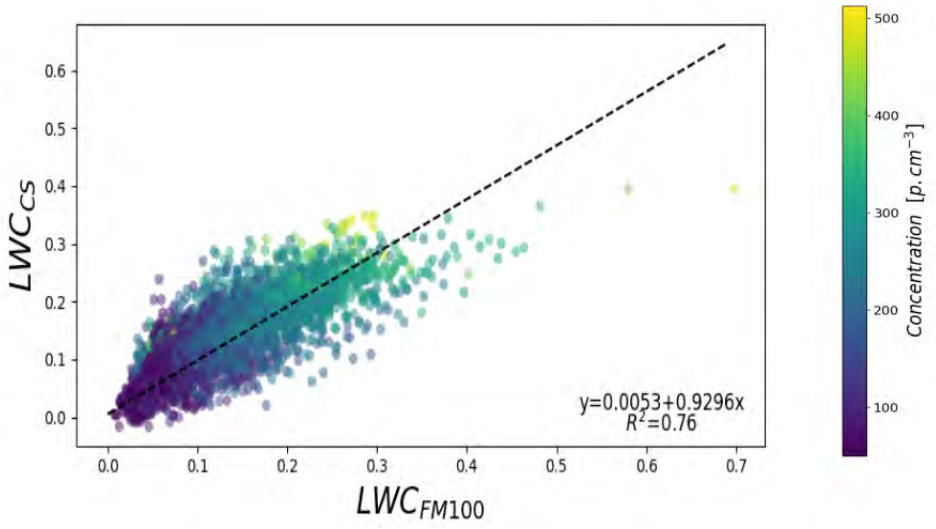


FIGURE 5.15 – LWC déduit par le Cloud Sensor comparé au LWC mesuré par le FM100 en fonction du nombre de gouttelettes.

thermodynamiques et de mélange.

5.2.1 Présentation du cas d'étude

Le 7 avril 2019, un vol drone a été réalisé dans la même tranche horaire que le vol du ballon captif sur le site des orchidées. Cette matinée-là, entre 5h20 UTC et 7h30 UTC, le ballon captif a été déployé avec, à son bord, un CDP et une sonde de turbulence comme montré sur la photographie 5.16. Avant le développement des nuages sur les pentes du Maido, un OPC est embarqué sous ballon pour caractériser la présence d'aérosols dans la colonne d'atmosphère.

Un premier travail a consisté à recaler les données entre les deux instruments, ayant été mis en état de fonctionnement à différents horaires et possédant des pas de temps différents. Une montée progressive dans la couche nuageuse s'est faite, avec des paliers de 20 minutes afin que la sonde de turbulence puisse correctement établir les intensités des vents horizontaux et verticaux comme exposé sur la Figure 5.17,a. L'altitude maximale atteinte au-dessus du sol a alors été de 550 m aux alentours de 7h30. Lors de cette montée, le système de mesures a rencontré plusieurs nuages, soit pendant des phases de stabilisation d'altitude, soit lors de montées, comme en témoigne les valeurs de LWC supérieures à $10^{-2}\mathrm{g.m}^{-3}$ sur la Figure 5.17,b. L'intensité du vent horizontal mesurée par la sonde de turbulence varie entre 0.2 et 5 $\mathrm{m.s}^{-1}$ et celui-ci semble être plus fort aux altitudes supérieures à 300 m. Pour autant, la Figure 5.17,c montre qu'une grande variabilité existe en fonction du temps même à une altitude constante. L'humidité relative quant à elle varie entre 97 et 100 %, semblant indiquer que la zone est quasi saturée en humidité même hors nuage.

Comme il a été vu sur la Figure 5.17, le flux d'air provenant de la côte et remontant les pentes n'est jamais constant. Un terme correctif sur le volume échantillonné par le CDP a donc été ajouté. En effet, on estime que la pompe aspirante du CDP possède une vitesse d'aspiration de 10 $\mathrm{m.s}^{-1}$, terme auquel nous rajoutons la vitesse du vent qui varie en fonction du temps. Puisque sont calculés un nombre de gouttelettes et un LWC en fonction du volume d'air échantillonné, il est important de prendre en compte ces variations de vent qui peuvent changer jusqu'à 30% les valeurs de LWC. Également, la supposition est faite que la tête de prélèvement du CDP est parfaitement alignée avec la direction du vent horizontal, un empennage agissant comme une girouette lui permet une stabilité face au vent. On suppose également que les propriétés thermodynamiques relevées par la sonde de turbulence sont reliées aux propriétés microphysiques issues du CDP, même si ces deux instruments sont éloignés de 3 mètres de câble.



FIGURE 5.16 – Photographie du ballon captif avec une sonde de turbulence, un CDP et un OPC attaché à son câble.

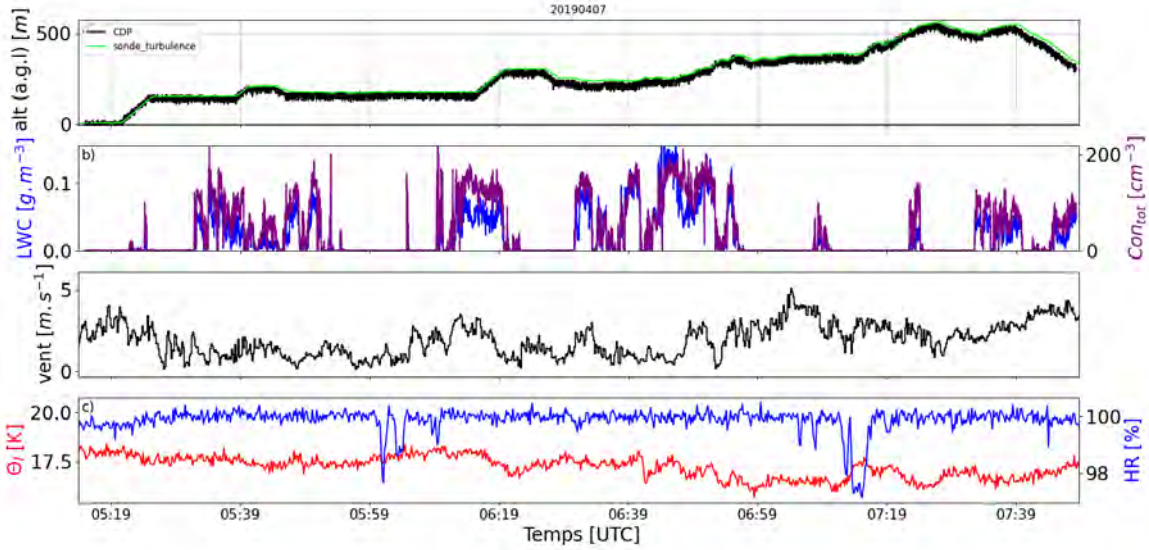


FIGURE 5.17 – Série temporelle de a) l'altitude du ballon captif dérivé du CDP et de la sonde de turbulence b) le LWC ainsi que la concentration en gouttelettes calculé par le CDP c) l'intensité du vent mesurée par la sonde de turbulence d) de la température potentielle liquide et de l'humidité relative mesure par un capteur PTU sur la sonde de turbulence pour la journée du 7 avril 2019

5.2.2 Analyse verticale de la couche nuageuse par ballon captif

Description microphysique des nuages convectifs

Le ballon captif ayant été déployé sur plusieurs altitudes, il a été possible de tracer l'évolution verticale de la couche de cumulus en prenant en compte les données microphysiques du CDP. La base des nuages étudiés se situe entre 30 et 50 m au-dessus du sol, correspondant à une augmentation du nombre de gouttelettes et un LWC dépassant les 0.01 $\mathrm{g.m^{-3}}$. En regardant le profil vertical des rayons moyens (noté $\mathrm{R_m}$) des gouttelettes (Fig 5.18,a), les gouttelettes nuageuses ont un rayon égal à environs 8.5 $\mu\mathrm{m}$ en moyenne, puis celui-ci augmente jusqu'à atteindre 10.5 $\mu\mathrm{m}$ autours des 300 m de haut, puis diminue en atteignant le sommet de la couche nuageuse. A noter qu'un rebond a lieu aux alentours des 400 m, correspondant à un autre étage de nuage, qui n'est pas étudié ici. A première vue, il semble tout à fait normal que le rayon moyen augmente avec l'altitude. En effet, avec l'altitude, les particules qui subissent une montée adiabatique voient la sursaturation du milieu faire condenser de l'eau autour de la gouttelettes déjà formée (Equation 3.7). Mais la faible croissance du rayon moyen avec l'altitude témoigne que du mélange a peut-être eu lieu. En parallèle, le nombre total de gouttelettes augmente lui aussi dans les 300 premiers mètres, passant de 50 à 100 gouttelettes par $\mathrm{cm^{-3}}$, puis diminue ensuite au sommet du nuage. Cette augmentation du nombre de gouttelettes est encore plus visible si on regarde le 90ème percentiles des valeurs (courbe bleue sur la Figure 5.18,b). Ces valeurs sont cohérentes avec les cumulus d'alizés puisque la moyenne est autour de 100 $\mathrm{p.cm^{-3}}$ pour les cumulus observés durant RICO (Rauber et al., 2007) mais inférieures aux cumulus de la campagne SCMS (250-330 $\mathrm{p.cm^{-3}}$, Burnet and Brenguier (2007)) mais échantillonnés plus en altitude.

Ces deux augmentations ont pour conséquence de faire évoluer le LWC ($\mathrm{LWC} = \int_{\mathrm{Rmin}}^{\mathrm{Rmax}} \rho_{\mathrm{w}} \frac{4}{3} \pi \mathrm{r}^3 \mathrm{n}(\mathrm{r}) \mathrm{dr}$) suivant la verticale comme le montre la Figure 5.18,c. Les valeurs de LWC moyen atteignent leur maximum autour de 300 mètres d'altitude où celui-ci vaut 0.24 $\mathrm{g.m^{-3}}$. Ce maximum de LWC moyen correspond à un maximum de $\mathrm{R_m}$ et de concentration. Si le LWC moyen augmente, il n'en reste pas moins qu'il est très en deçà des valeurs attendues par l'adiabatisme, représentées sur la Figure 5.18 par un trait en pointillé

noir. Dans la première centaine de mètres au-dessus de la base des nuages, le LWC maximal est proche de l'adiabatique puis il s'écarte de plus en plus de cette valeur jusqu'à décrire un profil logarithmique sur la verticale en convergeant vers une limite fixée. Il est aussi observable que certaines parcelles d'air contiennent aussi plus de LWC que ce que prévoit la théorie. Ce dépassement a déjà été observé, notamment durant la campagne RICO par Rauber et al. (2007). Cela peut être lié à un LCL plus bas que modélisé, une sursaturation plus importante à certains niveaux d'altitude ou encore, et c'est surement le cas, que la couche nuageuse n'est pas constituée d'un seul nuage mais de plusieurs et que leur formation n'a pas eu lieu au même endroit, donc avec un état thermodynamique différent. Ces résultats sur la faible augmentation de $\mathrm{R_m}$ et forte augmentation de la concentration totale en gouttelettes nous a poussé à regarder l'évolution du spectre granulométrique des gouttelettes en fonction de l'altitude.

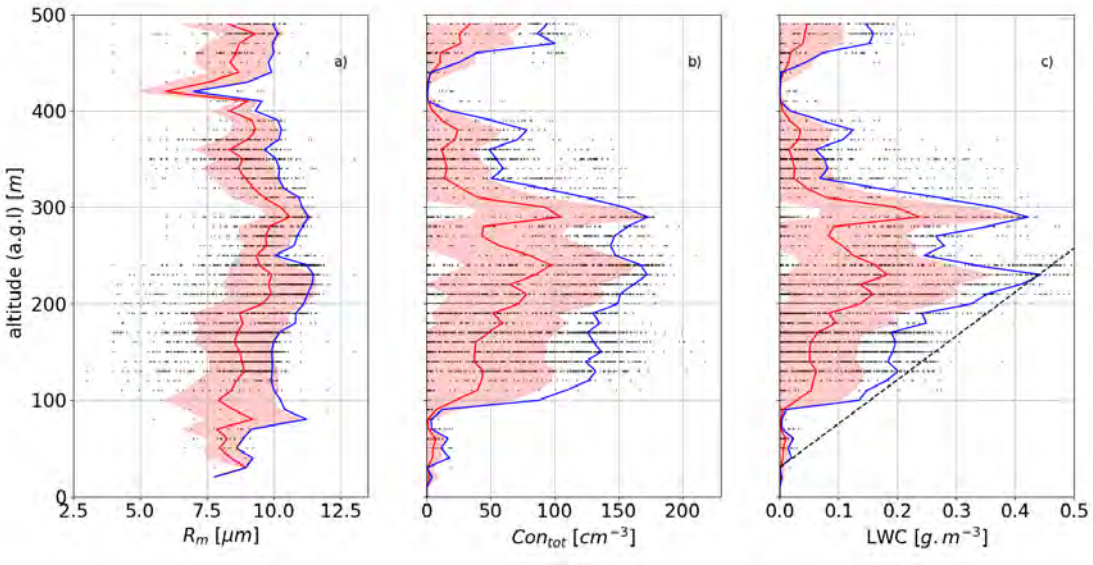


FIGURE 5.18 – Profils verticaux des a) rayons moyens des gouttelettes (rouge) et leur écart-type (aire rouge), b) de la concentration moyenne en gouttelettes et c) du LWC. Les courbes bleues représentent le 90 ème percentile à chaque niveau et pour chaque variable. Le trait noir en pointillé en c) représente le LWC adiabatique.

En regardant la Figure 5.19, on se rend compte que dans les premières dizaines de mètres, la distribution en taille des gouttelettes est restreinte aux petites goutelettes, se situant entre 5 et 12 $\mu\mathrm{m}$ de rayon, avec très peu de particules activées, seulement au maximum 8 cm^{-3}. Quand l'altitude dépasse les 100 m, alors le spectre devient plus large avec des gouttelettes qui se situent entre 2.5 et 20 $\mu\mathrm{m}$ de rayon. Un pic de rayon situé aux alentours de 10 $\mu\mathrm{m}$ se dessine, avec une concentration entre 30 et 50 gouttelettes.cm^{-3}.

Plus l'altitude dans les nuages augmente, plus ce spectre devient large et plus $\mathrm{N_d}$ devient important dans les classes de rayon situées entre 8 et 15 $\mu\mathrm{m}$. Cependant, au delà de 350 mètres, l'effet inverse se produit pour l'intensité du pic, qui diminue et le spectre des gouttelettes s'étale et deux pics se forment, un situé vers les petits rayons centré sur 5-7 $\mu\mathrm{m}$ et un autre au delà de 12 $\mu\mathrm{m}$, comme c'est le cas à 400m.

Cette information sur le pic centré dans les petits rayons peut trouver deux explications : une explication par les effets de mélange et une autre liée à la superposition de potentiels nuages. Si le mélange était homogène, l'ensemble des gouttelettes verraient leur taille diminuer et le pic serait alors décalé vers les petits rayons. Or, le pic au milieu de la distribution conserve toujours son intensité. Également, le fait que les gouttelettes ayant des rayons supérieurs à 15 $\mu\mathrm{m}$ voient leur nombre augmenter en fonction de l'altitude montre que le cœur du nuage n'est pas affecté par du mélange avec intrusion d'air environnemental, à l'exception

du sommet de la couche nuageuse. Les particules nuageuses dans le cœur continuent leur ascension verticale et leur diamètre augmente, ce qui favorise l'augmentation du nombre de gouttelettes ayant des rayons supérieurs à 20 μm. Le mélange, caractérisé par le terme d'entrainement, peut être considéré dans ce cas comme du mélange hétérogène. En effet, la création de pics sur la distribution en taille centrée sur les petits rayons plus une augmentation de la concentration moyenne de gouttelettes dans le nuage indique donc que de l'air a été entrainé, charriant avec lui des aérosols qui ont pu servir à former de nouvelles gouttelettes en altitude.

Une autre possibilité expliquant cet élargissement de la distribution granulométrique provient de la complexité de la couche sur les pentes du Maido. En effet, les nuages sont censés être tous formés à la même altitude, mais à des distances plus ou moins lointaines de la pente. Le temps de montée du ballon captif sur les 500 mètres dépasse les deux heures, laissant le temps d'échantillonner différents nuages. Cela peut expliquer en partie des sauts sur la distribution granulométrique des gouttelettes, notamment entre 360 m et 400m. Nous revenons ici sur la problématique d'observer une coupe verticale d'un seul nuage en un temps minime.

Nous tentons tout de même de caractériser le mélange par les variables conservatives dans les cumulus, comme calculé dans l'équation 3.14.

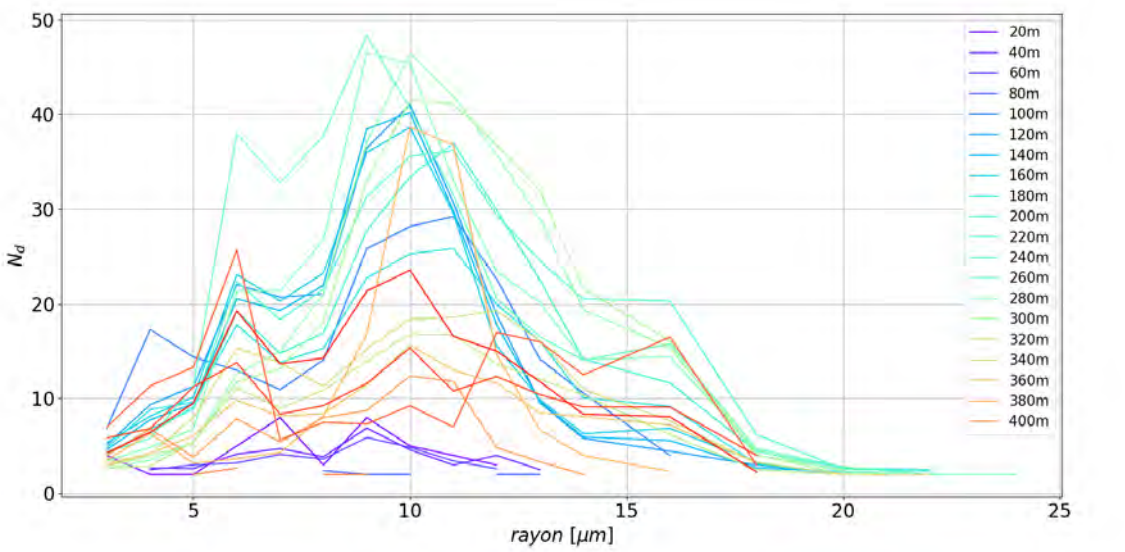


FIGURE 5.19 – Évolution verticale du spectre granulométrique des gouttelettes lors de la journée du 7 avril 2019.

Thermodynamique et mélange des nuages convectifs

Les sondes de température et d'humidité nous ont permis de calculer les variables conservatives Θ_l et q_t tout au long de l'ascension du ballon captif dans la couche de cumulus. Le premier traitement à été de séparer les mesures qui sont faites dans l'environnement et celles qui sont faites dans les nuages comme exposé sur la Figure 5.20. Ensuite, le choix de moyenner ces mesures sur la verticale a été pris, avec des paliers tous les 50 mètres à partir de la base des nuages.

Le contenu en eau total dans l'environnement est égal à 11.7 $g.kg^{-1}$ avec un écart type relativement faible (courbe rouge sur la Figure 5.20,a) à l'altitude de la base des nuages. Il est inférieur à celui que l'on peut retrouver dans les cumulus à cette même altitude, où celui-ci vaut 12.7 $g.kg^{-1}$ avec un écart-type un

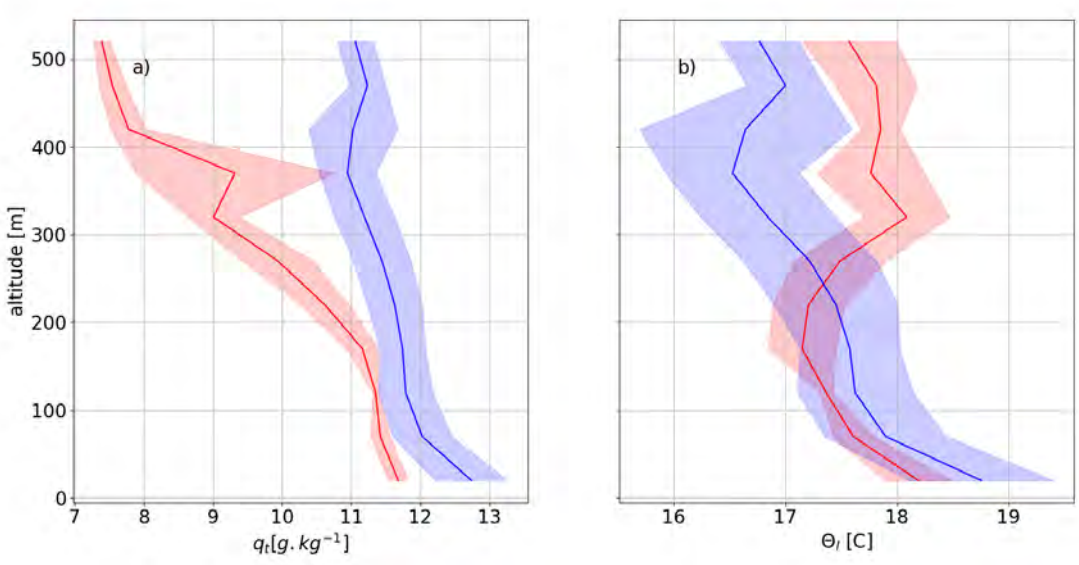


FIGURE 5.20 – Profils verticaux issus du ballon captif du a) contenu en eau total et de la b) température potentielle liquide pour l'environnement (en rouge) et pour les nuages (en bleu). La résolution verticale est de 50 m.

peu plus conséquent. Si on regarde l'évolution sur la verticale, q_t diminue dans les deux systèmes, mais la pente est plus forte dans l'environnement (-4 $g.kg^{-1}$ sur 500 mètres) que dans les systèmes nuageux (-2.2 $g.kg^{-1}$ sur 500 mètres).

Le profil de Θ_l sur la Figure 5.20,b dans l'environnement montre une légère diminution dans les 200 premiers mètres au dessus du sol mais au delà de cette altitude, la Θ_l de l'environnement re-augmente. Θ_l étant égale à Θ si il n'y pas d'eau liquide (c'est le cas pour l'environnement hors nuage), son profil suit alors une augmentation sur la verticale. En ce qui concerne la Θ_l de la couche nuageuse, celle-ci diminue graduellement en fonction de l'altitude. On se retrouve alors avec un nuage plus chaud dans les 250 premier mètres puis un nuage plus froid au dessus.

Sur les deux profils, il est clairement visible que les variables censées être conservées durant le processus de convection ne le sont pas. Alors, dans le même état d'esprit que dans le chapitre précédent, nous calculons le taux d'entraînement fractionné sur cette couche nuageuse. Cependant, dans cette étude, nous faisons varier la résolution de notre moyenne sur la verticale, de 10 à 100 m par coup de 10 m pour constater l'effet de celle-ci sur le calcul du mélange comme le montre la Figure 5.21.

A première vue, il semble que de moyenner sur 10 ou 20 mètres emmène une grande variabilité sur les valeurs de Θ_l et q_t ce qui a pour conséquence que le taux d'entraînement fractionné ε varie aussi très fortement. Au-delà de cette résolution minimale, le profil de ε_{q_t} semble plus lisse et suit une décroissance avec l'altitude. Celui-ci est maximal à la base de la couche nuageuse, avec un taux proche de 0.01-0.02 m^{-1} puis décroit jusqu'à devenir nul et négatif par endroit. Une valeur négative de ε n'est pas physique mais cela est dû au fait que le q_t augmente légèrement au dessus de 350 mètres. Or dans le modèle du thermique et de sa paramétrisation d'entraînement qui en découlent, q_t ne peut que diminuer ou rester stable. Ces mêmes biais sont visibles sur le taux d'entraînement dérivé de Θ_l avec ici de très fortes variations. En comparant les valeurs d'entraînement déduits avec q_t avec ceux calculés dans la littérature, ces taux (ceux avec une résolution verticale au dessus de 20 m) semblent cohérents en termes de tendance et valeurs. Pour rappel, les taux moyens dans l'ensemble des nuages de ARM se situent entre 0.02 m^{-1} à la base et proche de 0 au sommet avec une résolution verticale de 25 m.

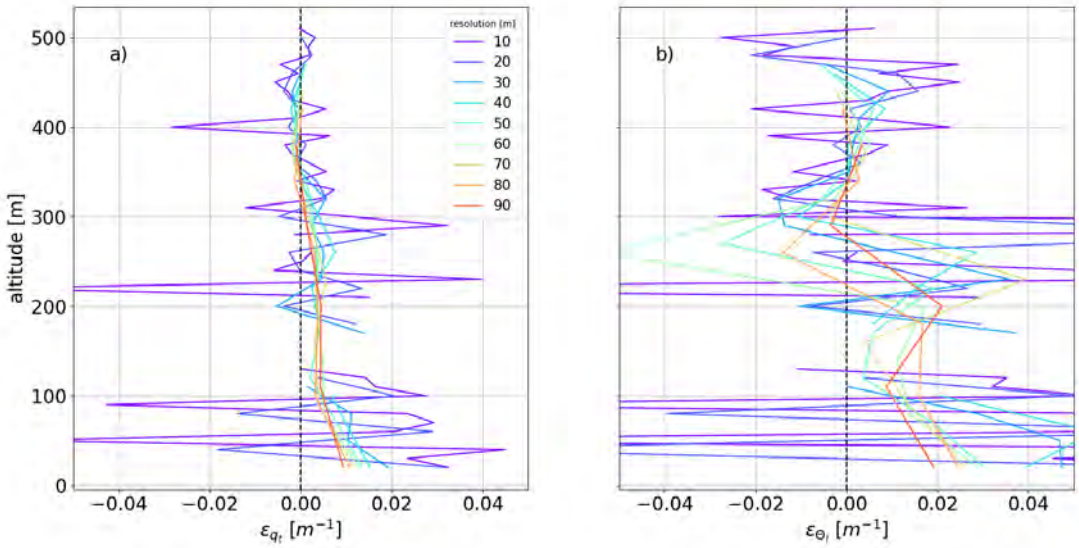


FIGURE 5.21 – Profils d'entraînement fractionné calculé par a) le contenu en eau total et b) la température potentielle liquide en fonction des différentes résolutions verticales.

La résolution utilisée a également un impact sur cette quantification d'entraînement. Il semble que l'entraînement fractionné diminue à la base de la couche de cumulus en fonction que la résolution diminue, étant divisée par moitié entre Δ z=30 m et Δ z=90 m (0.02 m^{-1} à 0.01 m^{-1}). Ces résultats rejoignent ceux de Radtke et al. (2020) qui par des analyses de simulations LES du cas RICO montrent que le taux d'entraînement latéral diminue à mesure que la taille des mailles augmente. Cela est expliqué en somme par les variations de $\mathrm{q_t}$ dans et hors des cumulus. Dans les premiers 100 m au-dessus de la base, $\mathrm{q_t}$ diminue de presque 1 $\mathrm{g.kg}^{-1}$ alors que dans l'environnement, celui diminue très légèrement voire reste constant. En moyennant de manière lâche, $\mathrm{q_t}$ nuageux diminue plus que si on moyenne plus resserré. En rappelant que l'entraînement est proportionnel à $\frac{1}{\mathrm{q_{t,env}}-\mathrm{q_{t,env}}}$, la différence entre les deux variables conservatives sera plus forte ce qui conduit à faire diminuer la fraction. L'effet inverse se produit au sommet de la couche nuageuse puisqu'ici, c'est l'environnement qui subit une modification rapide de son $\mathrm{q_t}$ alors que celui dans le nuage diminue légèrement. Cette évolution du taux d'entraînement avec les hautes résolutions est aussi visible pour la température potentielle liquide. Mais à partir de 30 m de résolution verticale, il n'y pas de changement importants, les deux profils nuageux et environnement ayant une tendance de diminution égale. Seule la partie où le nuage devient plus froid que l'environnement semble plus bruité avec des résolutions verticales moyennes (30-50 m) et plus stable au-delà. Mais les variations restent tout de même très importantes dans l'ensemble de la couche de cumulus, reflétant ainsi la difficulté à pouvoir déduire une Θ_l précise et son caractère plus instable comme montré dans le chapitre précédent.

Après avoir déduit les propriétés des nuages par les instruments sous ballon captif, nous nous intéressons à la capacité des drones et des instruments embarqués à reproduire ces caractéristiques nuageuses.

5.3 Les vols de drones dans la couche convective nuageuse

Les drones possèdent un domaine d'exploration situé dans la couche limite atmosphérique (altitude maximale 4 km présence des cumulus) et pouvant couvrir une zone de 25 km^2.

5.3.1 Descriptif du modèle du drone

Le modèle de drones qui a volé durant la campagne est le SkyWalker-X6, précédemment utilisé dans d'anciennes campagnes de mesures (Sanchez et al. (2017),Calmer et al. (2017),Calmer et al. (2019)). Son envergure avec ailes d'1.5 m et son poids sans charge utile de 2.5 kg lui permettent d'être facilement utilisable et transportable. Son poids léger est directement lié à son fuselage composé en grande majorité de polystyrène. Sa forme caractéristique, tel un avion en miniature, possède un fuselage bombé, avec dedans, des emplacements pré-conçus pour pouvoir insérer du matériel servant à la mesure. Sont disposés également sous les ailes, une caméra embarquée ainsi qu'un émetteur radio. L'autonomie du drone est reliée à celle de la batterie, qui généralement peut durer 1h30. Les vols, avec leurs trajectoires diverses, peuvent demander plus d'énergie et leur temps peut donc varier aux alentours d'une heure. La vitesse de croisière du drone se situe autour des 15 $\mathrm{m.s^{-1}}$. En termes de vitesse de montée, celle-ci peut atteindre 3 $\mathrm{m.s^{-1}}$ quand le drone effectue des spirales pour réaliser les profils verticaux de la couche limite.



FIGURE 5.22 – Image du drone SkyWalker-x6. Credit Photo Fabrice Julien

Sur les drones SkyWalker-X6 disposés à échantillonner les nuages, plusieurs instruments de mesure ont été installés. Une sonde de pression, température et humidité (PTU) est fixée sur le partie supérieure et avant du drone comme montrée sur la photographie 6.4, évitant au maximum toute perturbation d'écoulement due au fuselage. Également, le capteur de nuage est lui aussi installé à bord du drone, sous l'aile de l'avion et incliné à 45 degrés vers le sol pour éviter d'avoir une accumulation d'eau qui se condenserait dessus et également de ne pas être directement impacté par le rayonnement solaire et ses variations suivant l'angle de vue.

Pour les autres drones servant à caractériser l'état de la couche limite, un OPC a été installé permettant de caractériser le nombre d'aérosols présents.

5.3.2 Récapitulatif des vols de drones dans BIO-MAIDO

En parallèle du déploiement instrumental pendant la campagne BIO-MAIDO, des vols drones ont été effectués dans une zone où l'altitude est de 1410 m, soit un peu moins de 50 m en dessous de celui du domaine des Orchidées. La base de lancement des drones se nomme Le Pré et les flux provenant de la brise marine sont identiques à ceux rencontrés aux domaines des Orchidées. Entre le 3 avril et le 7 avril, 16 vols ont été effectués pour un total de 15 heures et 16 minutes. Sur ces 16 vols, 3 ont été réalisés avec un OPC (Optical Particule Counter) et 13 vols avec le CS (Cloud Sensor). La décision a été prise de réaliser des profils verticaux dans la couche nuageuse pour permettre de comparer l'évolution verticale des données microphysiques de celle-ci. Le récapitulatif des vols est donné dans le tableau 5.4. Les vols de drones avec

l'OPC l'ont été avant le déclenchement de la formation des cumulus, permettant ainsi de renseigner l'état de l'atmosphère en termes de particules.

jour	vol	heure [UTC]	OPC	CS	Modèle
3/04	1	6 :45-7 :15	X		4
	2	8 :10-9 :02		X	8
	3	9 :58-11 :04		X	8
	4	11 :55-12 :40		X	8
4/04	5	8 :00-8 :59	X		4
	6	9 :16-10 :21		X	8
	7	10 :15-11 :13		X	8
	8	12 :33-13 :30		X	8
6/04	9	5 :32-6 :03	X		4
	10	6 :25-7 :25		X	9
	11	7 :51-9 :07		X	9
	12	11 :45-12 :42		X	9
7/04	13	6 :27-7 :28		X	9
	14	8 :15-9 :00		X	9
	15	11 :37-12 :48		X	9
	16	13 :12-14 :19		X	9

TABLE 5.4 – Récapitulatif des vols de drones durant la campagne NEPHELAE-BIO-MAIDO

Le vol 13 du 7 Avril 2019 présente un intérêt puisqu'au même moment, le ballon captif situé sur le site des Orchidées était également déployé. Nous nous concentrons par la suite sur ce cas d'étude.

5.3.3 Données des drones

Avant de comparer les données issues du capteur de nuage, une comparaison a été faite pour les profils verticaux de $\mathrm{q_t}$ et de Θ entre les données drone et celles issues du ballon captif. Pour cela, l'ensemble des mesures faites par la sonde PTU pendant l'heure de vol du drone a été moyenné sur la verticale avec une résolution de 25 mètres comme montré sur la Figure 5.23,a. Les montées, paliers et descentes du ballon captif ont été pris en compte pour rendre compte de la structure et des potentielles variations de la couche au-dessus de la surface. Dans les 50 premiers mètres au-dessus du sol, la température potentielle moyenne décroît (-1 K) puis augmente jusqu'à 600 mètres pour atteindre 308.5 K. Le caractère instable permettant de la convection locale à ce point de mesure est établi, en comparaison avec un contenu en eau total moyen (ligne bleu ciel sur la Figure 5.23,a) qui lui décroit linéairement suivant la verticale, passant de 12.8 $\mathrm{g.kg^{-1}}$ au sol à 9.7 au sommet de la couche de 600 mètres. Cependant, de grandes variations de $\mathrm{q_t}$ sont visibles de 300 à 600 m d'altitude. En effet, lorsque le ballon captif se trouvait en ciel clair, le $\mathrm{q_t}$ était compris entre 7 et 10 $\mathrm{g.kg^{-1}}$

Pour valider les données thermodynamiques issues des mesures sur drones, nous avons superposé les profils verticaux de deux variables comme montré sur la Figure 5.24. Deux traitements ont été appliqués. Pour éviter l'influence de la surface sur les profils des variables thermodynamiques, les 50 premiers mètres du ballon captif ont été enlevés. Pour pouvoir tracer au même niveau d'altitude, les 100 premiers mètres des données drones ont été également supprimés pour cette comparaison (50 mètres près du sol plus 50 mètres dus à la différence d'altitude du sol entre les deux sites). Le profil de la température potentielle mesurée par la sonde PTU embarquée sur le drone (Figure 5.24,a) est compris dans l'écart-type des mesures du ballon captif, avec une tendance de surestimation de la température potentielle à la descente du drone dans la partie inférieure de la couche atmosphérique. Dans l'ensemble, les profils issus des deux types de mesures sont tout à fait semblables. Quant au profil de $\mathrm{q_t}$ dérivé des drones (Figure 5.24,b), il est également comparable

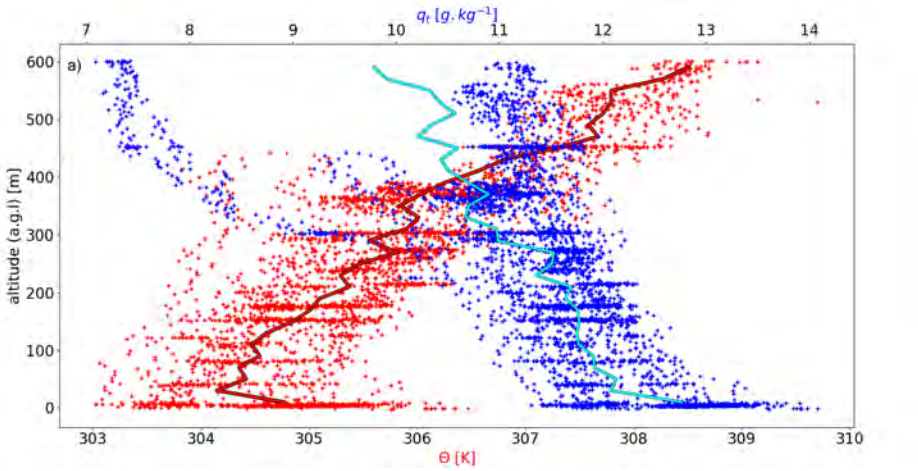


FIGURE 5.23 – Profils verticaux par drones de la température potentielle (ligne rouge) et du contenu en eau totale (ligne bleu ciel) moyennée sur des paliers de 25 m.

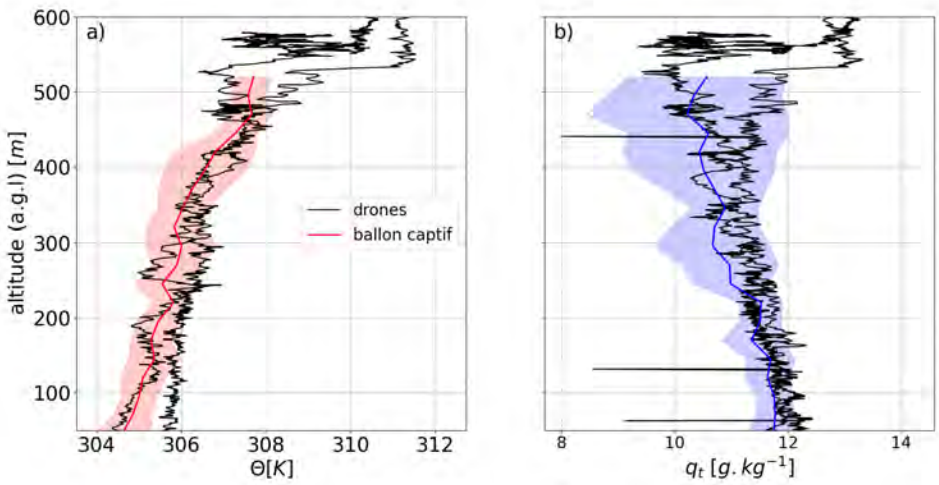


FIGURE 5.24 – a) Profils verticaux de la température potentielle (ligne rouge pour le ballon captif, noire pour les drones) et du contenu en eau totale (ligne bleu ciel pour le ballon captif, noire pour les drones) moyennée sur des paliers de 25 m.

à celui issu du ballon captif, avec toujours cette surestimation lors de la descente dans les 100 mètres au-dessus du sol. Cela peut être relié au temps de réponse du capteur ayant passé plusieurs minutes dans les nuages précédemment, comme on peut le voir au-dessus des 600 mètres. En parallèle de cette comparaison, le LWC a été calculé sur l'ensemble de la couche grâce au capteur de nuage embarqué sur le drone et tracé dans la Figure 5.25. Un LWC supérieur à $10^{-2}\mathrm{g.m}^{-3}$ a été détecté à partir de 100 mètres au-dessus du sol (correspondant au même instant à la base des cumulus de 50 mètres au-dessus du sol sur le site des Orchidées). Dans les 100 premiers mètres du nuage, le LWC mesuré est faible, n'excédant pas $0.04\mathrm{g.m}^{-3}$ et inférieur au LWC adiabatique attendu. Le drone faisant une spirale montante, il est possible que peu de traversées de nuage aient été effectuées puisqu'au dessus des 200 m a.g.l, le LWC augmente de manière spectaculaire, s'approchant de la valeur du LWC adiabatique voire le dépassant à certains endroits. Cette augmentation de LWC avec l'altitude se stoppe assez rapidement dans les étages supérieurs de la couche nuageuse puisqu'à 500 m, l'écart entre LWC mesuré et LWC adiabatique augmente.

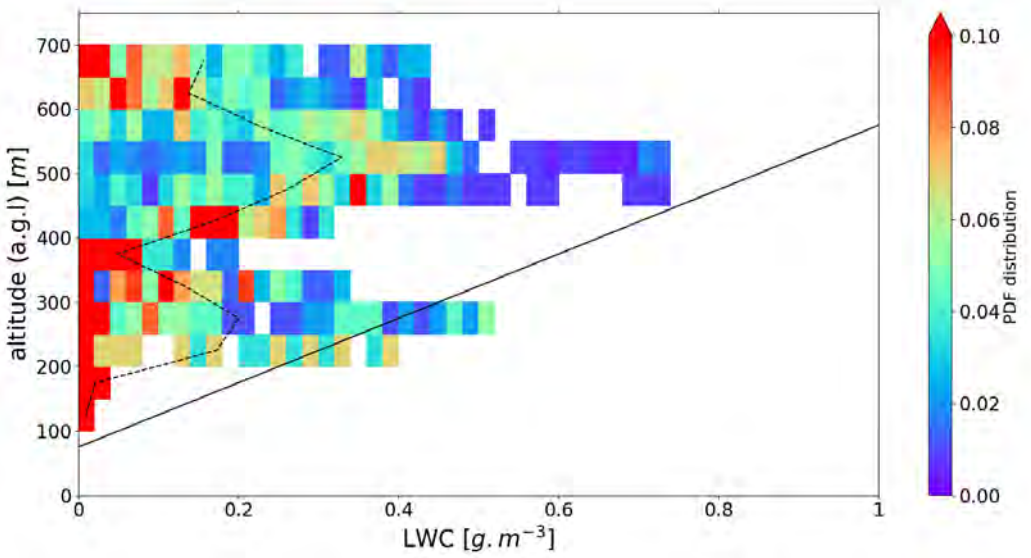


FIGURE 5.25 – Profil vertical de la distribution de LWC en couleur avec en trait pointillé la moyenne sur chaque palier d'altitude. La courbe noire représente le LWC adiabatique.

Il est également possible de connaître la distribution de LWC pour chaque étage des cumulus. Si dans les premiers metres, cette quantité reste centrée sur une valeur, le spectre s'élargit ensuite allant du 0.01 $\mathrm{g.m^{-3}}$ à 0.75 $\mathrm{g.m^{-3}}$ pour l'altitude 500 mètres. Cela signifie donc que le mélange a produit une dilution, localisée sur certaines régions des nuages et qu'au contraire d'autres régions nuageuses sont restées intactes, avec un LWC maximal égal à celui de l'adiabatique.

5.4 Conclusion

Les circulations atmosphériques à la Réunion sont très localisées, en particulier sur les pentes du Maido. La brise de mer couplée au fort relief provoque très rapidement la formation d'une couche de cumulus compacte, rendant compliquée l'analyse de cumulus individuels. Comme on peut le distinguer sur la Figure 5.26, il ne faut pas moins d'une heure pour passer de cumulus isolés à une couche nuageuse dense sur les pentes du Maido.

Pour autant, en regardant les profils moyens des données de LWC ou encore du paramètre d'entrainement dérivés par l'instrument de microphysique sous ballon captif, il semble que les observations soient conformes aux précédents résultats obtenus par les observations et simulations numériques dans les cumulus, qu'ils soient marins ou continentaux.

Également, la campagne NEPHELAE dans BIO-MAIDO a été riche en apprentissage sur la réponse des mesures faites par drones. Les drones, décrivant des profils verticaux dans la couche de nuages, renseignent bien la distribution du LWC dans les nuages par le capteur de nuage. Cela a également permis de mettre en lumière que ce modèle de drone est tout à fait capable de voler dans des nuages convectifs peu profonds, suite à leur comportement lors des vols.

La réglementation aérienne étant stricte sur la zone du Maido, le survol des zones étudiées dans ce chapitre sont difficilement réplicables sur une période plus longue, de l'ordre du mois. C'est ainsi qu'il a été décidé de participer à une autre campagne de mesures, celle du projet EUREC4A (Bony et al., 2017), se situant au large des côtes est de la Barbade en Janvier et Février 2020.

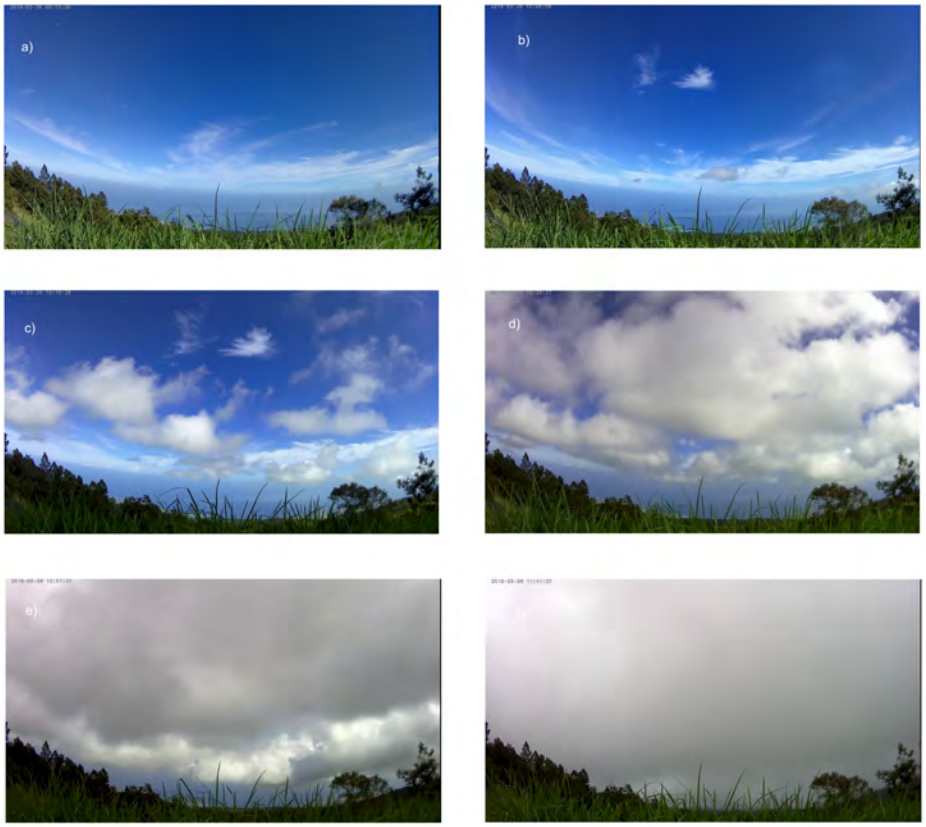


FIGURE 5.26 – Photographies prises à différents instants lors de la journée du 26 mars 2019 sur le site des Orchidées. La photographie représente a) le ciel sans nuage convectif peu profond (9h13 LT), b) l'initiation de la convection humide (10h08 LT), c) le développement de cumulus mediocris isolés (10h16 LT), d) une population de cumulus médiocris resserré (10h29 LT), e) un couvert nuageux sans ciel clair de cumulus mediocris et congestus (10h57 LT) et f), une couche de cumulus congestus touchant la pente du Maido (11h41 LT).

Troisième partie

Suivi d'un nuage dans le temps : de la simulation à la flotte de drones

Chapitre 6

Utilisation de simulations LES pour la définition d'une stratégie expérimentale



"Il est où le drone ?" Entendu de nombreuses fois...

Sommaire

6.1 Retour sur la faisabilité d'une flotte de drones adaptative 120
6.1.1 Définition des trajectoires adaptatives 120
6.1.2 Simulation de vol dans un champs nuageux modélisé 122
6.2 Utilisation du cas BOMEX pour une nouvelle stratégie exploratrice 124
6.2.1 Résumé de l'article en français 124
6.2.2 Article : *Use of Large-Eddy simulations to design an adaptive sampling strategy to assess cumulus cloud heterogeneities by RPAs* 125
6.2.3 Conclusion de l'article et perspectives 152
6.3 Test et optimisation de différentes trajectoires adaptatives 152
6.3.1 Choix du cumulus étudié 152
6.3.2 Evaluation de la trajectoire Trinity 152
6.4 Conclusion 154

6.1 Retour sur la faisabilité d'une flotte de drones adaptative

Les observations conventionnelles permettent à l'heure actuelle d'avoir des informations partielles sur l'état des cumulus que ce soit spatialement ou temporellement. Outre les traversées uniques dans les nuages, d'autres études ont commencé à vouloir suivre les cumulus dans le temps par des avions de recherche (Mallaun et al., 2019). Ces explorations ont fait émerger la réelle difficulté d'un suivi continu, les avions ayant des conditions de vols très contraignantes. Le temps d'un demi tour d'un avion sera de quelques minutes, malgré une vitesse de vol dépassant les 30 $\mathrm{m.s^{-1}}$. Les drones, par leurs capacités à se mouvoir rapidement dans l'atmosphère, remplissent correctement ces missions de suivi de nuage. Cependant, avant de pouvoir échantillonner les nuages avec ces moyens d'observations, il convient de préparer ces vols pour suivre les cumulus sans décisions du pilote. En effet, le pilote de drone se situant au sol, et parfois à plusieurs kilomètres du survol, il est indispensable que la décision de suivre un nuage appartienne au drone lui-même. C'est l'intérêt d'avoir un vol adaptatif. Pour réaliser cela, deux étapes sont importantes :
- Quelles sont les mesures indispensables à la bonne description du cumulus échantillonné ?
- Comment tester ces vols adaptatifs ?
Pour répondre à la première question, une première étape consiste à créer et à adapter les trajectoires des drones dans le nuage pour cibler les zones d'intérêt. Pour ce qui est de la deuxième interrogation, une simulation numérique, recréant tout l'environnement nécessaire pour simuler un vol de drone, peut convenir avant une investigation en conditions réelles documentée dans le chapitre suivant.

6.1.1 Définition des trajectoires adaptatives

Dans cette partie, les trajectoires imaginées et créées par le consortium NEPHELAE sont décrites. Elles se nomment **Rosette**, **Lace** et **Trinity** et sont montrées sur la Figure 6.1 issue de Verdu et al. (2020). Elles correspondent à des trajectoires planes, c'est-à-dire qu'elles se focalisent sur une section donnée du nuage. La trajectoire Rosette vise à échantillonner au maximum l'ensemble de la section nuageuse alors que les trajectoires Lace et Trinity sont plus orientées vers le suivi de la frontière du nuage.

Pourquoi un suivi adaptatif ?

Un suivi adaptatif, comme précisé plus haut, permet d'avoir une stratégie expérimentale qui s'adapte à l'objet d'étude qui est ici le nuage. Il s'agit donc ici d'envisager une manière pour avoir un ou plusieurs drones qui s'adaptent pour échantillonner au mieux un nuage. L'objectif principal de cette flotte est qu'elle soit autonome, sans action ni décision provenant du télépilote. Pour cela, la détection du nuage doit entraîner une décision propre du drone. Pour cela, il a été décidé d'installer un capteur d'eau liquide, le Cloud Sensor décrit dans le chapitre précédent, sur le drone. Si un seuil fixé au préalable est dépassé, un module interne estime que le drone est entré dans un nuage. Il effectue donc la trajectoire que le télépilote a définie avant le début de l'exploration jusqu'à la fin de la détection du nuage. Une composante à considérer est la dimension dynamique de l'exploration et du nuage. En effet, rares sont les cas où les cumulus se développent dans un environnement sans vent advectif. Alors, les trajectoires sont redéfinies dans un repère mobile où les deux composantes du vent horizontal sont données comme valeur d'entrée. Elles peuvent être fixes, c'est-à-dire fournies avant l'exploration ou alors continuellement mises à jour si le drone possède un anémomètre permettant de mesurer le vent. Cela permet en somme de suivre le nuage se déplaçant dans le domaine d'étude et ainsi décrire son évolution durant tout son cycle de vie. La mesure du vent se calcule à partir de deux instruments placés dans les drones : un système de navigation inertielle (INS en anglais pour Inertial Navigation System) et un anémomètre. La centrale inertielle, composée d'un GPS et d'une unité de mesure inertielle (IMU) permet d'estimer la position, les angles d'altitude et la vitesse par rapport au sol du drone avec des incertitudes de 2.5 mètres sur l'horizontale et 5 mètres sur la verticale pour la localisation et 0.1 $\mathrm{m.s^{-1}}$ pour la vitesse par rapport au sol. L'anémomètre utilisé sur les drones de type SkyWaler-X6 est une sonde à 5 trous, La figure 2.3 dans la thèse Calmer (2018) illustre la conception de la sonde à 5 trous et décrit

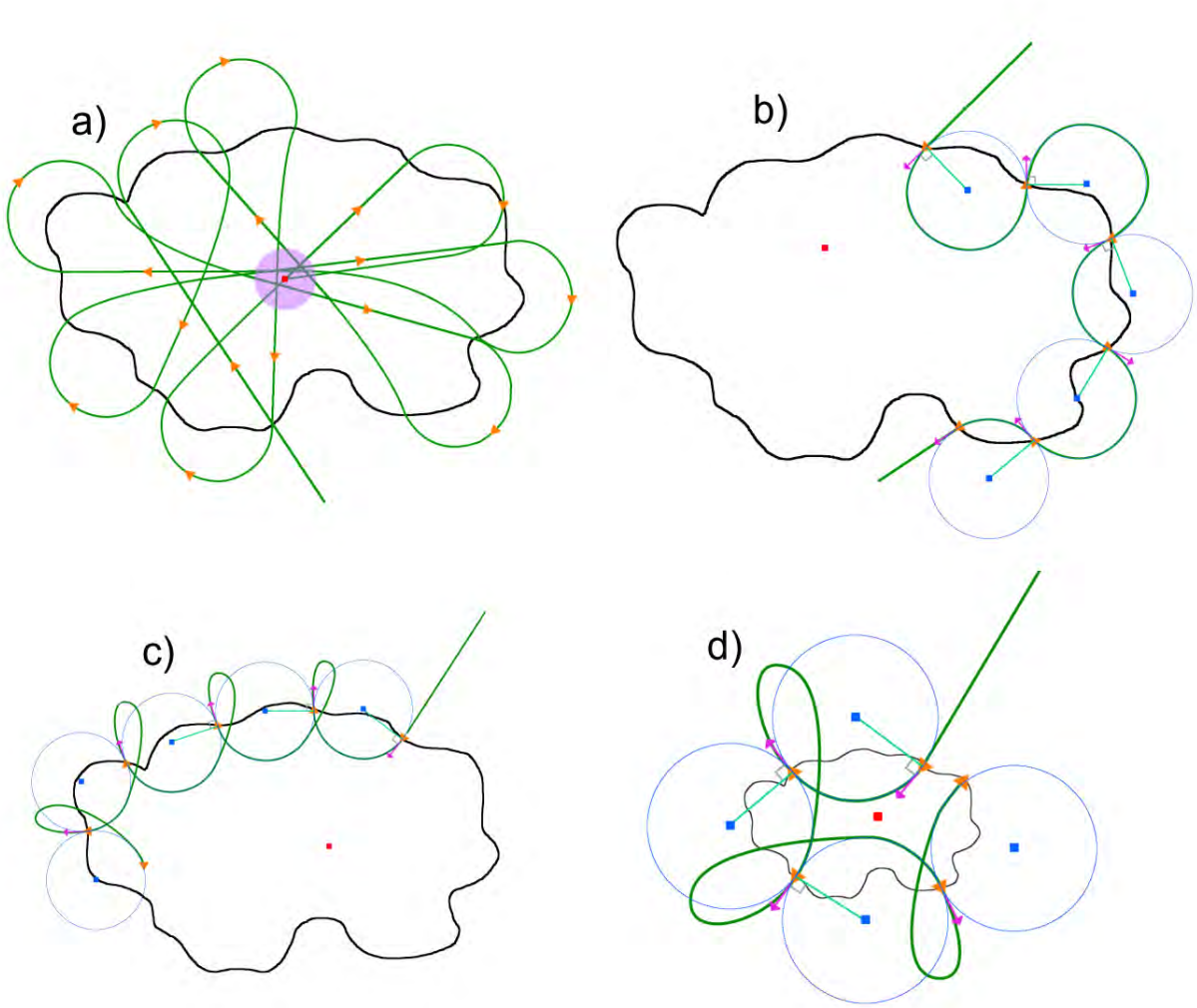


FIGURE 6.1 – Trajectoire adaptative de type a) Rosette, b) Lace, c) Trinity sur un nuage moyen et d) sur un petit nuage. Issu et modifié de Verdu et al. (2020).

que la vitesse de l'air, est calculée à partir de la pression dynamique et statique obtenue par une combinaison des pressions différentielles pour tenir compte de l'influence de l'inclinaison de la sonde.

Trajectoires Rosette

Cette trajectoire, adaptée pour les drones, s'inspire de travaux antérieurs, notamment de l'étude de Barnes et al. (1996). A la différence de cette étude, la trajectoire du drone est entièrement pilotée par les instruments et instructions prédéfinies et non par l'opérateur en direct. De plus, le choix de détection d'un nuage se fait uniquement par la présence d'un LWC supérieur à $10^{-2}\mathrm{g.m}^{-3}$. D'autres critères peuvent être choisis, voire même plusieurs critères comme par exemple un LWC supérieur à un seuil et une vitesse verticale positive. Dans un repère mobile, cette trajectoire s'apparente à une rosace. En partenariat avec les ingénieurs et chercheurs du LAAS et de l'ENAC, voici comment la trajectoire Rosette se met en place.

Une première détection par un instrument indique que le système aérien est entré dans un nuage. Il continue alors sa trajectoire de manière rectiligne suivant son cap préalablement ordonné tant que le critère

nuageux est valide. Dès que ce critère n'est plus valide, le drone entame alors un demi-cercle afin de revenir vers le nuage. En effet, durant le transect passé, un algorithme a permis de calculer le centre de masse du nuage. Après ce demi-tour, le drone va fixer ce centre de manière rectiligne. Une détection nuageuse a de nouveau lieu, puis une sortie et ainsi de suite avec un centre de nuage constamment remis à jour. Cette méthode dans un environnement statique provoquerait un sur-échantillonnage du centre de masse au détriment d'autres régions. La réalité est plus complexe avec des nuages advectés par le vent. L'estimation préalable du vent permet d'estimer le déplacement du centre du nuage. Ce travail collaboratif de création de trajectoire ainsi que les tests de faisabilité a fait l'objet d'un article Verdu et al. (2020), exposé en Annexe.

Trajectoires Lace et Trinity

D'autres trajectoires adaptatives ont également été créées comme la trajectoire Lace et Trinity. La trajectoire Lace, dentelle en français, vise un échantillonnage focalisé sur le bord des systèmes nuageux. L'initialisation de cette trajectoire suit le même principe que celle de la trajectoire Rosette. Une détection nuageuse entame l'exploration, mais cette fois-ci, le drone reste sur le bord du nuage et entame directement son demi-tour a l'intérieur du nuage sur la droite ou sur la gauche selon le choix préalablement défini. Quand le drone capte une sortie de nuage, un demi tour est alors entamé, cette fois-ci à l'inverse de la direction choisie précédemment pour permettre de rentrer le plus rapidement possible dans le nuage et faire un autre demi tour et ainsi de suite jusqu'à l'obtention d'un cerclage du nuage. La trajectoire Trinity est quant à elle un mixte entre la trajectoire Rosette et Lace. En effet, sa trajectoire est proche du Rosette à la différence que les trajectoires rectilignes à l'intérieur du nuage sont modifiées pour entamer un demi tour afin de revenir sur la frontière du nuage. Le drone sort donc plus rapidement du nuage, du même côté que là où il vient d'entrer puis entame un demi tour pour rentrer dans le nuage. À la fin de l'exploration, on est donc plus proche d'un suivi de frontière du nuage que d'une exploration du cœur du nuage.

6.1.2 Simulation de vol dans un champs nuageux modélisé

Simulation numérique à très haute fréquence

Pour tester les différents modes d'exploration des drones, la simulation BOMEX présentée dans la partie 4.2.2 a été prolongée à la fin de la 6^{me} heure pour une durée de 30 minutes avec des sorties toutes les 5 secondes. Cela permet une description fine des nuages dans le temps et également d'adaptabilité du module de vol dans la simulation Méso-NH. Le domaine d'étude reste le même, de 12.8 km de côté sur une verticale de 4 km d'altitude avec des mailles de 25 mètres.

Description du simulateur de vol

Pour simuler des vols de drones dans un champ de cumulus modélisé, nous avons utilisé le simulateur de vol **Paparazzi**. Ce module Open source englobe un système de pilote automatique avec une station sol permettant de simuler au plus près des vols réalistes. Également, dès sa conception, Paparazzi permet de faire voler simultanément plusieurs drones ce qui est un atout majeur dans la conception d'une flotte de drones autonomes.

Le module CAMS (Cloud Adaptive Mapping System, en français Système de cartographie adaptative de nuage) a été développé pour le projet NEPHELAE afin de pouvoir produire un champs d'entrée d'un environnement au simulateur de vols mais également de pouvoir ordonner à l'avance les différents types de trajectoires adaptatives qui seront réalisés pendant le vol. CAMS produit alors des champs de données qui simulent ce que le drone peut acquérir durant l'exploration (température, LWC, etc..). A la fin de l'exploration, il est donc possible de tracer ce que le drone a mesuré virtuellement durant le vol et permettre ainsi d'établir des hypothèses sur la pertinence des données récoltées pour répondre à des questions précises. Une avancée majeure dans CAMS est la fonction de cartographie des métriques mesurées. Celle-ci

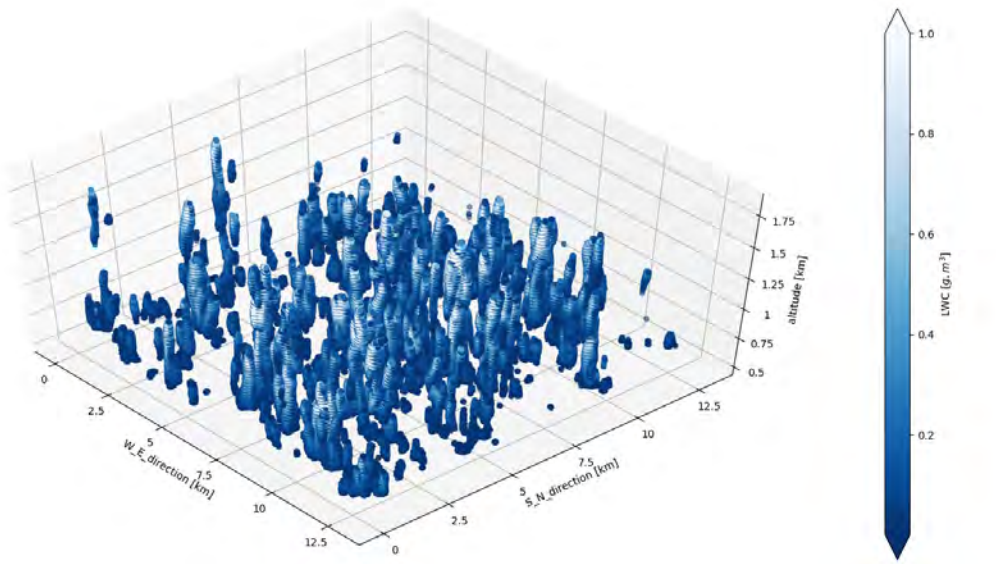


FIGURE 6.2 – Champs de cumulus simulés à la 7$^{\text{me}}$ minute de la simulation haute fréquence BOMEX.

peut être faite pendant le vol, ce qui assure une bonne visualisation du nuage en temps réel, mais aussi en post-traitement. Le système de cartographie appliqué dans CAMS repose sur le principe de régression gaussienne (GPR pour Gaussian Process Regression). La méthode GPR fonctionne en attribuant à chaque mesure une fonction gaussienne (on peut également rajouter une erreur d'observation sur la mesure). Cette fonction gaussienne s'étend sur les 3 directions spatiales grâce à une longueur d'échelle (L) et temporelle pour caractériser la forme de la gaussienne et ainsi prédire les valeurs d'une métrique autour de l'observation, Dans cette interpolation de données, on estime que la métrique à une longueur L est égale à 66 % de la valeur de la mesure.

L'avantage de la méthode GPR est la capacité de pouvoir cartographier des champs non-linéaires comme ceux rencontrés dans des sections horizontales de cumulus. En plus des champs de valeurs moyennes, cette méthode fournit également des matrices de covariance sur les prédictions.

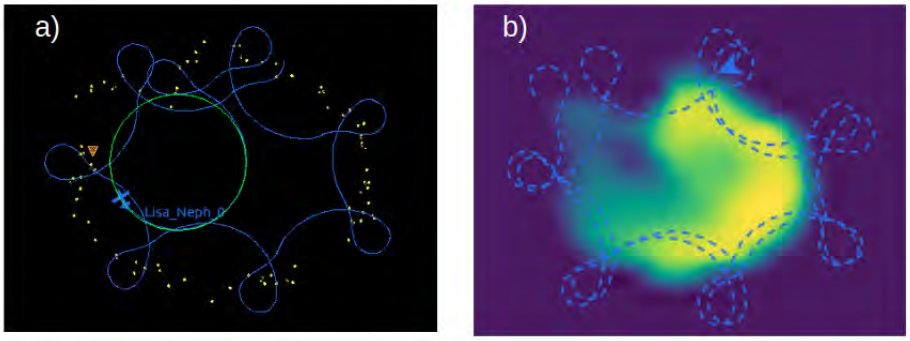


FIGURE 6.3 – Trajectoire Trinity réalisée par le drone vu par a) le module paparazzi avec en bleu le chemin effectué et en points jaunes les detections de la frontière nuageuse et en b) vu par le modèle CAMS avec en fond coloré le champ de LWC simulé du nuage.

6.2 Utilisation du cas BOMEX pour une nouvelle stratégie exploratrice

Dans la partie précédente, plusieurs trajectoires ont été proposées pour caractériser au mieux les propriétés des nuages. L'intérêt de pouvoir décrire de manière précise l'ensemble d'une couche à un niveau donné est important pour cartographier les hétérogénéités des variables nuageuses, conséquence du mélange qui a eu lieu. Dans la suite de cette section et pour l'article, la trajectoire Rosette a été choisie pour mener à bien ces travaux puisqu'elle permet d'échantillonner le cœur du nuage mais également de passer plusieurs fois sur le bord du nuage.

6.2.1 Résumé de l'article en français

Les cumulus d'alizés ont un impact significatif sur l'équilibre radiatif de la Terre, en raison de leur omniprésence et de leur couverture significative dans les régions subtropicales. De nombreuses études numériques et campagnes de terrain se sont focalisées sur une meilleure compréhension des propriétés thermodynamiques et macroscopiques des cumulus avec par exemple, de la télédétection au sol et par satellite, des observations in situ et des simulations LES. Les vols aériens ont apporté une contribution significative, mais leur résolution reste néanmoins limitée avec des traversées souvent rectilignes et des données temporelles fragmentées sur des nuages de grosses tailles (diamètre supérieur à 500 mètres). Pour fournir une résolution spatiale et temporelle plus élevée, les aéronefs télépilotés (RPAs pour Remotely Piloted Aircrafts en anglais) peuvent désormais être utilisés pour des observations directes, en utilisant de nombreuses avancées technologiques notamment dû à la miniaturisation des instruments de mesures, pour cartographier la structure microphysique des nuages et étudier les processus de mélange de type entraînement. La représentation numérique des processus de mélange entre un nuage et l'air environnant a été un problème clé dans la paramétrisation des modèles pendant des décennies. Pour mieux étudier ces processus de mélange ainsi que leurs impacts sur les propriétés microphysiques des nuages, cet article vise à améliorer l'exploration des stratégies qui peuvent être mises en œuvre par une flotte de RPAs pour un suivi des cumulus. Dans l'article, nous utilisons une simulation LES de cumulus océaniques pour concevoir des stratégies d'échantillonnage adaptatif. Une implantation d'un simulateur de vol dans les sorties haute-fréquence de la LES (toutes les 5 secondes) permet de suivre les nuages individuellement. La stratégie d'échantillonnage de la trajectoire Rosette est utilisée pour explorer des nuages de différentes tailles, en statique dans le temps et l'espace. L'échantillonnage adaptatif réalisé par ces explorations est optimisé à l'aide d'un ou deux RPA, avec ou sans cartographie par régressions gaussiennes (GPR pour Gaussian Regression Process en anglais) en comparant les résultats obtenus, en particulier la teneur total en LWC ainsi que les distributions de LWC dans une section horizontale d'un nuage, avec ceux de la simulation de référence. En outre, un test de sensibilité

sur l'échelle de longueur pour la cartographie GPR est réalisé puisque celle-ci utilise cette longueur pour appliquer son interpolation de mesures. Les résultats de l'exploration d'un nuage statique sont ensuite étendus à un cas dynamique d'un nuage évoluant dans le temps et l'espace, pour évaluer l'application de cette stratégie d'exploration afin d'étudier l'évolution des hétérogénéités des nuages en conditions réelles.

6.2.2 Article : *Use of Large-Eddy simulations to design an adaptive sampling strategy to assess cumulus cloud heterogeneities by RPAs*

Cet article est en discussion dans le journal "Atmospheric Measurement Techniques ".

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques Discussions

Use of Large-Eddy simulations to design an adaptive sampling strategy to assess cumulus cloud heterogeneities by Remotely Piloted Aircraft

Nicolas Maury[1], Gregory C. Roberts[1,2], Fleur Couvreux[1], Titouan Verdu[3,4], Pierre Narvor[3], Najda Villefranque[1], Simon Lacroix[3], and Gautier Hattenberger[4]

[1]Centre National de Recherches Météorologiques, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France
[2]Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, La Jolla, USA
[3]Laboratoire d'Analyse et d'Architecture des Systèmes, Université de Toulouse, CNRS, Toulouse, France
[4]Ecole Nationale de l'Aviation Civile, Université de Toulouse, Toulouse, France

Correspondence: Nicolas Maury (nicolas.maury@meteo.fr) and Gregory C. Roberts (greg.roberts@meteo.fr)

Abstract.

Trade wind cumulus clouds have a significant impact on the earth's radiative balance, due to their ubiquitous presence and significant coverage in subtropical regions. Many numerical studies and field campaigns have focused on better understanding the thermodynamic and macroscopic properties of cumulus clouds with ground-based and satellite remote sensing as well as in-situ observations. Aircraft flights have provided a significant contribution, but their resolution remains limited by rectilinear transects and fragmented temporal data of individual clouds. To provide a higher spatial and temporal resolution, Remotely Piloted Aircraft (RPA) can now be employed for direct observations, using numerous technological advances, to map the microphysical cloud structure and to study entrainment mixing. In fact, the numerical representation of mixing processes between a cloud and the surrounding air has been a key issue in model parameterizations for decades. To better study these mixing processes as well as their impacts on cloud microphysical properties, the manuscript aims to improve exploration strategies that can be implemented by a fleet of RPAs.

Here, we use a Large-Eddy simulation (LES) of oceanic cumulus clouds to design adaptive sampling strategies. An implementation of the RPA flight simulator within high-frequency LES outputs (every 5 s) allows to track individual clouds. A Rosette sampling strategy is used to explore clouds of different sizes, static in time and space. The adaptive sampling carried out by these explorations is optimized using one or two RPAs and with or without Gaussian Process Regression (GPR) mapping, by comparing the results obtained with those of a reference simulation, in particular the total liquid water content (LWC) and the LWC distributions in a horizontal cross section. Also, a sensitivity test of lengthscale for GPR mapping is performed. The results of exploring a static cloud are then extended to a dynamic case of a cloud evolving with time, to assess the application of this exploration strategy to study the evolution of cloud heterogeneities.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

1 Introduction

Cumulus clouds are ubiquitous over the subtropical oceanic regions and cover more than 20 % of the oceanic surface on annual average (Eastman et al., 2011). They mainly interact with the shortwave radiation and therefore exert a net cooling effect on the Earth system. They also modulate the water and energy cycles of the atmosphere through vertical transfer from the sub-cloud layer to the cloud layer. Cumulus clouds are therefore a key element of the climate system (Park et al., 2017). Their representation in Global Circulation Models (GCMs) has been shown to be responsible for large uncertainties in the climatic response (Andrews et al., 2012). Due to their grid scales between 10 to 100 kilometers, GCMs cannot explicitly represent shallow clouds, and use parameterizations to represent the impacts of such clouds on the climate response. One of the biggest uncertainties in understanding the impacts of cumulus clouds on the water and energy cycle is related to mixing processes (Sanchez et al., 2020). Mixing processes impact cloud microphysical properties by creating heterogeneities of thermodynamical variables, diluting the liquid water content and reducing the cloud albedo. The studies on these processes often rely on the analysis of Large-Eddy Simulations (LES) that reproduce average properties of shallow convection (Guichard and Couvreux, 2017, Siebesma and Jonker, 2000, Neggers et al., 2003, Heus and Jonker, 2008). However such models, with a horizontal resolution of a few tens of meters, still use parameterizations to represent cloud microphysics and small-scale turbulence to correctly reproduce sub-grid heterogeneities inside cumulus clouds such as sub-grid scale liquid water content (LWC) variability resulting from mixing processes at the cloud-air interface.

Observations of cumulus horizontal structures in the western Atlantic Ocean have been obtained from field campaigns such as BOMEX (Barbados Oceanographic and Meteorological EXperiment, Holland and Rasmusson, 1973), SCMS (Burnet and Brenguier, 2007), CARRIBA (Hoffmann et al., 2014), RICO (Rauber et al., 2007), and cloud instrumentation continues to improve (i.e. the Fast-FSSP (Brenguier et al., 1998) to the HOLODEC (Holographic Detector for Clouds; Fugal and Shaw, 2009)). However, the sampling strategy that relies on one or two transects through the same cloud only is not sufficient to reconstruct the cloud cross section or follow its evolution. Aircraft transects have been shown to induce a bias in the sampling of clouds (Mallaun et al., 2019) by oversampling the cloud core. Some measurement field campaigns have allowed a re-sampling in clouds with aircraft (Burnet and Brenguier, 2007) and with sensors suspended below a helicopter during the CARRIBA campaign (Siebert et al., 2006, Katzwinkel et al., 2014).

These campaigns serve as a basis for the construction of well-established case studies on which LES have been used to develop and evaluate shallow cloud parameterization (Siebesma et al., 2003, vanZanten et al., 2011). These LES reproduce the cloud field and allow the study of isolated clouds in details, notably at high spatial and temporal resolution (Zhao and Austin, 2005a). Nonetheless, LES also rely on parameterizations, especially for the sub-grid turbulence and the cloud microphysics including cloud droplet number concentrations within the grid.

Over the past two decades, Remotely Piloted Aircrafts (RPAs) have emerged as a viable tool for observing aerosols and clouds (Roberts et al., 2008, Sanchez et al., 2017, Calmer et al., 2019). Their ability to operate as a fleet and follow

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

complex trajectories based on adaptive sampling are an asset which allows a detailed comparison with high-resolution simulations. Previous studies have developed tools to implement RPAs in LES to optimize trajectories within the cloud environment with the objective to maximize information gain while minimizing energy consumption (Reymann et al., 2018). In this study, we focus on obtaining relevant meteorological data to observe cloud heterogeneities and mixing. A powerful tool in RPA cloud tracking is Gaussian Process Regression (GPR) mapping during flights to best guide the RPAs pattern and during post-processing to reconstruct cumulus field (Renzaglia et al., 2016).

The objective of this study is to simulate RPA flights in LES output in order to optimize an adaptive sampling strategy to provide sufficient microphysic and thermodynamic information within a marine cumulus cloud to quantify the mixing processes. This study is part of the NEPHELAE project (Network for studying Entrainment and microPHysics of cLouds using Adaptive Exploration), which aims to design and develop an automated fleet of RPAs to track a cloud from the beginning to the end of its life cycle. Section 2 presents the LES model, cloud identification methods, as well as the details of the RPA flight parameters. Section 3 highlights the results of the LES case study with an overview of the cumulus field. We first classify individual simulated clouds into three categories based on their volume. We then select one cloud representative of each category and analyze the evolution of their macrophysical and thermodynamical properties, by comparing the exploration strategy and the capacity of the RPAs to reconstruct the microphysical and macrophysical fields for static and dynamic cases. This study highlights benefits of adaptive sampling and GPR mapping and illustrates the potential of RPAs to address long-standing challenges in observing clouds.

2 Methodology

2.1 Cloud simulation

2.1.1 BOMEX: a case of marine convection

The numerical simulations focus on the period between 22 to 23 June 1969 of the Phase 3 of the BOMEX campaign characterized by the presence of a strong inversion at the top of the boundary layer (Siebesma and Cuijpers, 1995). This case has been chosen because it represents a typical undisturbed non-precipitating trade cumulus cloud field.

The BOMEX case was the subject of a model intercomparison exercise (Siebesma et al., 2003) with 10 LESs based on different models. The LES simulations all start with the same initial profiles of total mixing water ratio (q_t) and liquid potential temperature (θ_l) from sea-level to boundary layer top measured by radiosondes. These LES models use prescribed constant surface latent and sensible heat fluxes ($8 \times 10^3\,\mathrm{K\,m\,s^{-1}}$, $5.2 \times 10^{-5}\,\mathrm{K\,m\,s^{-1}}$) and prescribed large-scale and radiative forcing (Siebesma and Cuijpers, 1995). Total cloud cover and liquid water path were well-represented (Fig.1). These LES also correctly reproduced the observed vertical thermodynamical structure and turbulent fluxes for this period (Nitta and Esbensen, 1974). The horizontal winds is initialized with

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

U= 8.75 m s^{-1} and V= 0 m s^{-1} between sea level and 700 m.asl (meters above sea level) and decreases linearly until U=−4.61 m s^{-1} at 3000 m.asl.

2.1.2 Meso-NH model and configuration

Meso-NH, a French non-hydrostatic mesoscale atmospheric model (Lac et al., 2018) is used in LES-mode to simulate the BOMEX case and the results are compared to the LES intercomparison of Siebesma et al. (2003) in Sect. 3. The thermodynamical variables are advected with the piecewise parabolic model, while the wind is advected with a fourth-order centered scheme coupled to an explicit fourth-order centered Runge-Kutta time splitting (Lunet et al., 2017). Lateral boundary conditions are cyclic and a damping layer is applied at the top of the domain to prevent the reflection of gravity waves. The three-dimensional turbulence scheme from Cuxart et al. (2000) is based on a prognostic equation for the sub-grid turbulence kinetic energy with a Deardorff mixing length (Deardorff, 1980). Trade cumuli contain only liquid water, and therefore, only a warm bulk one-moment microphysic scheme is used. Long-wave radiative cooling, corresponding to the effect of clear-sky emissions, is prescribed for each atmospheric column as a temperature tendency. An "all-or-nothing" grid scheme is used so the grid is either entirely saturated (cloud) or entirely clear (no cloud).

The BOMEX case (Siebesma et al., 2003) was re-simulated for this study using Meso-NH LES with Δx=Δy=Δz=25 m - a higher horizontal resolution than used for the intercomparison study (Δx=Δy= 100 m, Δz=40 m, (Siebesma and Cuijpers, 1995, Siebesma et al., 2003)). The Meso-NH LES was conducted on two different horizontal domains: the same domain as the intercomparison study (6.4 km × 6.4 km × 4 km with 256 × 256 × 160 meshes) named 6.4km_MNH and a domain four-times the surface area (12.8 km × 12.8 km × 4 km with 512 × 512 × 160 meshes) named 12.8km_MNH. The duration of these simulations is six hours where the first two hours of the simulation are discarded as spin-up. The 12.8km_MNH run continued for 30 minutes longer during which 3D fields were outputted every 5 seconds in order to have high temporal resolution of cloud fields, named HFS for High Frequency Simulation.

2.1.3 LES validation

To validate the high resolution Meso-NH, the total cloud cover (TCC) is compared to results from the reference intercomparison study (Siebesma et al., 2003) as shown in Fig. 1. The TCC and liquid water path (LWP) stabilize after the spin-up to $\sim$ 15 % and $\sim$ 5 g m^{-2}, respectively. From the 2nd to the 6th hour, the TCC of both Meso-NH simulations remains within the standard deviation of the intercomparison study (Siebesma et al., 2003) with more fluctuations for the 6.4 km domain.

At the end of the simulation, TCC from 6.4km_MNH is slightly higher (+ 5 %) than reported in Siebesma et al., 2003, while LWP remains nearly the same.

The vertical profiles of turbulent flux of q_t, θ_l, wind, turbulent kinetic energy (TKE) and LWC are also near the mean and within the variability of the intercomparison ensemble presented in Siebesma et al., 2003 (not shown). The TCC in HFS (shaded area in Fig. 1) varies during the 30 minutes between 11.9 % and 15.3 %, while the mean LWP

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

in the domain is between 4.30 and 6.07 $\mathrm{g\,m^{-2}}$. In the following sections, the analysis focuses on the high temporal frequency outputs (HFS) in order to study the life cycle of individual clouds.

2.1.4 Cloud identification method

One of the main objectives is to be able to characterize a cloud entire life cycle, including the formation phase when updrafts dominate and the dissipation phase when downdrafts dominate. In order to do that, we need to track individual clouds as the function of time while exploiting the high spatial and temporal resolution of the LES.

We first define clouds as coherent 3D structures made of at least 8 contiguous cells containing a LWC $> 1 \times 10^{-3}\,\mathrm{g\,kg^{-1}}$ and overlapping at least two vertical levels, i.e clouds thinner than 50 m or smaller than $1.25 \times 10^{-4}\,\mathrm{km^3}$ are filtered out. In order to follow individual clouds, we apply a method of cloud identification (Brient et al., 2019) as a function of time, t, for the first time. As shown in Fig. 2, the cloud identification method uses matrices of contiguity that isolates a cell and defines it as belonging to cloud N. For each cloudy cell, the method identifies the neighboring cells (per face, edge or corner). If one of them is already tagged as a cloudy cell, it will get the same tag (Fig. 2, t_0). This method also uses contiguity in time, with the criterion that a face, an edge or a corner of a cloudy cell at t_n touches a cloudy cell at t_{n-1} (Fig. 2, t_1). However, the advection of the cloud must be within a spatial limit between two time steps defined by the Courant-Friedrichs-Lewy condition ($\mathrm{CFL} = (\mathrm{U}\Delta t/\Delta x) \leq 1$). If the cloud moves two or more lengths during one time step, the cloud identification method can lead to errors. In this study, the advection wind U is between 5 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ and 8 $\mathrm{m\,s^{-1}}$, the horizontal resolution is Δx=25 m, and outputs every are 5 seconds, which yields a CFL between 1 and 1.6 and does not meet the CFL condition. To solve this issue, only cumuli with an overall dimension at least 3 times larger than a mesh (cloud width $\geq$ 75 m) are identified. When filtering small clouds out, the TCC and LWP do not change significantly (less than $-0.05\,\%$ and $-6 \times 10^{-3}\,\mathrm{g\,m^3}$, respectively). A newly condensed cell can be added to the edge of the cloud, linked to a previous cloud cell (Fig. 2, t_2), or identified as a new cloud (Fig. 2, t_3). The strength of this cloud identification method is that it can identify individual clouds in the model domain quickly.

2.2 Description of observational strategy

To improve upon decades of cloud observations, there is a need to follow a cloud throughout its life cycle and determine, with high spatial and temporal resolution, its microphysical and thermodynamical properties. The goal of this study is to derive the best strategy to observe the evolution of an individual cloud. The flight strategy ultimately depends on how long it takes to sample the cloud, which is largely determined by the RPA airspeed to transect the cloud and its turning radius to turn around and re-enter the cloud. In these simulations, the RPA samples every grid point along its transect. Simulations in this study were conducted using a RPAS airspeed of 15 $\mathrm{m\,s^{-1}}$ and a turning radius of 100 m (Verdu et al., 2019).

In order to optimize the sampling of clouds by the RPA, a Rosette flight pattern is performed in the LES to create a horizontal cross section of the cloud. The flight simulation is controlled by the Paparazzi autopilot module

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

(Hattenberger et al., 2014), which makes it possible to simulate the behaviour of a RPA within the LES simulation. The autopilot module and the LES are combined with the module CAMS (Cloud Adaptive Mapping System). The payload module which simulates a cloud instrument is embedded in the Paparazzi autopilot module to detect the presence of a cloud using a threshold of LWC $\geq 10^{-2}\,\mathrm{g\,m^{-3}}$. If the LWC threshold is exceeded, the RPA begins its Rosette pattern by conducting a straight line until it exits the cloud. The geometric center (red point in Fig. 3,t_0) is calculated after each passage through a cloud. After exiting the cloud (LWC $\leq 10^{-2}\,\mathrm{g\,m^{-3}}$) , the RPA turns back toward the cloud center (Fig. 3,t_1), and the transects are repeated in the form of a Rosette pattern until the cloud disappears.

3 Results

This section exploits the high temporal and spatial resolution provided by the LES to optimize the adaptive sampling for static and dynamic cases. First, an overview of the different clouds sampled in the LES is provided before selecting three clouds representative of the cloud population. Then, an exploration of the selected clouds is carried out with RPA flying off-line in the simulations -first in a static mode (i.e. without taking into account the displacement of the cloud) and then in a dynamic mode (i.e. including the wind advection and time evolution of the cloud).

3.1 Overview of a simulated trade cumulus field

During the HFS (12.8km_MNH domain), an average of 300 clouds per output are identified with a minimum of 270 clouds around the 18th minute and a maximum of 350 clouds at the 25th minute (Fig. 4). Individual cloud volumes have been separated into four classes. Class 0 corresponds to a volume between $10^{-4}\,\mathrm{km^3}$ and $10^{-3}\,\mathrm{km^3}$, class 1 between $10^{-3}\,\mathrm{km^3}$ and $10^{-2}\,\mathrm{km^3}$, class 2 between $10^{-2}\,\mathrm{km^3}$ and $10^{-1}\,\mathrm{km^3}$, and class 3 between $10^{-1}\,\mathrm{km^3}$ and $1\,\mathrm{km^3}$ (Table 1). Figure 4 presents the evolution of the number of clouds detected at each time step (every 5 s). The volume distribution shows that one third of the clouds are in class 0, another third in class 1, and another third in class 2 and 3 with just under 10 clouds exceeding $10^{-1}\,\mathrm{km^3}$ at any given time. The temporal evolution in Fig. 4 of the different classes shows a certain stability in the cloud field.

Some 2150 independent clouds have been identified of which 970 clouds complete a full life cycle within the 30-minute HFS. For clouds with the life cycle fully described, from formation to dissipation, statistics are calculated for thermodynamical and macrophysical properties for each of the four volume classes, as shown in Table 1. For each class, the minimum and maximum lifetime, cloud base and cloud top are calculated for each cloud over their lifetime and averaged over the total number of clouds for this class.

The cloud base of a newly-formed cloud is always at the level of the LCL, which is around 550 m.asl. The larger the volume, the lower the average cloud base (which ranged between 550-680 m), and inversely, the smaller the volume, the higher the average cloud base (around 800 m). The cloud base also tends to increase when the cloud dissipates, which increases the average cloud base particularly for small clouds. The lifetime of small clouds is notably

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

less as they dissipate quickly. The height of the cloud top also increases with the volume, as vertical extension and variations in vertical winds are larger than the horizontal extension for cumulus clouds (Neggers et al., 2003). The larger the volume, the greater the intensity of the downdrafts w_{min} and updrafts w_{max}. To calculate w_{min} and w_{max}, the highest downdraft and updraft are selected in each individual cloud during its lifetime and then averaged per class. The maximum of downdrafts and updrafts in this study are observed in the biggest clouds (class 3; $-1.69\,m\,s^{-1}$ and $2.77\,m\,s^{-1}$).

The average mass flux of the clouds (F_m) is positive, but the standard deviation is larger than the mean in all four classes, highlighting the role of clouds in the transport of water in the atmosphere. The standard deviation (σ) is 200 times greater than the average flux for cumulus class 0, while it is only 1.37 times greater than the average mass flux for class 3. Standard deviations of mass flux indicate that variability is related to formation and dissipation. A negative F_m represents the dissipation of the cloud and occurs more often for small clouds than large clouds. The difference in magnitude value of F_m between the size classes is significant, with an order of magnitude of difference in F_m for an order of magnitude change in cloud volume.

3.2 Individual cloud description

Inspired by the study of Zhao and Austin (2005a) who use a LES with a similar resolution ($\Delta x = \Delta y = \Delta z = 25$ m) to study thermodynamical processes in individual clouds, with volumes of $10^{-2}\,km^3$ and $10^{-1}\,km^3$, this study focuses on three independent clouds representative of volumes of $10^{-2}\,km^3$ (N1, class 1), $2\times10^{-2}\,km^3$ to $3\times10^{-2}\,km^3$ (N2, class 2) and $10^{-1}\,km^3$ (N3, class 3).

3.2.1 Macrophysical and microphysical properties

The microphysical evolution of the life cycle for the three clouds (N1, N2, N3) are followed for 12, 18 and 24 minutes, respectively. The growing phase, corresponding to an increase of volume, comprises 55 % to 65 % of their life cycle. Each of the clouds has a similar cloud-base height (at 550 m), and their cloud top increase follows a logarithmic growth rate, with a higher rate for large clouds. The maximum surface of the horizontal cross section at 150 m above cloud base occurs at t=14 minutes for cloud N1 with $S_{max}= 0.045\,km^2$, t=10 minutes for cloud N2 with $S_{max}= 0.28\,km^2$ and t=15 minutes for cloud N3 with $S_{max} =1.06\,km^2$. In Fig. 5c, the maximum LWC for the three clouds is compared to their pseudo-adiabatic profile, computed by integrating the adiabatic vertical gradient, β, through the cloud depth (Korolev, 1993). The difference between pseudo-adiabatic and maximum LWC for each cloud level indicates the degree of entrainment mixing that has occurred. The maximum LWC in the HFS follows the pseudo-adiabatic profile to approximately a third of the height of the clouds. The LWC then remains more or less constant until decreasing near the summit suggesting higher entrainment rates in the upper part of the clouds.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

3.2.2 Thermodynamical properties

Consistent with Zhao and Austin (2005b) and Heus et al. (2009), the clouds in the HFS present single or several pulses. As shown in Fig. 5 and Fig. 6, cloud N1 can be described by a simple pulse growth, whereas cloud N2 and N3 show 2 and 3 pulses, the first of which are the most important. The maximum updraft occurs at maximum volume and at the top of each pulse when the cloud has reached its maturity phase, while maximum downdraft remains relatively constant (Fig. 6a). Similar features are seen for clouds N1, N2 and N3, where the magnitude of the updrafts and downdrafts are related to the size of the cloud (Table 1). Figure 6b represents the time series of the mean vertical mass flux for each cross section. High values of vertical mass flux are located near cloud base and within the cloud core and remain nearly constant up to half the height of the cloud while negative vertical mass fluxes are always located near the cloud edge and cloud top in the dissipation phase (Fig. 6c).

This individual study of clouds has permitted to describe the heterogeneities of the horizontal and vertical structure of cumulus clouds, in particular with respect to LWC and vertical wind. An observational strategy with sufficiently high sampling resolution is necessary to capture these heterogeneities and is now conducted numerically by embedding the exploration of RPAs in the HFS LES simulation.

3.3 Exploration by RPAs in LES

In this subsection, we simulate the capacity of RPAs to explore the horizontal variabilities of the thermodynamic variables in a cloud. First, we demonstrate the concept using cloud N2 in a static state by neglecting its horizontal advection and time evolution. We then repeat for the same cloud N2 but taking into account its evolution with time (dynamic case).

3.3.1 Defining a pattern for a static cloud

For this subsection, the cloud is assumed to be static and the flight of the RPA is simulated by embedding the Meso-NH output in the Paparazzi autopilot module. The cloud shape and position as well as thermodynamical variables do not change during the exploration by the RPA. Horizontal wind is fixed to $0\,\mathrm{m\,s^{-1}}$. To demonstrate the viability of the Rosette pattern, described in section 2.2, a cross section at 150 m above N2 cloud base extracted at t=10 minutes is used (corresponding to the time when the cloud reaches its maximum volume)(Fig. 5). The location of the initial entrance in the cloud is random and is shown with a red arrow in Fig. 7a. In this case, the RPA conducts eleven transects at this altitude in the cloud.

After each transect, the sampled horizontal distribution of LWC is reconstructed for the cross section (Fig. 7b). As the Rosette pattern biases sampling of the geometric center, some regions in the cloud N2 are oversampled while regions toward the cloud edge are not measured at all. Nonetheless, to assess the ability of the Rosette pattern to properly represent the horizontal cross section of the cloud, the probability density functions (PDFs) of reference LWC (Fig. 8a) and w (Fig. 8b) are compared with the PDFs of the reconstructed cloud cross section. The reference

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

PDF of LWC (black line in Fig. 8a) has a main peak (15 % of cloud grids) at $0.37\,\mathrm{g\,m^{-3}}$, corresponding to the cloud core, and 4 % of grids have a LWC near $0.40\,\mathrm{g\,m^{-3}}$ corresponding to the adiabatic limit at this height above cloud base.

The first transect results in an overestimation of high LWC values, while cloud edges (low LWC values) are underestimated as also shown in (Hoffmann et al., 2014). As the number of transects increases, the LWC biases decrease and the PDF of the LWC approaches the reference distribution.

For vertical winds, the PDF distribution (black line in Fig. 8b) represents a Gaussian distribution with a center located around $0.8\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ and representing 15 % of the cloud cross section. The cross section area of downdrafts represents less than 10 % of total vertical wind. High values of updrafts are also overestimated with the first transects; however, the PDF converges to the reference PDF in less time than for LWC. In the study, the practice of only using the RPA observations to map the cloud is called the transect method. To compensate for the above mentioned biases of a single trajectory, simple forms such as a circle or ellipse,provide a simple method to estimate the distribution of LWC and updrafts in the cross section. For example, an equivalent diameter (or the lengths of major and minor axes for an ellipse) can be estimated by an average transect length to retrieve a surface area for a circle or an ellipse. To derive a total LWC ($\mathrm{LWC_{tot}}$) of the cross section, the volume of the reconstructed cloud section is multiplied by the average LWC, $\overline{\mathrm{LWC}}$. The transect method systematically underestimates the cloud volume, while the cloud volumes reconstructed by circle and ellipse methods are more than twice the actual volume of the reference cross section as shown in Fig. 10a. Clearly, none of these relatively simple methods are able to accurately reconstruct the cloud cross section (Fig. 10). To address this deficiency in accurately reconstructing the cloud-cross section using simple methods, we introduce a novel method that uses Gaussian Process Regression (GPR). For following, only transect method (RPA observations) will be compared with Gaussian.

3.3.2 Gaussian process regression mapping

Gaussian process regression extends the spatial footprint of an observation by weighting its values with a Gaussian profile.It needs the definition of four length scales ($\lambda_{\mathrm{t,z,y,x}}$), representing spatial (z,y,x) and temporal (t) scales. For the static case, $\lambda_{\mathrm{t}}{=}\infty$ means that an earlier observation is considered to have the same weight as the last measurements.

To demonstrate the impact of lengthscales on GPR, sensitivity tests are carried out for the cloud N2 using three different lengthscales, corresponding to two, three and four times the resolution of the simulation (50 m, 75 m, 100 m). The differences of the reconstructed map of LWC for the different lengthscales is shown in Fig. 9. For a horizontal lengthscale of 50 m, $\overline{\mathrm{LWC}}$ is underestimated in unsampled regions, consistent with a lengthscale that is too short ($\overline{\mathrm{LWC}}_{\mathrm{reconstructed}} = 0.20\,\mathrm{g\,m^{-3}}$) compared to $\overline{\mathrm{LWC}}_{\mathrm{reference}} = 0.24\,\mathrm{g\,m^{-3}}$). To assess if the cross section of the cloud is correctly defined in its entirety, the root-mean-square error (RMSE) is also calculated and is equal to $8.92\,\mathrm{g\,m^{-3}}$. For a 75 m lengthscale, the reconstructed cross section represents the reference cloud with a $\overline{\mathrm{LWC}}_{\mathrm{reconstructed}} = 0.22\,\mathrm{g\,m^{-3}}$ and a RMSE of $5.71\,\mathrm{g\,m^{-3}}$. For the largest lengthscale, 100 m, the cross section of LWC extends beyond the edges of

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

the reference cloud, also as expected for a lengthscale that is too large ($\overline{\mathrm{LWC}}_{\mathrm{reconstructed}} = 0.35\,\mathrm{g\,m^{-3}}$).The RMSE for a 100 m lengthscale increases significantly ($14.89\,\mathrm{g\,m^{-3}}$). For the following analysis, the GPR mapping uses a 75 m lengthscale.

3.3.3 Criteria for optimizing the exploration

In this section, different methods are applied to better characterize the heterogeneities of the thermodynamic variables and the total LWC. The exploration with Rosette pattern is repeated ten times in the same cloud at the same altitude with different entrances. In each of these explorations, the reconstructed $\mathrm{LWC_{tot}}$ and $\overline{\mathrm{LWC}}$ is compared to the reference cloud, every 60 seconds for 12 minutes. The reference $\mathrm{LWC_{tot}}$ and $\overline{\mathrm{LWC}}$ have values of 1.8×10^3 g and $0.24\,\mathrm{g\,m^{-3}}$, respectively. Three sampling strategies are compared: 1-RPA and 2-RPAs exploration without GPR and 1-RPA exploration with GPR mapping.

The $\mathrm{LWC_{tot}}$ reconstructed for the three sampling strategies is shown in Fig. 11 with the 1-σ dispersion among the ten flights shown as shading. For the first minute of exploration, the three methods underestimate the $\mathrm{LWC_{tot}}$; however, after the second minute ($\approx$ 2-3 transects), the 1-RPA exploration with GPR method calculates a $\mathrm{LWC_{tot}}$ close to the reference $\mathrm{LWC_{tot}}$ while with the two other methods without GPR, the $\mathrm{LWC_{tot}}$ stays significantly lower than the reference. After the 3rd minute, the GPR method yields a stable $\overline{\mathrm{LWC}}$, within the reference $\overline{\mathrm{LWC}}$ $\pm$10%, while 1-RPA and 2-RPA explorations without GPR never attain the reference $\mathrm{LWC_{tot}}$. In addition, the 1- σ variability of $\mathrm{LWC_{tot}}$ is a factor of three less when using GPR.

Another stated objective of this study is to optimize the sampling strategy in order to best describe the thermodynamical heterogeneities in the cloud. To quantify this, the relative error is calculated as a sum of difference between the reconstructed PDF and the reference PDF of LWC for each of the 20 bins of the distribution as:

$$\text{relative error} = \frac{1}{nb_{bin}} \sum_{\mathrm{i}}^{\mathrm{nb_{bin}}} \frac{|\mathrm{PDF_{ref,i}} - PDF_{\mathrm{reconstructed,i}}|}{\mathrm{PDF_{ref,i}}} \quad (1)$$

where $\mathrm{nb_{bin}}$ represents the number of bins, $\mathrm{PDF_{ref}}$ represents the reference PDF distribution of a variable noted i and $\mathrm{PDF_{reconstructed}}$ represents the reconstructed PDF distribution with observations for the same variable i.

The relative errors for the three methods are shown in Fig. 12. For the N2 cloud, the time required for the single RPA without GPR to have a relative error below 0.5 is approximatively 350 seconds. With two RPAs without GPR, the time required to have a relative error below 0.5 is reduced to 190 s. Figure 12 shows that one RPA with GPR sufficiently approximates the reference PDF with a relative error below 0.5 in 100 seconds.

The time needed to reach different thresholds relative errors of 10 %, 30 %, 50 % for different variables (LWC, vertical wind and, potential temperature θ) are reported in Table 2 highlighting a significantly improved mapping the cross section by using the GPR method.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

As described by Katzwinkel et al. (2014), the growth, maturity and dissipation phases of a cloud life cycle are the scale of minutes. Consequently, sampling of cloud cross section must also be completed within time scales of a few minutes. These results show that cloud cross section are sufficiently well represented when using GPR methods.

3.3.4 Application for two clouds of different size

In this section, a generalization of the Rosette pattern with the GPR method is applied to static cloud N1 and N3 at the time they reached their maximum cross sectional area at 150 m above cloud base. Figure 13 shows the exploration with the Rosette trajectories using GPR mapping. When the dimension of the cloud is smaller than the turning radius (cloud N1), the exploration is pattern-limited. The relative error remains higher than 0.3 for the duration of the simulation. When the cloud radius is much larger than the turning radius there is simply more surface area to sample which prolongs the exploration. For example, the relative error for cloud N3 only approaches 0.2 by the end of the HFS. Finally, Fig.13 shows that when using GPR, the relative error is below 0.2 midway through the exploration.

The results demonstrate that the Rosette trajectory associated with a GPR mapping in a static environment is suitable for sampling thermodynamic and microphysical variables such as LWC or θ, and w. We now assess the ability to measure thermodynamic and microphysical variables for a case where the cloud evolves with time and space (i.e., a dynamic case) and reaches 0.1 by the end of the HFS.

3.3.5 GPR reconstruction of a cloud evolving with time

In an evolving cloud, the RPA must constantly adjust its trajectory taking into account the advection and spatial evolution of the cloud. In this subsection, an adaptive exploration follows the cloud in the cloud reference frame. To demonstrate the challenges in extending the analysis of a static environment (Section 3.3.1) to a dynamic one, the adaptive exploration is applied here to the cloud N2. For this case, the Rosette pattern (section 2.2) is also applied at 150 m above cloud base as for the static exploration. The cloud N2 vertical extent reaches 150 m above cloud base four minutes after its formation, and we start the exploration of the cloud N2 at this time.

The sampling strategy follows the Rosette pattern in the cloud reference frame, where the calculated center of the cloud moves with respect to the advective wind. The observations of the cloud continues for 12 minutes (Fig. 14), corresponding to nine transects, until the time of its dissipation (at the level of exploration). The total horizontal distance traveled is more than 5 km during this period. Figure 14 shows four instances of the dynamic exploration corresponding to the first, fourth, seventh and eighth transect through cloud N2. The first transect occurs during the growing phase of the cloud (Fig. 15) and does not cross the region of maximum LWC. As expected, there is a clear underestimation in the high values of LWC when comparing the PDFs of the LWC (Fig. 15b,1). Between the fourth and seventh transects (300 to 550 s), the reference cloud is in a relatively stable maturity phase. Once the cloud center has been established, the exploration is sufficiently efficient to reconstruct a PDF resembling to the reference case with relative errors between 0.3 and 0.4 (transect 4 and 7 in Fig 15b). However, during the dissipation

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

phase, the evolution of the cloud's cross section is faster compared to the relatively stable maturity phase and is not well-represented by the PDF (transect 8, Fig 15b), the relative error increases to 0.6. While GPR certainly improve the ability to reconstruction of a cloud's cross section, these results clearly show that to adequately observe the dissipation phase, the cross section needs to be reconstructed in less time - either via a better sampling strategy of leg adding a second RPA.

4 Conclusions

The aim of this study is to determine an observational strategy for reconstructing thermodynamic and microphysical properties of a cross section of a non-precipitating cumulus cloud within a high-resolution Large-Eddy Simulation (LES). We reproduce a high resolution cumulus cloud field with the Méso-NH model in LES mode (with a 25 meter spatial resolution and a 5 second temporal resolution) derived from the observations in the BOMEX field campaign. The high-resolution simulation (HFS) serves as the basis for this study and compares well to an inter-comparison LES study reported in Siebesma et al. (2003). By applying a novel cloud identification method, we isolated three clouds with different volumes ($10^{-4}\,\mathrm{km}^3$ to $10^{-1}\,\mathrm{km}^3$), representative of the cumulus cloud population. These three clouds went through a full life-cycle at different times of the HFS and had lifetimes between 12 and 18 minutes. The goal of sampling with a remotely piloted aircraft (RPA) is to reproduce a cloud cross section of liquid water content (LWC) and updraft velocity within a few minutes in order to follow the evolution of a cloud through its growth phase, maturity, and dissipation phases.

An autonomous RPA using a Paparazzi autopilot module is embedded into the LES to conduct an exploration of a cloud level using a Rosette pattern. In a static environment (a cloud that does not evolve with time), the Rosette pattern is applied to the cloud at the time and the level where its the surface area of its horizontal cross-section is maximum. The Rosette pattern is chosen for the adaptive trajectory since at each exit from the cloud, the RPA automatically conducts a half turn to re-enter the cloud and conducts a subsequent transect through the geometric center of the cloud. The sampling of the cloud continues autonomously using a threshold LWC of $10^{-2}\,\mathrm{g\,m}^{-3}$ to determine if the RPA has entered or exited the cloud. The geometric center is calculated using a weighted sum of the LWC of from the previous transects. The simulated observations serve to reconstruct different Probability Density Function (PDF) distributions of LWC, vertical winds, volume and total LWC.

Simple methods to derive a cross section using individual observations or assuming a circular or elliptical forms of a cloud do not reproduce key microphysical properties or their variability. Using only the observations from one or two RPAs underestimates the amount and variability of LWC in the cloud cross-section. Assuming a circle or an ellipse yields a factor of two overestimation of total LWC in the cross-section. We therefore explore another technique to expand the observational footprint using Gaussian Process Regression (GPR). GPR mapping extends individual measurements by applying a confidence level to the surrounding area and time related to a given length scale. The results show that GPR mapping significantly improves the reconstruction of the cloud's cross section. A

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

sensitivity test of the lengthscale used for GPR mapping indicates that the characteristic scale of 75 m is the best for reconstructing the horizontal LWC in a cloud. In fact, after three transects through the cloud, corresponding to a time of ≈ 200 s, the GPR mapping adequately reproduces total LWC (within a relative error of 10 %), as well as the PDF variability of the LWC (within 30 % relative error).

To extend results of a static exploration to a realistic environment, the Rosette pattern was applied to a cloud evolving in time and space in a dynamic environment. The GPR mapping method allows to sample the thermodynamical distribution sufficiently well for a cloud during its maturity stage, which is the most stable phase of a cloud life cycle. However, during the growing and dissipating phases, a single RPA coupled with GPR is still insufficient to reproduce the temporal variability of the cloud life-cycle. In order to improve the observational capacity of airborne measurements, various methods are currently being explored, including the use of a camera and increasing the number of RPAs to reduce the time for reconstructing a cloud's cross section. To optimize the dynamic exploration of a cloud, exploration patterns with a different trajectories RPA, flight characteristics (such as airspeed and turning radius), as well as coordination between multiple RPAs constitute necessary steps in improving our ability to observe the cloud life cycle.

Data availability. Data for the static case are currently being archived and will be accessible online. Due to size of the data for the dynamic simulation (1.5 TB), please contact the corresponding authors.

Author contributions. N.M conducted the analysis of the data and wrote the paper. G.C supervised the project, verified the analytical methods and edited the paper. F.C carried out the simulation, verified the analytical methods and edited the paper. N.V co-developed cloud identification method. T.V, G.H have designed RPA patterns for the Paparazzi autopilot. P.N, S.L conceived and developed the Cloud Adaptive Mapping System (CAMS) module.

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

Acknowledgements. This research was supported by Agence Nationale de la Recherche (Project-ANR-17-CE01-0003), Aerospace Valley and Météo-France. The simulations were performed using the supercomputer Beaufix of Météo-France in Toulouse, France. Cloud identification method co-developed by N.V is available on $https://gitlab.com/tropics/objects/$.

The CAMS module is available on $https://redmine.laas.fr/projects/nephelae-devel/wiki$ .The Paparazzi module on $https://wiki.Paparazziuav.org/wiki/Main_Page$.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

References

Andrews, T., Gregory, J. M., Webb, M. J., and Taylor, K. E.: Forcing, feedbacks and climate sensitivity in CMIP5 coupled atmosphere-ocean climate models, Geophysical Research Letters, 39, https://doi.org/10.1029/2012GL051607, 2012.

Brenguier, J.-L., Bourrianne, T., Coelho, A., Isbert, J., Peytavi, R., Trevarin, D., and Weschler, P.: Improvements of Droplet Size Distribution Measurements with the Fast-FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe), Journal of Atmospheric and Oceanic Technology - J ATMOS OCEAN TECHNOL, 15, https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<1077:IODSDM>2.0.CO;2, 1998.

Brient, F., Couvreux, F., Villefranque, N., Rio, C., and Honnert, R.: Object-Oriented Identification of Coherent Structures in Large Eddy Simulations: Importance of Downdrafts in Stratocumulus, Geophysical Research Letters, https://doi.org/10.1029/2018GL081499, 2019.

Burnet, F. and Brenguier, J.-L.: Observational Study of the Entrainment-Mixing Process in Warm Convective Clouds, Journal of the Atmospheric Sciences, 64, 1995–2011, https://doi.org/10.1175/JAS3928.1, 2007.

Calmer, R., Roberts, G. C., Sanchez, K. J., Sciare, J., Sellegri, K., Picard, D., Vrekoussis, M., and Pikridas, M.: Aerosol–Cloud Closure Study on Cloud Optical Properties using Remotely Piloted Aircraft Measurements during a BACCHUS Field Campaign in Cyprus, Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 2019, 1–35, https://doi.org/10.5194/acp-2019-8, 2019.

Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L.: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 126, 1–30, https://doi.org/10.1002/qj.49712656202, 2000.

Deardorff, J. W.: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, Boundary-Layer Meteorology, 18, 495–527, https://doi.org/10.1007/BF00119502, 1980.

Eastman, R., Warren, S., and Hahn, C.: Variations in Cloud Cover and Cloud Types over the Ocean from Surface Observations, 1954-2008, Journal of Climate, 24, 5914–5934, https://doi.org/10.1175/2011JCLI3972.1, 2011.

Fugal, J. P. and Shaw, R. A.: Cloud particle size distributions measured with an airborne digital in-line holographic instrument, Atmospheric Measurement Techniques, 2, 259–271, https://doi.org/10.5194/amt-2-259-2009, 2009.

Guichard, F. and Couvreux, F.: A short review of numerical cloud-resolving models, Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 69, 1373 578, https://doi.org/10.1080/16000870.2017.1373578, 2017.

Hattenberger, G., Bronz, M., and Gorraz, M.: Using the Paparazzi UAV System for Scientific Research, in: IMAV 2014, International Micro Air Vehicle Conference and Competition 2014, pp. pp 247–252, Delft, Netherlands, https://doi.org/10.4233/uuid:b38fbdb7-e6bd-440d-93be-f7dd1457be60, https://hal-enac.archives-ouvertes.fr/hal-01059642, 2014.

Heus, T. and Jonker, H. J. J.: Subsiding Shells around Shallow Cumulus Clouds, Journal of the Atmospheric Sciences, 65, 1003–1018, https://doi.org/10.1175/2007JAS2322.1, 2008.

Heus, T., Jonker, H. J. J., Van den Akker, H. E. A., Griffith, E. J., Koutek, M., and Post, F. H.: A statistical approach to the life cycle analysis of cumulus clouds selected in a virtual reality environment, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 114, https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008JD010917, 2009.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.

Atmospheric Measurement Techniques Discussions

Hoffmann, F., Siebert, H., Schumacher, J., Riechelmann, T., Katzwinkel, J., Kumar, B., Götzfried, P., and Raasch, S.: Entrainment and mixing at the interface of shallow cumulus clouds: Results from a combination of observations and simulations, 23, 349–368, 2014.

Holland, J. Z. and Rasmusson, E. M.: Measurements of the Atmospheric Mass, Energy, and Momentum Budgets Over a 500 Kilometer Square of Tropical Ocean, Monthly Weather Review, 101, 44–55, https://doi.org/10.1175/1520-0493(1973)101<0044:MOTAME>2.3.CO;2, 1973.

Katzwinkel, J., Siebert, H., Heus, T., and Shaw, R. A.: Measurements of Turbulent Mixing and Subsiding Shells in Trade Wind Cumuli, Journal of the Atmospheric Sciences, 71, 2810–2822, https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0222.1, 2014.

Korolev, A.: On the formation of non-adiabatic LWC profile in stratiform clouds, Atmospheric Research, 29, 129 – 134, https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0169-8095(93)90041-L, 1993.

Lac, C., Chaboureau, J.-P., Masson, V., Pinty, J.-P., Tulet, P., Escobar, J., Leriche, M., Barthe, C., Aouizerats, B., Augros, C., Aumond, P., Auguste, F., Bechtold, P., Berthet, S., Bielli, S., Bosseur, F., Caumont, O., Cohard, J.-M., Colin, J., Couvreux, F., Cuxart, J., Delautier, G., Dauhut, T., Ducrocq, V., Filippi, J.-B., Gazen, D., Geoffroy, O., Gheusi, F., Honnert, R., Lafore, J.-P., Lebeaupin Brossier, C., Libois, Q., Lunet, T., Mari, C., Maric, T., Mascart, P., Mogé, M., Molinié, G., Nuissier, O., Pantillon, F., Peyrillé, P., Pergaud, J., Perraud, E., Pianezze, J., Redelsperger, J.-L., Ricard, D., Richard, E., Riette, S., Rodier, Q., Schoetter, R., Seyfried, L., Stein, J., Suhre, K., Taufour, M., Thouron, O., Turner, S., Verrelle, A., Vié, B., Visentin, F., Vionnet, V., and Wautelet, P.: Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications, Geoscientific Model Development, 11, 1929–1969, https://doi.org/10.5194/gmd-11-1929-2018, 2018.

Lunet, T., Lac, C., Auguste, F., Visentin, F., Masson, V., and Escobar, J.: Combination of WENO and Explicit Runge–Kutta Methods for Wind Transport in the Meso-NH Model, Monthly Weather Review, 145, 3817–3838, https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0343.1, 2017.

Mallaun, C., Giez, A., Mayr, G. J., and Rotach, M. W.: Subsiding shells and the distribution of up- and downdraughts in warm cumulus clouds over land, Atmospheric Chemistry and Physics, 19, 9769–9786, https://doi.org/10.5194/acp-19-9769-2019, 2019.

Neggers, R. A. J., Jonker, H. J. J., and Siebesma, A. P.: Size Statistics of Cumulus Cloud Populations in Large-Eddy Simulations, Journal of the Atmospheric Sciences, 60, 1060–1074, https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)60<1060:SSOCCP>2.0.CO;2, 2003.

Nitta, T. and Esbensen, S.: Heat and Moisture Budget Analyses Using BOMEX Data, Monthly Weather Review, 102, 17–28, https://doi.org/10.1175/1520-0493(1974)102<0017:HAMBAU>2.0.CO;2, 1974.

Park, S., Baek, E.-H., Kim, B.-M., and Kim, S.-J.: Impact of detrained cumulus on climate simulated by the Community Atmosphere Model Version 5 with a unified convection scheme, Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 9, 1399–1411, https://doi.org/10.1002/2016MS000877, 2017.

Rauber, R. M., Stevens, B., Ochs, H. T., Knight, C., Albrecht, B. A., Blyth, A. M., Fairall, C. W., Jensen, J. B., Lasher-Trapp, S. G., Mayol-Bracero, O. L., Vali, G., Anderson, J. R., Baker, B. A., Bandy, A. R., Burnet, E., Brenguier, J.-L., Brewer, W. A., Brown, P. R. A., Chuang, R., Cotton, W. R., Di Girolamo, L., Geerts, B., Gerber, H., Göke, S., Gomes, L., Heikes, B. G., Hudson, J. G., Kollias, P., Lawson, R. R., Krueger, S. K., Lenschow, D. H., Nuijens, L., O'Sullivan, D. W., Rilling, R. A., Rogers, D. C., Siebesma, A. P., Snodgrass, E., Stith, J. L., Thornton, D. C., Tucker, S., Twohy, C. H., and Zuidema,

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.


P.: Rain in Shallow Cumulus Over the Ocean: The RICO Campaign, Bulletin of the American Meteorological Society, 88, 1912–1928, https://doi.org/10.1175/BAMS-88-12-1912, 2007.

Renzaglia, A., Reymann, C., and Lacroix, S.: Monitoring the Evolution of Clouds with UAVs, in: IEEE International Conference on Robotics and Automation (ICRA), pp. pp. 278–283, Stockholm, Sweden, https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01275324, 2016.

Reymann, C., Renzaglia, A., Lamraoui, F., Bronz, M., and Lacroix, S.: Adaptive sampling of cumulus clouds with UAVs, Autonomous Robots, 42, pp.491–512, https://doi.org/10.1007/s10514-017-9625-1, https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01522250, 2018.

Roberts, G. C., Ramana, M. V., Corrigan, C., Kim, D., and Ramanathan, V.: Simultaneous observations of aerosol–cloud–albedo interactions with three stacked unmanned aerial vehicles, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 105, 7370–7375., http://doi.org/10.1073/pnas.0710308105, 2008.

Sanchez, K. J., Roberts, G. C., Calmer, R., Nicoll, K., Hashimshoni, E., Rosenfeld, D., Ovadnevaite, J., Preissler, J., Ceburnis, D., O'Dowd, C., and Russell, L. M.: Top-down and bottom-up aerosol–cloud closure: towards understanding sources of uncertainty in deriving cloud shortwave radiative flux, Atmospheric Chemistry and Physics, 17, 9797–9814, https://doi.org/10.5194/acp-17-9797-2017, 2017.

Sanchez, K. J., Roberts, G. C., Diao, M., and Russell, L. M.: Measured Constraints on Cloud Top Entrainment to Reduce Uncertainty of Nonprecipitating Stratocumulus Shortwave Radiative Forcing in the Southern Ocean, Geophysical Research Letters, 47, e2020GL090 513, https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020GL090513, 2020.

Siebert, H., Franke, H., Lehmann, K., Maser, R., Saw, E. W., Schell, D., Shaw, R., and Wendisch, M.: Probing Finescale Dynamics and Microphysics of Clouds with Helicopter-Borne Measurements, Bulletin of The American Meteorological Society - BULL AMER METEOROL SOC, 87, https://doi.org/10.1175/BAMS-87-12-1727, 2006.

Siebesma, A. and Jonker, H.: Anomalous Scaling of Cumulus Cloud Boundaries, Physical review letters, 85, 214–7, https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.85.214, 2000.

Siebesma, A. P. and Cuijpers, J. W. M.: Evaluation of Parametric Assumptions for Shallow Cumulus Convection, Journal of the Atmospheric Sciences, 52, 650–666, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<0650:EOPAFS>2.0.CO;2, 1995.

Siebesma, A. P., Bretherton, C. S., Brown, A., Chlond, A., Cuxart, J., Duynkerke, P. G., Jiang, H., Khairoutdinov, M., Lewellen, D., Moeng, C.-H., Sanchez, E., Stevens, B., and Stevens, D. E.: A Large Eddy Simulation Intercomparison Study of Shallow Cumulus Convection, Journal of the Atmospheric Sciences, 60, 1201–1219, https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)60<1201:ALESIS>2.0.CO;2, 2003.

vanZanten, M. C., Stevens, B., Nuijens, L., Siebesma, A. P., Ackerman, A. S., Burnet, F., Cheng, A., Couvreux, F., Jiang, H., Khairoutdinov, M., Kogan, Y., Lewellen, D. C., Mechem, D., Nakamura, K., Noda, A., Shipway, B. J., Slawinska, J., Wang, S., and Wyszogrodzki, A.: Controls on precipitation and cloudiness in simulations of trade-wind cumulus as observed during RICO, Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 3, https://doi.org/10.1029/2011MS000056, 2011.

Verdu, T., Hattenberger, G., and Lacroix, S.: Flight patterns for clouds exploration with a fleet of UAVs, in: ICUAS 2019, 2019 International Conference on Unmanned Aircraft Systems, Proceedings of International Conference on Unmanned Aircraft Systems (ICUAS), pp. ISBN: 978–1–7281–0334–1, IEEE, Atlanta, United States, https://doi.org/10.1109/ICUAS.2019.8797953, 2019.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



515 Zhao, M. and Austin, P. H.: Life Cycle of Numerically Simulated Shallow Cumulus Clouds. Part I: Transport, Journal of the Atmospheric Sciences, 62, 1269–1290, https://doi.org/10.1175/JAS3414.1, 2005a.

Zhao, M. and Austin, P. H.: Life Cycle of Numerically Simulated Shallow Cumulus Clouds. Part II: Mixing Dynamics, Journal of the Atmospheric Sciences, 62, 1291–1310, https://doi.org/10.1175/JAS3415.1, 2005b.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques Discussions

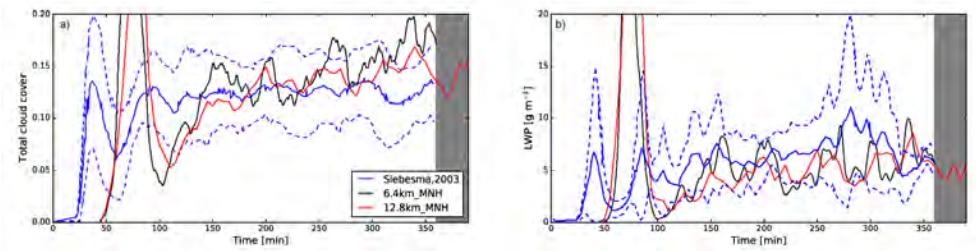


Figure 1. Temporal evolution of a) total cloud cover and b) liquid water path from the Siebesma et al. (2003) intercomparison (blue lines, solid line for the mean and dotted line for the $\overline{1-\sigma}$ standard deviation), black line for 6.4km_MNH domain and red line for 12.8km_MNH domain. Grey shaded area corresponds to Meso-NH high frequency outputs (HFS).

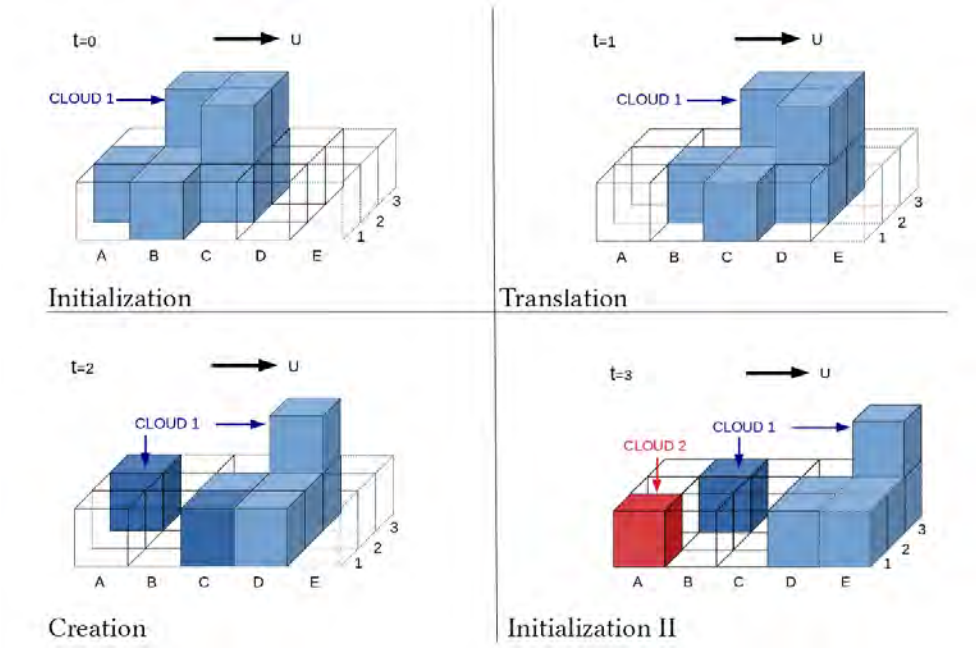
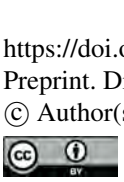


Figure 2. Scheme of temporal cloud identification method for following a cloud in a dynamic environment

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques Discussions

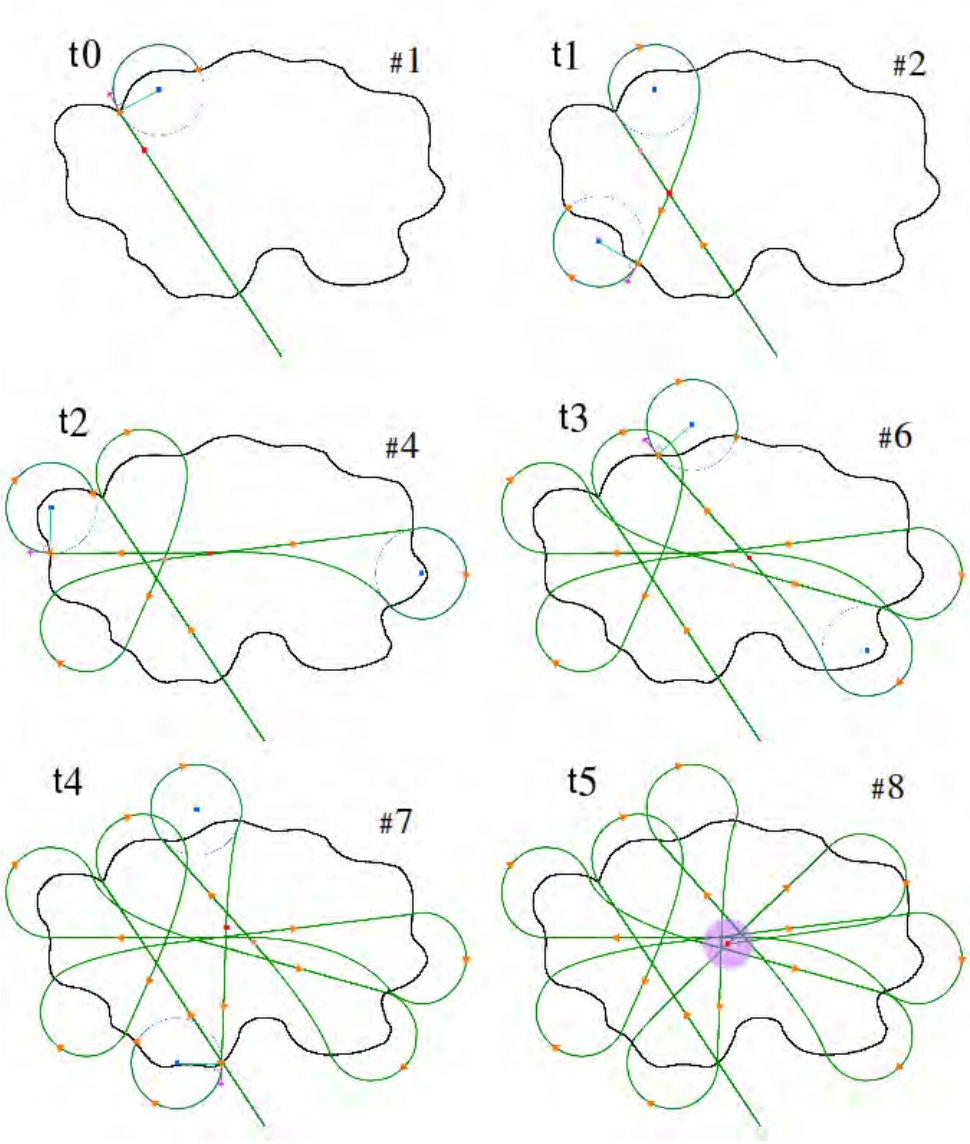


Figure 3. Rosette pattern for different times (and the number of transect associated) of exploration, adapted from Verdu et al. (2019). Green lines represent the RPA trajectories, red points the calculated geometric center at different times of exploration, purple point the last geometric center.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques Discussions

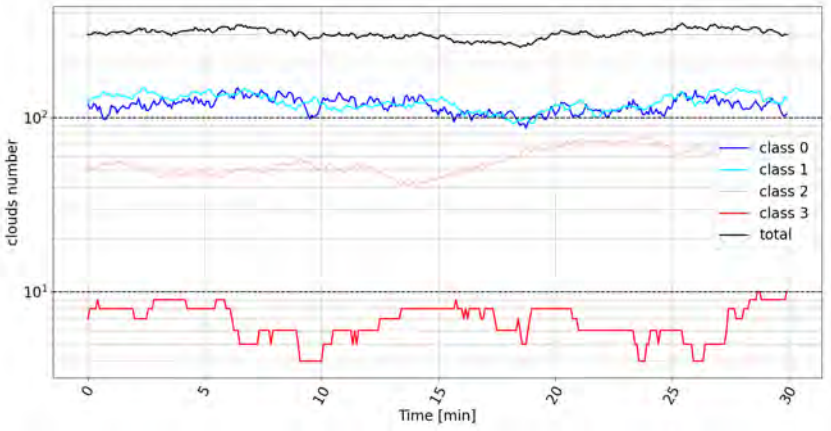


Figure 4. Temporal evolution of the number of clouds at each model output classified by their different volumes from Table 1.

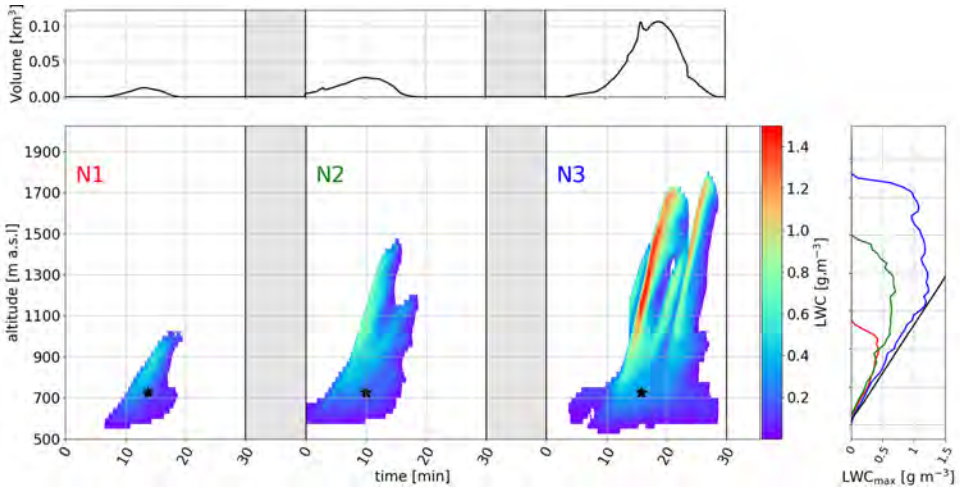


Figure 5. Life cycle of three clouds N1,N2,N3 for a) their volume and b) their LWC. The black star represents altitude and time for static cloud exploration. c) shows the comparison between the maximum LWC for each vertical level during each life cloud cycle and the limit of pseudo-adiabatic LWC (black line).

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques Discussions

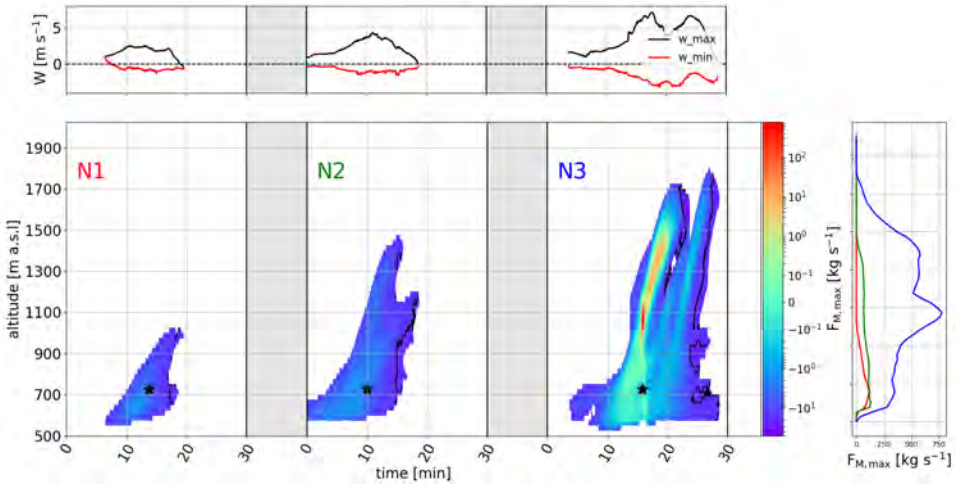


Figure 6. Life cycle of three clouds N1,N2,N3 for a) their minimum and maximum vertical wind, b) their mass flux and c) vertical profile of mass flux for each cloud. The black line in b) corresponds to negative vertical flux. The black star represents altitude and time for static cloud exploration.

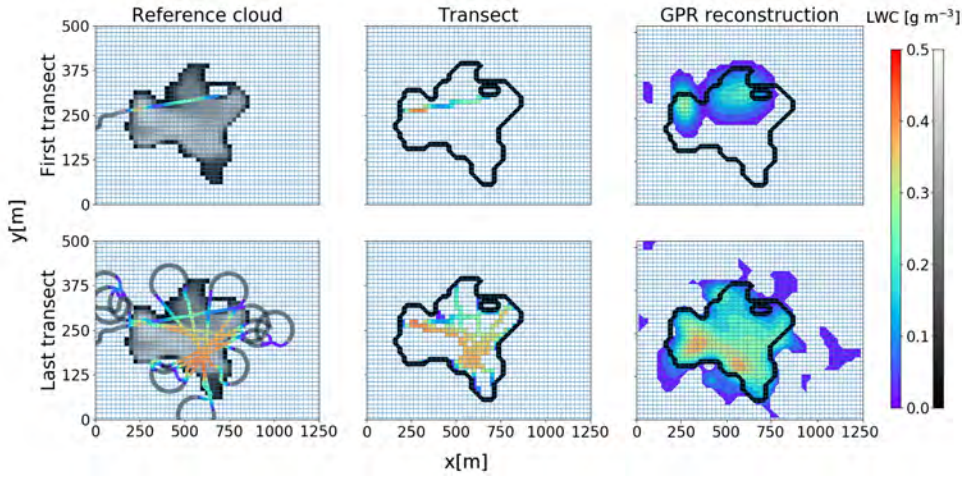


Figure 7. a) Cross section of simulated cloud N2 at 150 m above cloud base in gray with transect of the RPA where the color represents the LWC measured. b) Reconstructed LWC in the cross section based on RPA transects. c) Reconstructed LWC in the cross section with GPR mapping with λ_x=75 m. The first row corresponds to the end of the first transect, the second row corresponds to all transects at the end of the exploration. The red arrow represents the first entrance in cloud N2 starting the Rosette pattern (section 2.2)

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques Discussions

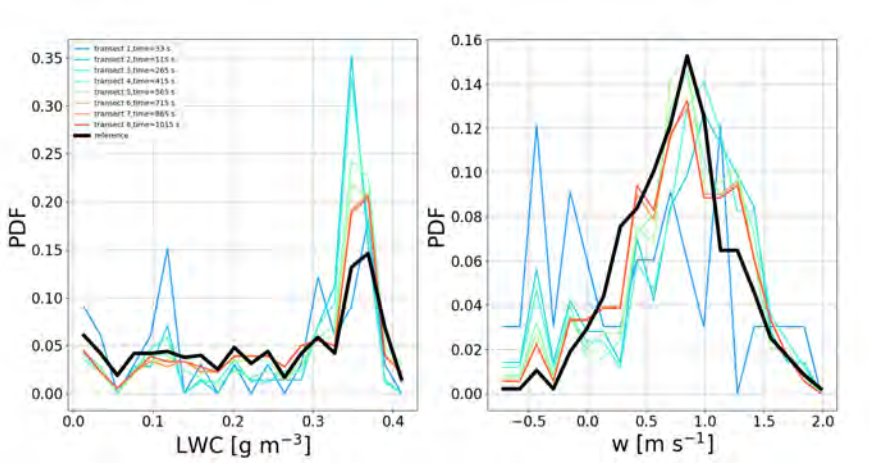


Figure 8. Reconstructed probability density function (PDF) of a) LWC with time (color) compared to the reference of cloud N2 (black) at alt=700 m. b) Same for vertical wind.

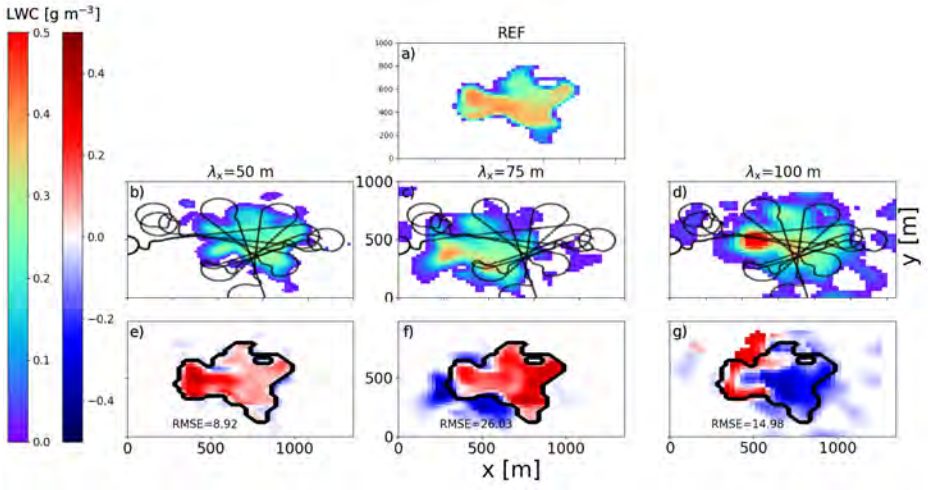


Figure 9. a) The first row corresponds to a cross section of simulated cloud N2 at 150 m above the cloud base in color shade. The second row corresponds to a cross section of LWC reconstructed for the cloud N2 with GPR for b) λ_x= 50 m, c) λ_x= 75 m, d) λ_x= 100 m. The third row corresponds to the difference between reference cross section and reconstructed cross section by GPR for the three lengthscales, RMSE is also shown.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques Discussions

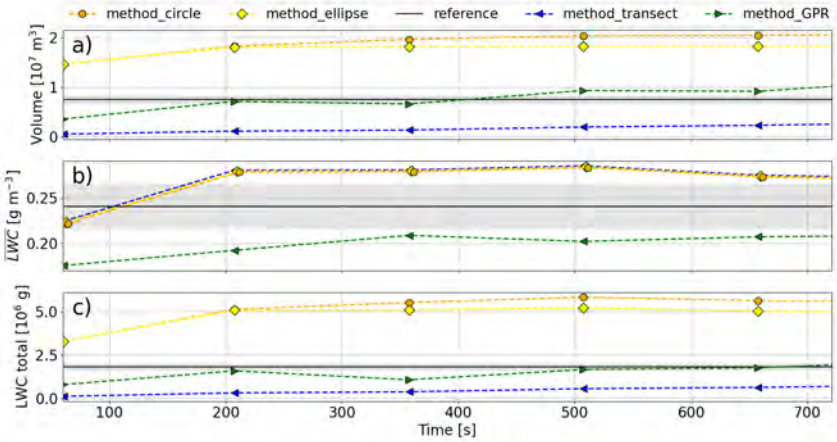


Figure 10. a) Reconstructed cloud volume with circle method (blue line), ellipse method (green line), transect method (red line) and GPR method (orange line) compared to the reference volume (black line) for cloud N2 in static state at 700 m for one exploration b) Blue line corresponds to $\overline{\text{LWC}}$ calculated by transect method, green line by GPR method and dotted black line the reference $\overline{\text{LWC}}$ c) Same for integration of LWC in the section volume.

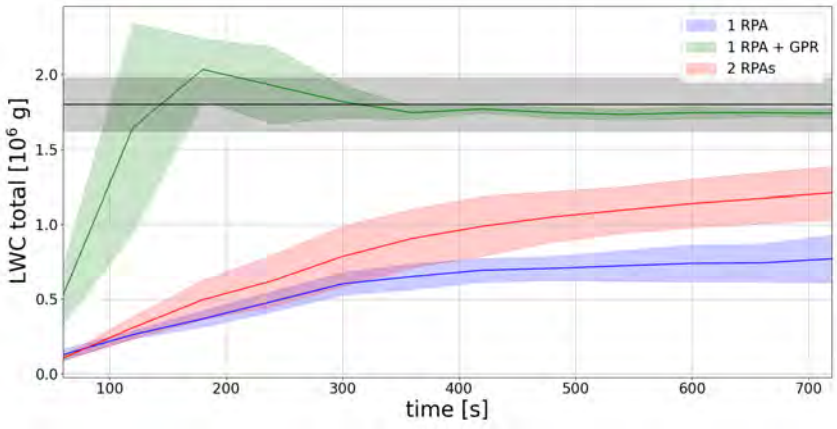


Figure 11. Temporal evolution of reconstructed LWC total with the transect method with one RPA (blue line) or two RPAs (red line) and with the GPR method with λ_x=75 m (green line) for a single RPA. Colored shading areas represent LWC_{tot} $\pm$ 1-σ for the ten explorations for each 60 s. The black line corresponds to reference LWC_{tot} in the cloud N2 section in static state at 700 m and shaded grey area corresponds to $\pm$ 10 % of LWC_{tot}.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques Discussions

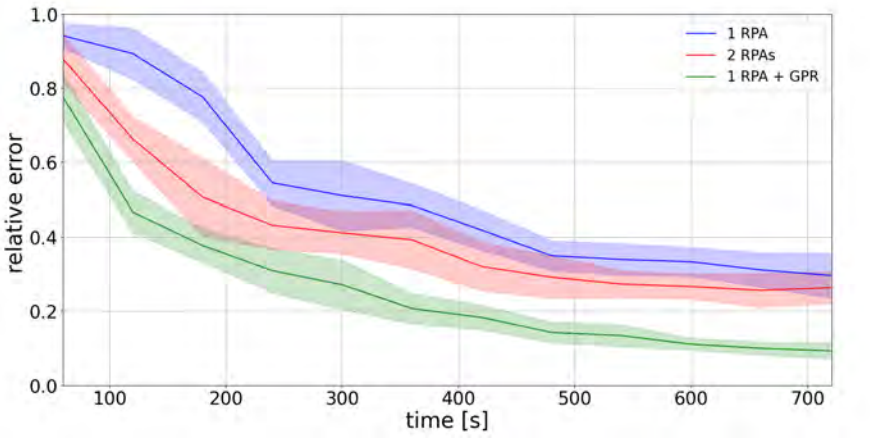


Figure 12. Temporal evolution of relative error in PDF of LWC distribution for single RPA with transect method (blue line), two RPAs with transect method (red line) and GPR method (green line) during the exploration of cloud N2 in static state.

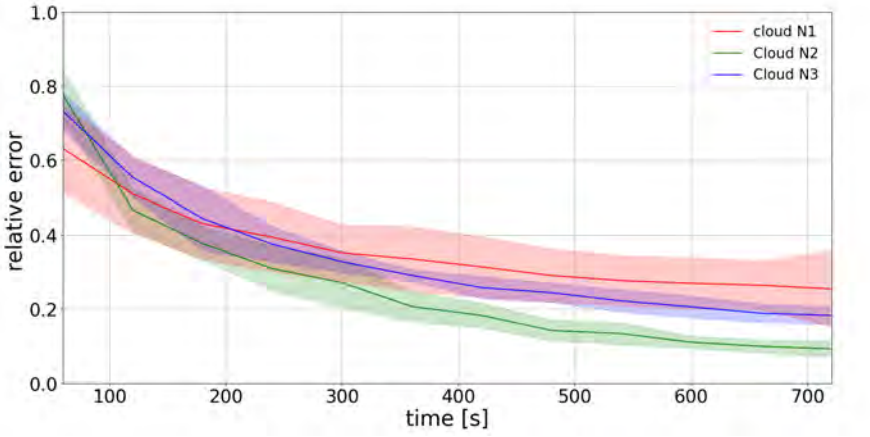
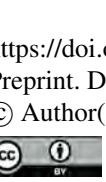


Figure 13. Temporal evolution of relative error of LWC distribution for cloud N1 (red line),cloud N2 (green line) and cloud N3 (blue line) in static state. Shaded area corresponds to $\overline{1-\sigma}$ for 5 explorations.

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques Discussions

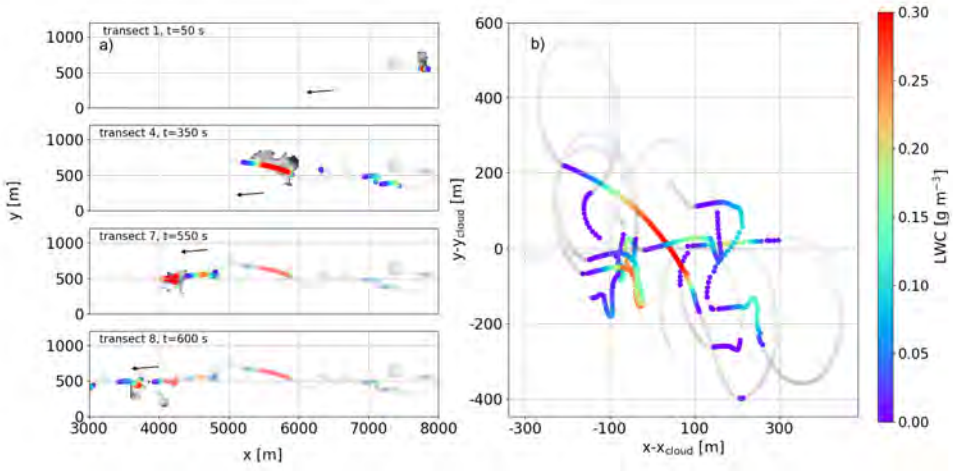


Figure 14. a)Trajectories of exploration by following the cloud N2 for four different transects. The colors represent the measured LWC and grey surface corresponds to cross section of reference cloud N2 for the different times. The shading colors correspond to the past transects. The black arrow represents the direction of the advective wind. b) Measured LWC in cloud frame during the exploration. The colored lines correspond to the values of measured LWC exceeding $10^{-2}\,\mathrm{g\,m^{-3}}$ and the grey lines, the measured LWC below this threshold.

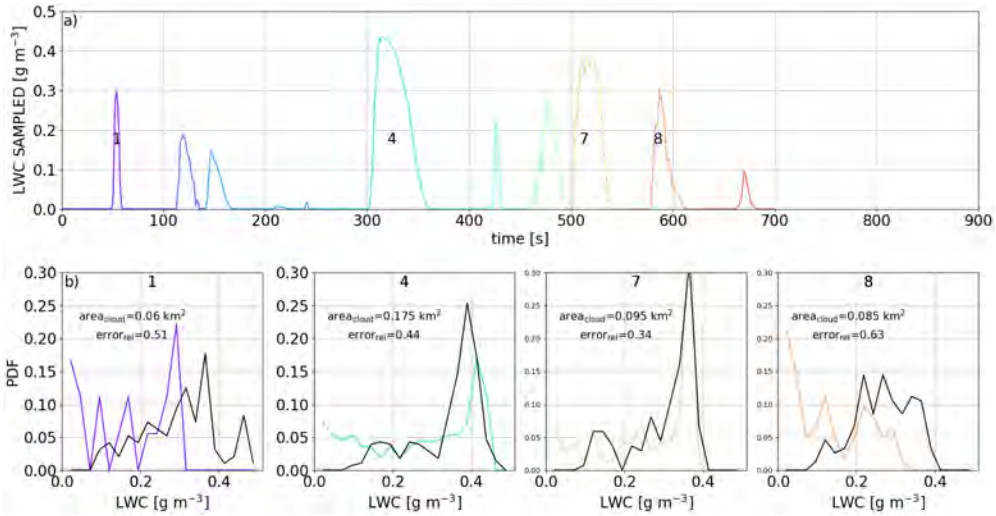


Figure 15. a) Temporal evolution of LWC measured by RPA for different transects (colors). b) Reconstructed probability function of LWC in color and by the reference in black for four transects of exploration (transect 1,4,7,8).

https://doi.org/10.5194/amt-2021-20
Preprint. Discussion started: 26 February 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques Discussions

Table 1. Min, max, mean and (1-σ) standard deviation of macroscopic and dynamic characteristics of the 970 clouds that complete a full life cycle during HFS.

class	volume [km^{-3}]	lifetime [min] min/max	$cloud_{base}$ [m] min/max	$cloud_{top}$ [m] min/max	w_{min} [$m\,s^{-1}$] mean $\pm$ (σ)	w_{max} [$m\,s^{-1}$] mean $\pm$ (σ)	F_m [$kg\,s^{-1}\,m^{-2}$] mean $\pm$ (σ)	n
0	10^{-4} -10^{-3}	1.16 /9.16	812/850	848/877	-0.3 $\pm$ 0.35	0.32 $\pm$ 0.41	0.03 $\pm$ 6.01	501
1	10^{-3} -10^{-2}	3.55/ 17.75	816/943	935/1035	-0.61 $\pm$ 0.35	0.66 $\pm$ 0.45	1.65 $\pm$ 60.03	333
2	10^{-2} -10^{-1}	5.93 /17.08	686/872	1015/1327	-1.01 $\pm$ 0.43	1.25 $\pm$ 0.52	160 $\pm$ 440	118
3	10^{-1} -1	7.44 /21.58	555/680	1518/1634	-1.69 $\pm$ 0.41	2.77 $\pm$ 0.84	1245 $\pm$ 1707	18

Table 2. Time required to calculate relative error inferior to 10 %,30 % and 50 % for the LWC, potential temperature, and vertical wind,W, of reference cloud and LWC_{tot} for 1-RPA, 2-RPA and 1-RPA+GPR exploration.

	relative error (time [s])									LWC tot (time [s])		
	LWC			θ			w					
	1-RPA	2-RPA	GPR	1-RPA	2-RPA	GPR	1-RPA	2-RPA	GPR	1-RPA	2-RPA	GPR
10 %	-	-	658	-	-	574	-	-	-	-	-	210
30 %	726	463	255	480	223	186	715	561	324	-	-	99
50 %	325	185	113	229	132	74	420	265	131	-	356	80

6.2.3 Conclusion de l'article et perspectives

L'article a permis de mettre en évidence que l'échantillonnage adaptatif par la Trajectoire Rosette fonctionne dans un nuage statique. Le bon comportement du drone dans le champ de nuage simulé permet d'échantillonner un nuage moyen (diamètre d'environ 500 m) en pénétrant plusieurs fois ce nuage. Le couplage avec la cartographie qui utilise le GPR permet également de quantifier le contenu en eau total ainsi que sa distribution dans la section horizontale dans un temps restreint, 2-3 minutes, représentant moins de 15% du temps de vie du nuage.

Également, nous avons pu constater que l'efficacité de la trajectoire Rosette avec une cartographie GPR dépendait de la taille de la section étudiée. En effet, pour un nuage ayant un diamètre de plus de plus de 700 m (nuage N3), la trajectoire Rosette met plus de temps à recréer la distribution de probabilité de LWC dans la section et avec une variabilité plus importante. Une amélioration de la reconstitution du LWC pourrait venir soit d'une augmentation de la longueur d'échelle, soit de l'utilisation conjointe de deux drones en même temps. Pour le cas de nuages plus petits (diamètre inférieur à 300 m), cette technique d'exploration semble également atteindre sa limite d'efficacité. Le rayon de courbure du drone étant de 80-100 m environ, il se rapproche en termes de longueur du diamètre du nuage. Le ratio entre l'aire échantillonnée par le drone et l'aire de référence est certes plus importante mais il reste plus difficile d'aller échantillonner les mailles non mesurées. Cela semble lié au fait qu'une maille non échantillonnée et donc une inconnue sur la cartographie possède plus de poids dans un petit nuage contenant moins de mailles qu'un grand.

Pour résoudre cette inconnue, nous avons choisi d'utiliser une autre trajectoire adaptative, la trajectoire Trinity, sur un nuage plus petit pour résoudre ce problème.

6.3 Test et optimisation de différentes trajectoires adaptatives

Dans la partie précédente, une étude approfondie sur la trajectoire Rosette a permis de conclure que la taille des nuages est un facteur important du rendement des données récoltées. Dans la suite de ce travail, en collaboration avec une stagiaire Master 1ère année sous mon encadrement, Cylia ABBAD, une étude sur les vols adaptatifs avec la trajectoire Trinity a été réalisée.

6.3.1 Choix du cumulus étudié

Pour quantifier l'apport de cette trajectoire comparativement à celle de Rosette, Trinity a été appliquée sur le même nuage que celui de l'article (nuage N2) mais à une altitude supérieure, 900 m, pour avoir une surface à échantillonner plus faible qu'à 700 m d'altitude comme montré sur la Figure 6.3. A cette altitude, à la 7^{me} minute en statique, le nuage possède une section de 0.095 km^3, du même ordre de grandeur que le nuage N1 avec une largeur de 400 m et une longueur de 300 m (contre 400 et 700 m pour le même nuage 200 m plus bas).

La section étudiée se situant à 350 m au-dessus de la base du nuage possède donc des valeurs de LWC plus importantes que les autres nuages étudiés dans l'article. Un maximum de 0.9 $\mathrm{g.m}^{-3}$ est observé dans la partie est du nuage. Comme montré sur la Figure 6.3, la première pénétration du drone dans le nuage se fait par le côté droit du nuage et ne permet de relever que 13 mailles appartenant au nuage (sur les 152 au total). Le nuage n'est alors que très partiellement défini, et ce, même avec la cartographie du GPR. Au fur et à mesure que la trajectoire Trinity finit son exploration du nuage, le nuage est mieux cartographié sans et avec GPR.

6.3.2 Evaluation de la trajectoire Trinity

Similairement à l'étude avec la trajectoire Rosette, une quantification de l'erreur relative de la PDF sur le LWC est faite et son évolution temporelle est montrée sur la Figure 6.5. Le nuage N2 a aussi été étudié avec la trajectoire Rosette, ce qui permet de comparer l'évolution des erreurs en fonction du type d'exploration.

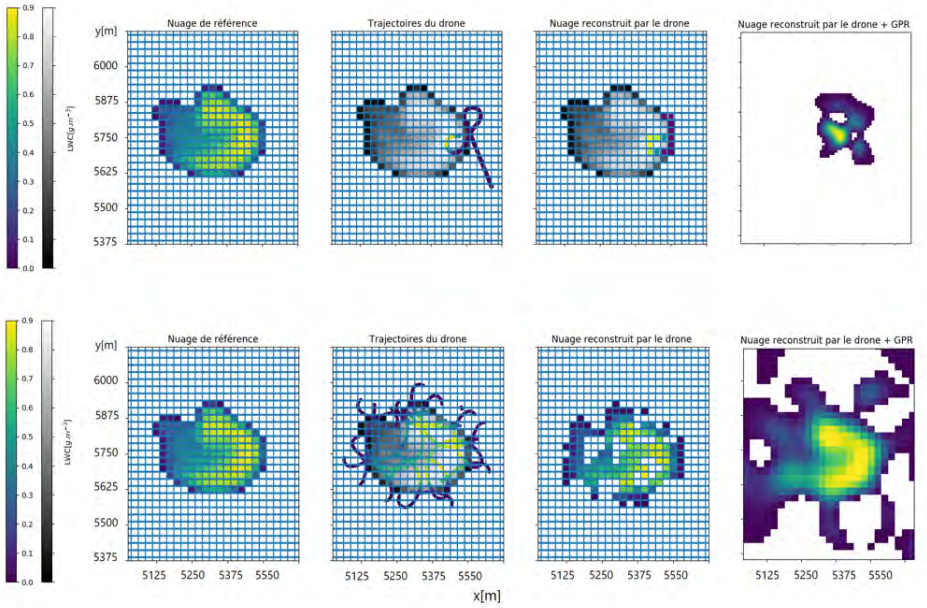


FIGURE 6.4 – Section horizontale du LWC pour le nuage N2 à 350 m au dessus de la base en a) composition colorée, b) en grisée avec en couleur les mesures effectuées par le drone, c) en grisée avec seulement les valeurs de LWC supérieures à $10^{-2}\mathrm{g.m}^{-3}$. d) représente le champ de LWC reproduit avec la cartographie GPR. La première ligne correspond au premier passage dans le nuage et la deuxième ligne représente la fin de l'exploration après plusieurs passages.

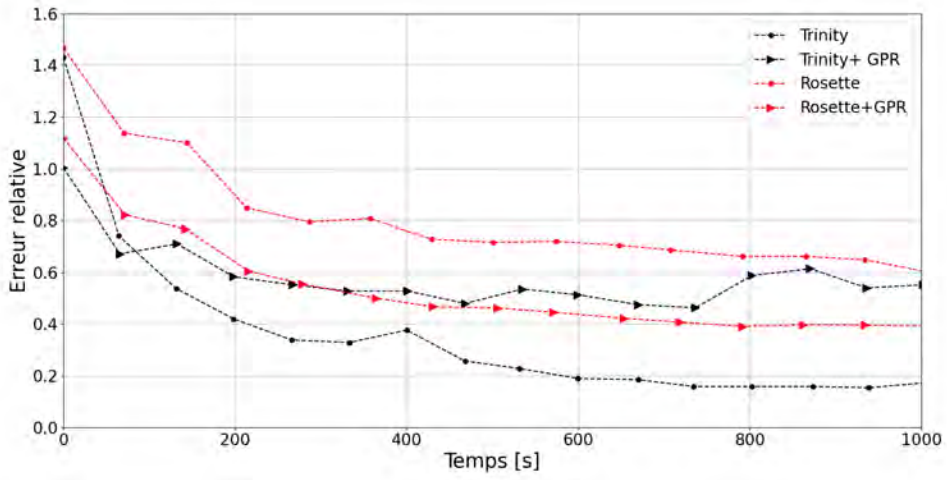


FIGURE 6.5 – Erreur relative sur la PDF de LWC en fonction du temps pour les trajectoires Trinity (en noir) et Rosette (en rouge) sans cartographie GPR (en rond) et avec (en triangle).

Tout d'abord, comparons les erreurs calculées par la trajectoire Trinity et Rosette sans cartographie par GPR. La trajectoire Trinity semble plus adaptée dans ce contexte de petits nuages, puisque l'erreur sur les PDF de LWC est divisée par deux comparativement à l'erreur de la trajectoire Rosette. La tendance est la même pour les deux explorations, l'erreur se réduisant au cours du temps pour être inférieure à 0.2 pour Trinity et 0.6 pour Rosette. Ce différentiel est aussi visible aux premiers instants de l'exploration, avec un

écart de 0.5 entre les deux erreurs de trajectoire, à l'avantage de Trinity. Nous regardons maintenant l'apport de la cartographie pour les deux types d'explorations. Concernant la trajectoire Rosette, la cartographie améliore la restitution des distributions de LWC dans la section nuageuse, confirmant les résultats pour d'autres types de nuages (Section 6.2.2). A l'inverse, la cartographie emmène des erreurs systématiques dans la prédiction du LWC sur la section nuageuse, puisque celle-ci reste plus ou moins constante après 200 secondes d'exploration autour de 0.4-0.6. Pour autant, si on regarde à la fin de la première minute, la cartographie GPR associée à la trajectoire Trinity donne les meilleurs résultats comparativement à toutes les autres trajectoires et cartographie. Cette erreur importante avec Trinity+GPR vient de la définition même de cette trajectoire. Celle-ci échantillonne en priorité les bords de nuages. En appliquant la cartographie, la surface de la section nuageuse va artificiellement augmenter et les valeurs de LWC modélisées seront biaisées. Sans la cartographie, le modèle Trinity apparaît le plus à même de restituer les valeurs de LWC. Si le nuage est de taille restreinte (diamètre environ égal à 200 m), le rayon de courbure du demi tour du drone dans le nuage sera égal à son rayon. Cela conduit donc à un échantillonnage du cœur et la trajectoire Trinity se comporte comme une trajectoire Rosette.

6.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons défini et testé différentes trajectoires adaptatives. La première étape a été de concevoir deux types d'explorations, Rosette et Trinity, pour échantillonner le cœur et les bords des nuages. Ces trajectoires reposent sur la détection d'une frontière de nuage (seuil de LWC à $10^{-2}\mathrm{g.m}^{-3}$). Pour faire voler les drones numériquement, nous avons utilisé un simulateur de vol nommé Paparazzi ainsi qu'une simulation numérique représentant de la convection nuageuse. Pour cela, le cas BOMEX a été prolongé à la fin de la simulation pendant 30 minutes avec des sorties toutes les 5 secondes. Cette haute fréquence a permis de pouvoir suivre un nuage entre deux pas de temps. Le module CAMS a permis d'intégrer le simulateur de vol dans les données du modèle et ainsi de simuler un vol de drone dans les cumulus de BOMEX.

Lors des explorations, les trajectoires adaptatives ont été couplées avec un système de cartographie utilisant des processus gaussiens afin d'extrapoler les régions où les données sont manquantes et ainsi définir le nuage en deux dimensions en temps réel.

La première trajectoire testée est la trajectoire Rosette. Nous l'avons utilisée dans un nuage fixe, de taille moyenne, et avons conclu que le temps nécessaire à la bonne définition du champ total de LWC ainsi qu'une bonne représentation des distributions de PDF pour le LWC, Θ et w était de l'ordre de 2-3 minutes avec en parallèle l'utilisation d'une cartographie reposant sur des processus gaussiens. Ce temps correspond à plusieurs transects dans le nuage, augmentant significativement le nombre de passages dans un seul et même nuage. Également, nous avons démontré que la cartographie en deux dimensions des sections échantillonnées est plus efficace que le vol de deux drones en parallèle, réduisant l'erreur sur la distribution de LWC de plus de moitié. Dans cette étude, il n'a pas été possible de réaliser la cartographie pour ces deux drones volant simultanément mais celui-ci est en projet pour un futur article. Ensuite, nous sommes passés dans un cas dynamique. Ici, le suivi de nuage a été plus compliqué, tant l'advection était forte (6-8 $\mathrm{m.s}^{-1}$ comparée au 15 $\mathrm{m.s}^{-1}$ de la vitesse du drone). Pour autant, il a été possible de quantifier de manière fine les distributions des variables dans le nuage mouvant pendant la phase mature du nuage.

Dans cette première analyse, nous nous sommes rendu compte que la trajectoire Rosette était moins efficace pour les petits nuages. Alors, le choix a été fait de tester la trajectoire Trinity dans un nuage ayant un diamètre plus petit. Les résultats ont montré que la trajectoire Trinity était plus efficace en réduisant l'erreur sur les PDF du LWC.

Dans l'optique de préparer la campagne EUREC4A, les deux trajectoires Rosette et Trinity ont donc été validées, la première pour les nuages de taille conséquente et la deuxième pour les petits nuages.

Chapitre 7

Vers une nouvelle forme d'observation : l'échantillonage adaptatif



"Les problèmes ne se règlent pas comme la pluie" Proverbe barbadien

Sommaire

7.1 Campagne EUREC^{4}A 156
7.1.1 Contexte de la campagne 157
7.1.2 Déploiement instrumental 157
7.1.3 Climatologie de la période EUREC^{4}A 159
7.2 Les vols de drones NEPHELAE dans EUREC^{4}A 163
7.2.1 La prévision des vols de drone 163
7.2.2 Descriptif des vols 164
7.2.3 Validation des données des capteurs embarqués 167
7.3 Analyse des structures nuageuses de la campagne 168
7.3.1 Résumé de l'article en français 168
7.3.2 Article : *Quantifying thermodynamical properties and temporal evolution of fair-weather cumulus during EUREC^{4}A field campaign with Remotely Piloted Aircrafts* 168
7.3.3 Autres résultats de la campagne 194
7.4 Conclusion 194

7.1 Campagne EUREC^{4}A

La mise en application des différentes stratégies d'exploration a eu lieu durant la période Janvier-Février sur l'île de la Barbade, simultanément avec la campagne internationale EUREC^{4}A. Nous détaillerons tout d'abord les enjeux de cette campagne avec la situation météorologique associée ainsi que les différents résultats obtenus grâce aux vols de drones pour ensuite faire une comparaison avec la simulation BOMEX décrite précédemment.

7.1.1 Contexte de la campagne

L'île de la Barbade, d'environ 430 km^2 se situe à l'extrémité est de la mer des caraïbes, formant ainsi avec d'autres îles l'archipel des Antilles (voir Figure 7.1). Cette région du globe est soumise au régime des vents d'alizés, comme pour l'île de la Réunion, une très grande partie de l'année. De par sa configuration plus à l'est que les autres îles (île à l'ouest la plus proche à 145 km, terre la plus proche à l'est à 3700 km), la Barbade ne subit aucune répercussion des circulations des îles avoisinantes. A la différence de l'île de La Réunion, son relief est peu élevé, le point le plus haut culminant à 340 m. La convection de pente est donc inexistante mais n'empêche pas que de la convection locale puisse se mettre en place. A cette configuration géographique vient s'ajouter des infrastructures rendant possible l'observation en continu de l'atmosphère tel que l'aéroport où des radiosondages sont réalisés quotidiennement ainsi que des observatoires situés à l'extrémité de l'île. De ce fait, la Barbade et son espace maritime ont été le lieu de nombreuses autres campagnes de mesures, comme BOMEX en 1969. EUREC^{4}A se positionne comme une suite logique à cette ancienne campagne, les instruments de mesure ayant évolué durant ces dernières décennies.

La campagne EUREC^{4}A s'est tenue durant la période hivernale pour l'hémisphère Nord, du 20 janvier au 20 février. Tout d'abord d'une initiative européenne, elle s'est vue renforcée par la coopération avec les instituts américains dans le cadre du projet ATOMIC (Atlantic Tradewind Ocean–Atmosphere Mesoscale Interaction Campaign). L'objectif principal de ce projet est de savoir comment la fraction nuageuse des nuages peu profonds peut répondre aux changements de l'environnement de grande échelle, permettant outre la compréhension des liens grande-échelle petite-échelle, de quantifier la robustesse des scénarios proposés en changement climatique. Une question sous-jacente est également l'étude de l'impact des nuages convectifs peu profonds sur les transferts d'énergies pour différentes formes et organisations convectives.

Stevens et al. (2016) ont réalisé une climatologie sur 5 ans grâce à l'observatoire des nuages de la Barbade (voir chapitre suivant). Ils décomposent l'année calendaire en deux périodes : une sèche, allant de décembre à mai et une humide, de mai à décembre, suivant ainsi le déplacement de la ZCIT. Durant la saison sèche, ils estiment que la fraction nuageuse des nuages bas (< 3 km d'altitude) atteint les 35% en moyenne sur le premier kilomètre et diminue à 10% à 3 km pour rester constante jusqu'au sommet de la troposphère. La convection profonde est quasi inexistante et l'étude des cumulus d'alizés peut se faire sans impact des cumulonimbus. Le choix d'une campagne de janvier et février est donc tout à fait justifié.

7.1.2 Déploiement instrumental

Observatoire des nuages de la Barbade

L'observatoire des nuages de la Barbade (BCO, The Barbados Cloud Observatory), installé en avril 2010, se situe sur la pointe la plus à l'est de l'île, à Ragged Point(BCO sur la Figure 7.2). Il permet de faire une climatologie durant le mois de campagne grâce à de nombreux instruments installés comme notamment un abri instrumental permettant d'avoir la température, l'humidité, la pression, l'intensité et la direction du vent, le taux de précipitation ainsi que l'éclairement solaire. Ces instruments météorologiques classiques s'accompagnent aussi d'instruments de télédétection pour avoir la composition verticale de l'atmosphère (Lidar Raman, radar nuage et pluie, lidar doppler ainsi qu'un radiomètre) et des caméras. Pendant la campagne drones de 2020, l'observatoire a été d'une aide précieuse pour planifier les plans de vols grâce aux données de vent, permettant de délimiter une zone d'exploration, parallèle à ce vent. Le ceilomètre et le radar-nuage ont permis de déterminer l'altitude de la base des nuages et d'en déduire l'altitude de vol et une altitude maximale à ne pas dépasser pour l'étude des propriétés des cumulus. L'ensemble des détails de l'observatoire est récapitulé dans Stevens et al. (2016).

Les contributions internationales

Trois avions de recherche ont été mobilisés durant la campagne. L'ATR-42, avion opéré par l'équipe Safire de Météo-France (Chazette et al., 2020), le HALO opéré par différents laboratoires allemands ainsi

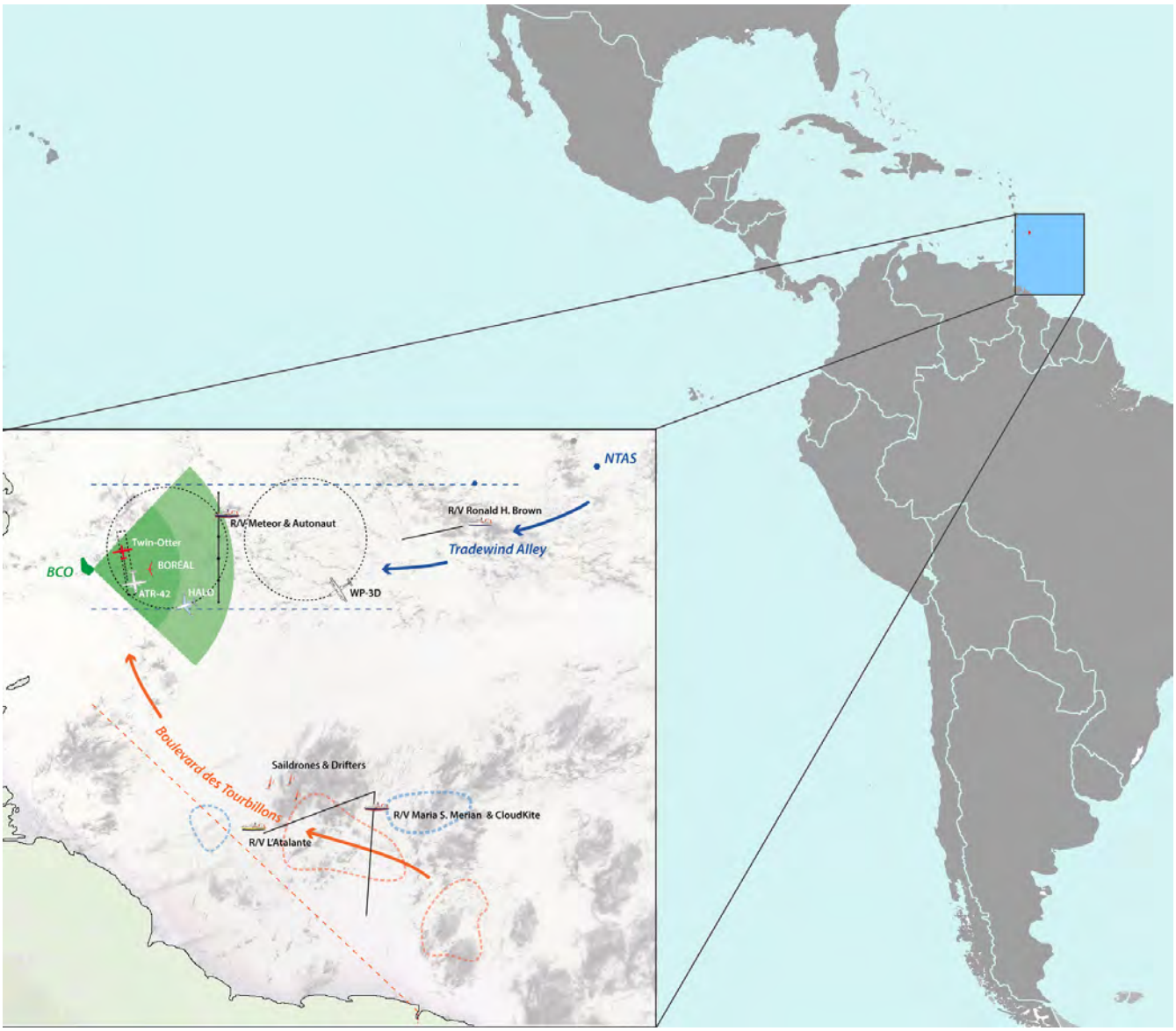


FIGURE 7.1 – Domaine des opérations avec en vert, l'île de la Barbade et le champs de vision du PolidiRad, en traits noirs unis, les trajectoires des bateaux, en pointillés noirs les trajectoires des avions, en traits bleus, les vents d'alizés et en traits oranges, les courants marins.Issu et modifié de Stevens et al. (2020).

que le Twin-Otter, provenant de la British Antarctic Survey ont réalisé des vols sur plusieurs milliers de kilomètres et ont ainsi permis d'obtenir des données sur la microphysique nuageuse ainsi que les différents flux atmosphériques (traits noirs unis sur la Figure 7.1).

L'Atalante,opéré par l'Ifremer, le Maria S. Merian, opéré par IOW (Leibniz-Institut fur Ostseeforschung, en français Institut Leibniz pour la recherche en mer Baltique), le Meteor opéré par l'université de Hambourg ainsi que Le Ronald H Brown, opéré par la NOAA sont tous des bateaux de recherche, se focalisant sur les interactions océan-atmosphère (pointillé noir sur la Figure 7.1).

Deux autres équipes ont opéré des drones durant la campagne, tous ayant leur base de lancement sur le camp de lancement de Morgan Lewis, noté ML sur la Figure

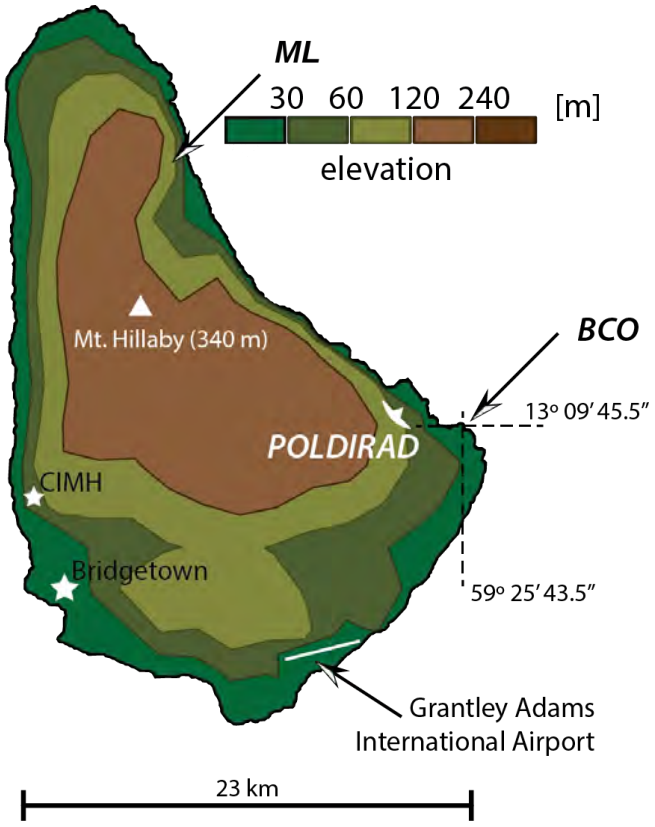


FIGURE 7.2 – Schéma du relief de l'île de la Barbade, avec noté l'observatoire (BCO) et le site de Morgan Lewis (ML), adapté de Amante and Eakins (2009).



FIGURE 7.3 – Photo de l'observatoire des nuages de la Barbade

7.1.3 Climatologie de la période EUREC^{4}A

Grâce au ceilomètre installé à BCO, il est possible de suivre, sur la Figure 7.4, les journées où la présence de cumulus est établie et les jours où ceux-ci amènent à des précipitations. Sur les 20 jours représentés, 2 jours (22-23 janvier) voient des précipitations intenses se produire en journée, en lien avec la présence de convection profonde sur la zone. Pour le reste de la campagne, pas ou très peu de pluie sont à noter.

En ce qui concerne la base des cumulus, celle-ci évolue entre 400 m au minimum et 800 m au maximum avec une moyenne entre 500 et 600 m. Pour une majorité de jours, un cycle diurne semble se dessiner au niveau de cette hauteur de base avec généralement une variation de 200 m entre le lever du soleil (9-10 h UTC, 5-6 h heure locale) et le maximum de l'après midi (17-18 h UTC, 13-14 h heure locale).

Dans l'ensemble de la période d'étude, la présence de cumulus d'alizés est donc importante ce qui permet d'obtenir un grand panel de jours potentiellement utilisables pour l'analyse de cumulus.

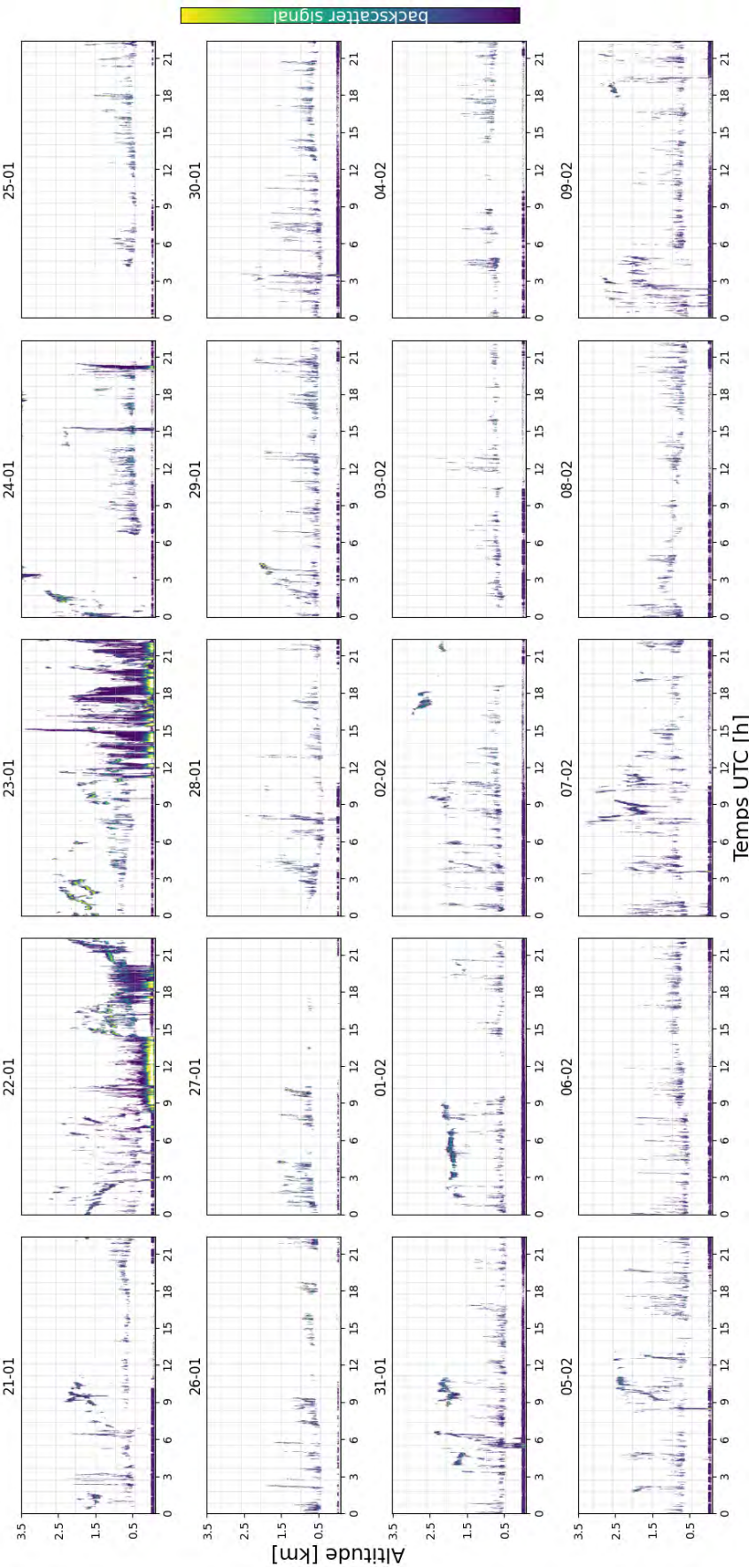


FIGURE 7.4 – Série temporelle du signal rétro-diffusé par le ceilomètre à BCO du 21 janvier au 9 février 2020.

Des radiosondages ont été effectués durant la campagne à un rythme de 6 lancés par jour, généralement vers 2h45, 6h45, 10h45, 14h45, 18h45 et 22h45 UTC. Les variables d'état mesurées telles que la pression, la température potentielle ou encore le contenu en vapeur d'eau permettent de caractériser la couche limite océanique. Sur la Figure 7.5 sont représentés les profils verticaux moyens, en ligne noire, de q_v ainsi que la Θ sur les 1000 premiers mètres de tous les sondages du 21 janvier au 9 février. Le contenu en vapeur d'eau avoisine en moyenne les 16 $g.kg^{-1}$ dans les 20 premiers mètres puis décroît lentement pour atteindre les 15 $g.kg^{-1}$ autour de 500 mètres, qui correspond généralement à la base des cumulus. La diminution est plus rapide entre 500 et 1000 m avec une baisse de 3 $g.kg^{-1}$ dans la couche nuageuse. On observe une variation (aire bleutée foncée pour les 25-75ème percentiles, aire bleutée claire pour les 10-90ème percentiles) de l'ordre de 1 $g.kg^{-1}$ sur toute la colonne, ce qui montre une certaine stationnarité dans les conditions atmosphériques. Concernant la température potentielle, celle-ci est supérieure à 25°C près de la surface puis décroit très rapidement de quelques dixièmes de degrés avant d'être constante dans la partie sous nuageuse (500 m). L'inversion est marquée au-dessus de cette limite (+1.7 K en 500m) jusqu'à 1 km d'altitude. Ce profil de Θ correspond à une température plus décroissante sur la verticale dans les 500 premiers mètres (-4 K en 500 m) que sur la partie haute de la CLAM (-3 K entre 500 et 1000m). Quand on regarde l'ensemble des données collectées pendant la campagne, les variations sont plus faibles dans la partie sous-nuageuse (0.5°C) que dans celle nuageuse (1°C). De plus, le profil journalier indique que la couche limite est toujours convective.

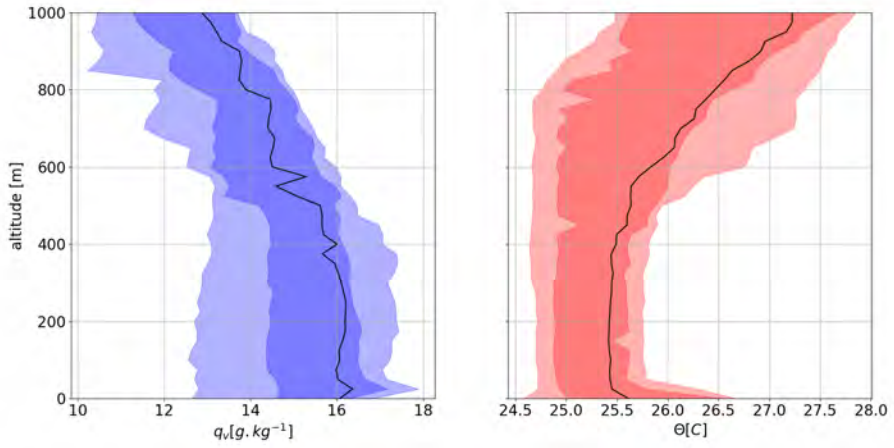


FIGURE 7.5 – Profils verticaux moyens (en noir) de l'humidité spécifique à gauche et de la température potentielle sur la période de la campagne EUREC^{4}A. Les aires foncées correspondent aux 25-75 ème percentiles, les aires claires aux 10-90ème percentiles.

Les profils verticaux témoignent donc d'une CLAM convective marquée, tel que nous pouvons le retrouver dans les observations de BOMEX ((Siebesma and Cuijpers, 1995)). Dans les études de (Albright et al., 2020) et (Stephan et al., 2020), les profils verticaux retrouvés grâce aux sondages faits en mer sur les bateaux de recherche montrent une certaine cohérence avec ceux de BCO, seule l'humidité spécifique semble être un peu moins importante dans les basses couches (-1 $g.kg^{-1}$). Cela peut s'expliquer par le fait que l'humidité spécifique est plus importante sur terre et que les radiosondages lancés de BCO ressentent l'effet de l'île dans les premières dizaines de mètres.

D'autres études relatant les conditions météorologiques de la Barbade (citepStevens2016) et de la campagne EUREC^{4}A ont été faites ((Dagan and Stier, 2020)).

Un autre élément capital durant cette campagne est la caractérisation du vent. En effet, les alizés soufflent d'ouest en est avec un secteur nord potentiellement établi.

La rose des vents sur la figure 7.6 met clairement en évidence un régime d'alizés établi sur le premier

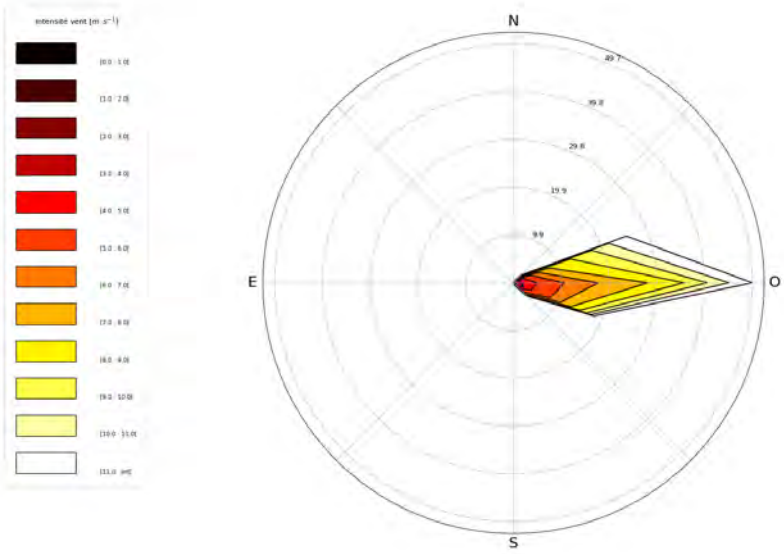


FIGURE 7.6 – Rose des vents durant la campagne EUREC^{4}A sur 1 km d'altitude.

kilomètre de la CLAM puisque le vent mesuré a toujours une direction provenant du nord-est au sud-est. L'intensité des alizés est variable, mais se situe entre 0 et 8 $\mathrm{m.s^{-1}}$ plus de 70 % du temps et quelques pics d'intensité ont été relevés avec des vents pouvant atteindre jusqu'à 14 $\mathrm{m.s^{-1}}$. Ces données de vent sont importantes à prendre en compte, surtout pour la prévision des vols de drones car celui-ci contraint les trajectoires et les explorations pouvant être réalisées.

7.2 Les vols de drones NEPHELAE dans EUREC^{4}A

7.2.1 La prévision des vols de drone

Avant chaque jour de mission, nous faisions un bilan de la situation météorologique de la zone de survol, la veille et le matin même. Pour cela, les modèles de prévision numérique globaux tels que ceux du centre européen ECMWF et celui de Météo-France Arpège permettent de quantifier la fraction nuageuse correspondant à des nuages bas sur la situation barbadienne. Pour plus de précisions, nous utilisions également les prévisions du modèle de PNT AROME-OM Antilles qui pour cette campagne était disponible avec une résolution horizontale de 1.3 km.

Également, quelques heures avant le début des opérations, une visualisation de l'état général de la zone de survol est faite grâce aux données satellitaires. Sur la zone d'étude, le satellite géostationnaire GOES-16 déployé par la NASA et la NOAA, centré sur 75.2 degrés ouest, permet d'avoir une visualisation des deux Amériques. Un radiomètre embarqué permet de visualiser l'atmosphère suivant plusieurs longueurs d'ondes. Les aérosols et l'ensemble des nuages sont imagés dans un canal visible ($\Delta \mathrm{X} = 500\mathrm{m}$), la taille des particules nuageuses dans le proche infrarouge ($\Delta \mathrm{X} = 2\mathrm{km}$), et les nuages chauds, même pendant la nuit, dans l'infrarouge ($\Delta \mathrm{X} = 2\mathrm{km}$). La fréquence d'envoi de ces données est de 10 minutes ce qui nous a permis d'anticiper la venue ou l'apparition de nuages sur la zone de survol.

7.2.2 Descriptif des vols

Bilan des vols

Sur l'ensemble de la campagne, 52 vols ont pu être effectués et 42 vols sont exploitables (instruments dysfonctionnants, vols avortés...). Leurs trajectoires diffèrent, mais sont toujours planifiées avec le même objectif : un hippodrome perpendiculaire au vent d'advection, avec un potentiel suivi de nuage, dans le sens du vent comme montré sur la Figure 7.8. La distance maximale atteinte avec le trait de côte est d'environ 11 km (0.1 degrés) sur une zone de survol autorisée de 15 km longitudinalement et 5 km latitudinalement. Pour la hauteur réglementaire de vol, celle-ci est fixée à 1000 m le matin et 2000 m l'après-midi avec autorisation.

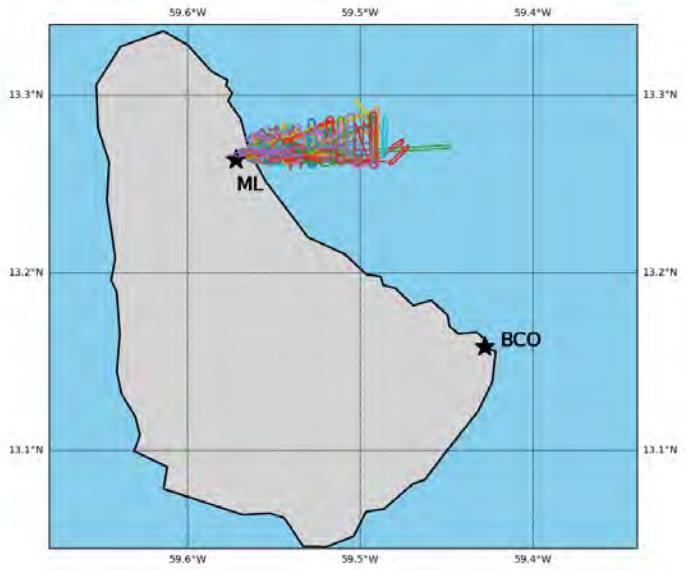


FIGURE 7.7 – Superposition de tous les plans de vol durant la campagne EUREC^{4}A-NEPHELAE

Sur les 42 vols exploitables, 10 ont été effectués par le drone SkyWalker 7, 22 par le drone numéro 10 et 10 par le drone numéro 12. Le total de tous ces vols représentent plus de 42h d'exploration, avec plusieurs plans de vols différents. Au début de la campagne, les plans ont été fixés au préalable pour que les drones réalisent des legs transversaux au vent d'advection, suivant la forme d'un hippodrome. Ces vols correspondent au vol numéro 1 jusqu'au 10 comme montré sur le Tableau 7.1 avec l'acronyme H. Le 31 janvier, deux profils verticaux ont été réalisés avec le drone numéro 10 (acronyme P sur le Tableau 7.1) puis le premier février, les vols adaptatifs ont été réalisés entre le 1er février et le 9 février (acronyme A sur le Tableau 7.1) avec un total de 17 vols adaptatifs.

La moyenne de durée de vol pour l'ensemble de la campagne est de 61 minutes avec environ 20 minutes de mise en place des trajectoires. Ces 20 minutes correspondent au temps de montée, d'instauration au large des côtes et de retour sur terre.

Numéro vol	Date	ID UAV	décollage (LT)	Atterrissage (LT)	Durée (min)	type
1	27/01/20	12	11 :08 :00	12 :08 :00	60	H
2	28/01/20	10	10 :17 :00	11 :20 :00	63	H
3	28/01/20	10	15 :52 :00	16 :49 :00	57	H
4	28/01/20	12	15 :52 :00	16 :54 :00	62	H
5	29/01/20	10	11 :30 :00	12 :28 :00	58	H
6	29/01/20	10	14 :32 :00	15 :37 :00	65	H
7	29/01/20	10	16 :17 :00	17 :25 :00	68	H
8	29/01/20	12	11 :31 :00	12 :25 :00	54	H
9	29/01/20	12	14 :43 :00	15 :40 :00	57	H
10	29/01/20	12	16 :17 :00	17 :27 :00	70	H
11	31/01/20	10	10 :45 :00	11 :26 :00	41	P
12	31/01/20	10	11 :32 :00	12 :09 :00	37	P
13	01/02/20	10	14 :30 :00	15 :33 :00	63	A
14	01/02/20	12	14 :31 :00	15 :34 :00	63	A
15	02/02/20	12	09 :36 :00	10 :25 :00	49	A
16	04/02/20	10	15 :35 :00	16 :37 :00	62	H
17	04/02/20	12	12 :48 :00	14 :07 :00	79	A
18	04/02/20	12	15 :35 :00	16 :58 :00	83	A
19	05/02/20	10	08 :06 :00	09 :08 :00	62	A
20	05/02/20	10	10 :16 :00	11 :20 :00	64	A
21	05/02/20	12	10 :17 :00	11 :17 :00	61	H
22	06/02/20	7	11 :33 :00	12 :28 :00	55	A
23	06/02/20	10	12 :55 :00	13 :52 :00	57	H
24	06/02/20	10	14 :45 :00	15 :42 :00	57	A
25	06/02/20	10	15 :57 :00	16 :43 :00	46	A
26	07/02/20	7	10 :01 :00	10 :52 :00	51	H
27	07/02/20	10	10 :00 :00	10 :55 :00	55	H
28	07/02/20	10	12 :07 :00	13 :16 :00	69	H
29	08/02/20	7	09 :30 :00	10 :43 :00	73	A
30	08/02/20	7	11 :06 :00	12 :10 :00	64	H
31	08/02/20	7	13 :51 :00	14 :47 :00	56	A
32	08/02/20	7	15 :21 :00	16 :08 :00	47	A
33	08/02/20	10	09 :29 :00	10 :50 :00	81	P
34	08/02/20	10	11 :07 :00	12 :04 :00	57	P
35	08/02/20	10	13 :48 :00	14 :51 :00	63	A
36	08/02/20	10	15 :07 :00	16 :15 :00	68	H
37	09/02/20	7	08 :13 :00	09 :22 :00	69	A
38	09/02/20	7	09 :53 :00	10 :55 :00	62	A
39	09/02/20	7	14 :19 :00	15 :24 :00	65	A
40	09/02/20	7	15 :49 :00	16 :52 :00	63	A
41	09/02/20	10	08 :16 :00	09 :25 :00	69	P
42	09/02/20	10	09 :53 :00	10 :52 :00	59	H

TABLE 7.1 – Récapitulatif des vols de drones pendant la campagne EUREC^{4}A.

Les différents types d'exploration

Comme montré dans le tableau 7.1, différents types d'explorations ont été réalisés. Les hippodromes ont pour objectif de réaliser des statistiques sur des traversées uniques dans les nuages afin de visualiser la structure unidirectionnelle des cumulus. Les vols adaptatifs ont pour objectif de cartographier les sections horizontales des cumulus ainsi que leurs évolutions temporelles.

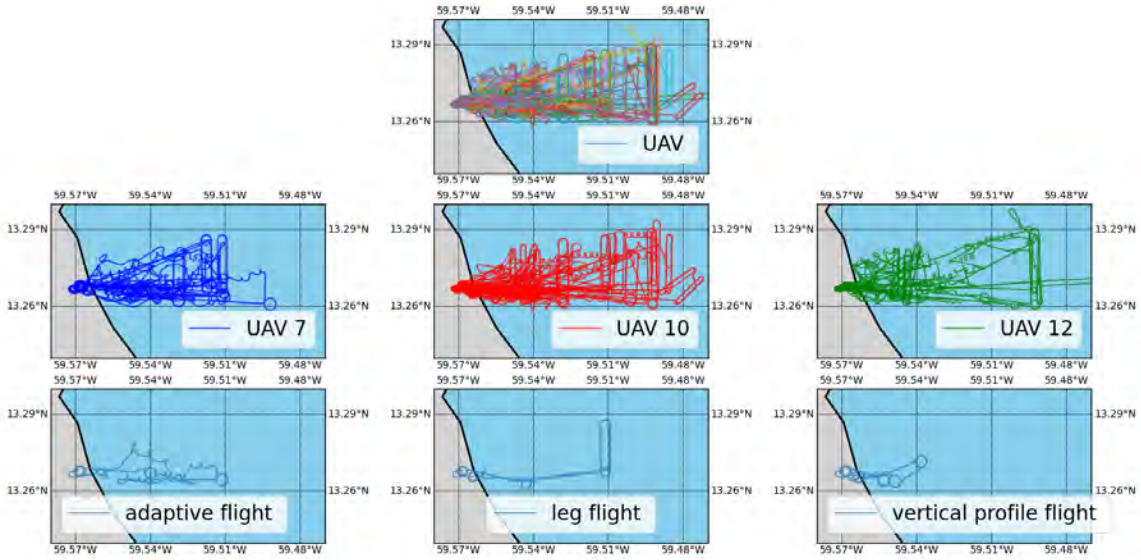


FIGURE 7.8 – La première ligne représente l'ensemble des vols réalisés pendant la campagne, la deuxième ligne représente les trajectoires des 3 différents drones et la troisième ligne montre les des exemples des types d'explorations à savoir une exploration adaptative, un hippodrome et des profils verticaux.

Les transects directs

En amont de toutes observations pour suivre un nuage, il a fallu définir la réponse du Cloud Sensor à la présence d'eau liquide pour les cumulus de la Barbade. Il a été décidé de réaliser des hippodromes, d'une longueur variable mais aux alentours des 5 km et ce, en étant perpendiculaire au vent d'advection, défini avant chaque vol. Cela permet de maximiser les traversées nuageuses potentielles.

Le suivi de nuage

Avant de lancer la mission de suivi de nuage, le même principe d'hippodrome est mis en place. Si une traversée de nuage est jugée intéressante (diamètre suffisant, LWC max > 0.1 $\mathrm{g.m^{-3}}$), la mission de suivi du nuage est alors déclenchée. L'intérêt de faire des hippodromes loin des côtes permet de suivre le nuage sur une distance suffisante avant qu'il ne se situe au-dessus des terres barbadiennes, où le survol de drone est interdit. Le but de cette mission est de calculer les champs horizontaux des variables nuageuses et ainsi de décrire le mélange qui s'y opère (homogène ou hétérogène, faible ou fort). Le suivi de nuage peut être fait en parallèle avec plusieurs drones. Si le premier drone détecte un nuage jugé intéressant, le deuxième drone est amené à cette localisation, sur un niveau vertical différent. L'intérêt de cette mission est de calculer la différence des variables thermodynamiques sur la verticale et ainsi quantifier le mélange qui s'y produit entre ces deux niveaux verticaux. Cette mission sur deux niveaux verticaux a été exécutée le 8/02 et est présentée dans la section suivante.

7.2.3 Validation des données des capteurs embarqués

Traitement des sondes PTU

Les 42 vols ont été réalisés par les SkyWalker 7,10 et 12. Les capteurs embarqués sont du même prototype mais pour autant, les étalonnages ne sont pas les mêmes. En tout premier lieu, un calibrage sur les pressions semble indiquer que celles-ci sont validées sans biais systématiques. Pour calculer les variables thermodynamiques intrinsèques au cumulus, il faut une mesure précise sur les valeurs de température et humidité, tant les variations sont parfois infimes. Pour les températures, un biais systématique de 3 K sur l'UAV-7 et 2.6 K sur l'UAV-10 a été mesuré après la campagne. Cette mesure de biais a été soustraite à chaque mesure de la campagne. Les capteurs d'humidité ont également été étalonnés en amont de la campagne puis au retour des instruments. Les mesures avant et après semblent indiquer que la sonde d'humidité n'a pas subi de dérives pendant la campagne pour l'UAV-7 et 10. Malheureusement, le drone UAV-12 a été perdu en vol durant la campagne ce qui a rendu toute correction a posteriori impossible.

L'ensemble des montées de chaque drone ont été comparées aux profils des radiosondages réalisés au BCO comme montré sur la figure 7.9. Pour les profils verticaux de q_v, les sondes d'humidité semblent bien représenter les profils moyens dérivés de BCO avec une nuance à apporter sur les basses couches aux alentours des 200 m. La sonde d'humidité étant très sensible aux variations d'humidité et possèdent une inertie plus importante que la sonde de température, il est possible que le taux d'humidité mette du temps à s'aligner sur les profils de l'atmosphère, sachant que les drones restent plus de dix minutes au sol avant un décollage.

Pour la sonde disposée sur l'UAV-12, une forte disparité existe comparativement aux profils de BCO. Outre une valeur plus faible qu'observé par BCO, il semble que le capteur ne mesure pas une humidité correcte dans la couche nuageuse.

Ces disparités de basse couche et de l'UAV-12 ne sont pas visibles dans les profils verticaux de Θ où les profils moyens des drones sont dans l'écart-type de ceux de BCO.

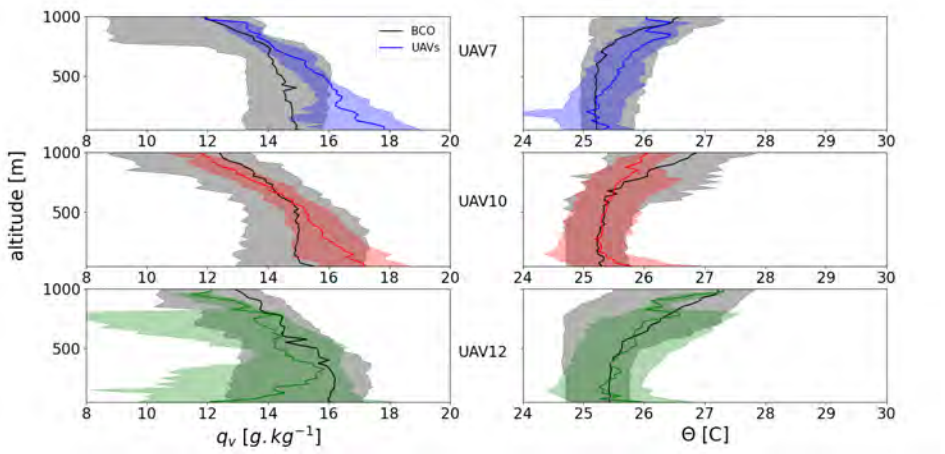


FIGURE 7.9 – Profils verticaux de q_v et température potentielle pour chaque drone pendant la campagne comparés aux données des radiosondages de BCO.

Sur l'ensemble des vols, il a été décidé de ne pas prendre les données de l'UAV-12 pour calculer les variables thermodynamiques reliées directement à l'humidité.

Traitement sur le capteur de nuage

Le capteur de nuage, calculant l'extinction de l'air échantillonné, est dépendant de la concentration d'aérosols présents. L'étude de Stevens et al. (2016) montre que la présence d'aérosol est la plus faible pour les mois de janvier et février dans la zone barbadienne avec un AOT (Aerosol Optical Thickness) inférieur à 2.10^{-2}, correspondant à la quasi inexistence de poussières désertiques. Les masses d'air sont principalement composées de sels marins, probablement plus hygroscopiques. Il y a alors un faible risque de pollution dans le signal du Cloud Sensor impliquant une signal de fond constant. Cependant, un épisode de poussières désertiques provenant du Sahara dans les derniers jours du mois de Janvier 2020 a été observé notamment grâce au spectromètre de masse disposé sur le site de BCO. Cet épisode a provoqué une certaine bruine non-constante, ce qui nous amène à ne pas sélectionner les jours du 28, 30, 31 janvier pour l'analyse de Cloud Sensor (Chazette et al. (2020)).

7.3 Analyse des structures nuageuses de la campagne

Dans cette partie, nous étudions les premiers résultats des vols de drones NEPHELAE dans la campagne EUREC^{4}A. Sur tous les vols réalisés, nous nous focalisons sur certains vols qui permettent de décrire les structures nuageuses observées sur la Barbade et sur la capacité des drones à suivre des cumulus d'alizés pour ensuite les décrire thermodynamiquement. Nous la présentons sous forme d'article.

7.3.1 Résumé de l'article en français

Deux approches durant la campagne EUREC4A ont été testées. La première a consisté à réaliser des hippodromes perpendiculaires au vent d'advection où différents cumulus ont été traversés une seule fois. Des statistiques ont montré que les nuages de grande taille (longueur supérieure à 500 m) possédait un cœur associé à de fortes valeurs d'eau liquide, de flottabilité et de contenu en eau total et une enveloppe associée à une flottabilité négative. Les nuages inférieurs à 500 m sont généralement forcés puisque leur flottabilité reste négative. Également, des suivis de nuages ont permis de renseigner les hétérogénéités dans les cumulus évoluant dans le temps.

7.3.2 Article : *Quantifying thermodynamical properties and temporal evolution of fair-weather cumulus during EUREC^{4}A field campaign with Remotely Piloted Aircrafts*

Cet article est en préparation et sera soumis prochainement.

Quantifying thermodynamical properties and temporal evolution of fair-weather cumulus during $EUREC^4A$ field campaign with Remotely Piloted Aircrafts

Nicolas Maury[1], Gregory C. Roberts[1,2], Fleur Couvreux[1], Titouan Verdu[3,4], Pierre Narvor[3], Simon Lacroix[3], and Gautier Hattenberger[4]

[1]Centre National de Recherches Météorologiques, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

[2]Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, La Jolla, USA

[3]Laboratoire d'Analyse et d'Architecture des Systèmes, Université de Toulouse, CNRS, Toulouse, France

[4]Ecole Nationale de l'Aviation Civile, Université de Toulouse, Toulouse, France

Correspondence: Nicolas Maury (nicolas.maury@meteo.fr) and Gregory C. Roberts (greg.roberts@meteo.fr)

Abstract. Cumulus are key elements of the climate. It is therefore important to be able to better represent these clouds in numerical simulations but first to have a better spatial and temporal description of their thermodynamic properties. However, trade wind cumuli are difficult to measure because their life span does not exceed 30 minutes and their surface area is often less than one kilometer-squared. Adaptive sampling by a fleet of RPAs provides a novel method to improve observations of such clouds and characterize the processes that impact their microphysical properties and their lifetimes. For this purpose, new RPAs sampling strategy was implemented during the NEPHELAE - EUREC4A campaign in January and February 2020 in Barbados. Statistics show that large clouds (transect length greater than 500 m) have a core associated with positive buoyancy, high values of liquid water, and an envelope associated with negative buoyancy. Clouds smaller than 500 m are generally forced-cumuli since their buoyancy remains negative. It was also shown that clouds appear to be less affected by mixing if their diameter exceeds 500 m. The second sampling strategy utilizes sensor-driven adaptive sampling to autonomously follow a cloud for the duration of its lifetime. It provides insight into entrainment mixing and its impact on cloud microphysical and optical properties.

1 Introduction

Cumulus clouds cover much of the subtropical region, especially in the trade wind regimes. However, there are large uncertainties in the response of these clouds to global warming (Bony et al. (2008)). Since the General Circulation Models (GCMs) have larger mesh sizes than individual cumulus clouds, parameterizations are needed to represent their mean effect on the resolved variables as total liquid water or buoyancy. There is still a need to refine our understanding of such clouds and how they respond to changes in thermodynamical environment. Large Eddy Simulation (LES) allows the explicit resolution of shallow convection and have provided a detail understanding of the main processes involved in cumulus ((Heus and Jonker, 2008), (Neggers et al., 2003)). They have therefore become a central tool in the development of parameterizations for regional and global models. The LES, in turn, also include sub-grid parameterizations such as turbulence and microphysics parameterizations and thus contain model uncertainties.The validation of the LES simulations is often done by comparison to in-situ observations from measurement campaigns, in particular those measuring the macroscopic and thermodynamic properties of cumulus clouds.

The classical approach to in-situ observations consists of transecting the cumulus clouds with research aircraft to obtain horizontal profiles of the clouds ((Roberts et al., 2008), (Burnet and Brenguier, 2010)). Studies as Katzwinkel et al. (2014) have shown that cumulus clouds are composed of a core, associated with updrafts and high values of LWC, and an envelope surrounding the clouds, composed of downdrafts, compensating for the positive mass flux of core. As described by Hoffmann et al. (2014), single transects in cumulus clouds overestimate the cumulus core, at the expense of other cloudy regions near cloud edges. Also, a transect in a cloud can only define a given instant in the cloud life cycle. However, the climate models need to represent the impact of the whole population of cumulus clouds, from the clouds in its development phase to the ones in its maturity and dissipation phase. Katzwinkel et al. (2014) show that thermodynamic properties of the clouds change during these three phases of the cloud life cycle. In the development phase, the almost entire cloud is defined by an ascending core and a thin subsiding envelope. The clouds in the maturity and dissipation phase are composed mainly of a negative buoyancy, with associated downdrafts and a decrease in LWC.

In the last fifteen years traditional piloted research aircraft have allowed us to characterize the temporal evolution of a horizontal section of cloud (Burnet and Brenguier (2007)). However, research aircrafts remain a limited means to follow a cloud continuously because after having pierced the cloud once, it takes several minutes to return to the same cloud allowing only two or three transects in the rest of the life cycle of the cumulus (Barnes et al. (1996)).

Moreover, embedded sensors can driven adaptive sampling by detecting the cloud borders and take into account for advection to autonomously sample the cloud for the duration of its lifetime. Verdu et al. (2019) describe different scenarios of adaptive sampling by RPA. They were then tested virtually in a simulated cumulus field for an oceanic non-precipitating cumulus cloud with a diameter between 500 m and 1 km in Maury et al. (2021). Also, the ability of the RPA to detect the cloud boundary leads to repeated-exploration in a static cloud (no advection, no temporal evolution) to estimate the total LWC and its distribution in the cloud cross section. It was also shown that the total LWC could be better reconstructed by an RPA when combined with mapping using Gaussian Process Regression (GPR): a correct reconstruction was obtained in 3 minutes, which is sufficiently

small compared to the cloud lifetime (15-30 minutes). When exploring the temporal and spatial of the cumulus cloud, the center of the cloud mass is automatically re-calculated after each transect and advected using measured horizontal winds.

This work motivated the deployment of RPA in January and February 2020 during the field campaign EUREC^{4}A (ElUcidating the RolE of Cloud-Circulation Coupling in ClimAte,Stevens et al. (2020)), Barbados is well-know for trade wind cumuli (Bony et al. (2017)). RPA followed the evolution of trade-wind cumuli east of Barbados up to 15 km from the coast

The objective of this paper is to present measurement of the evolution of trade wind cumulus clouds using RPAs and compare them to LES outputs.

Section 2 presents the instrumental payload deployed during the field campaign and the calibration validation of the optical cloud sensor on-board the RPA. Section 3 first shows a statistical study of all the different clouds sampled by RPAs and then presents the first measurement of adaptive sampling by RPAs that follows an individual cloud and observes its temporal evolution of the thermodynamic properties.

2 Methodology

2.1 RPAs payload instrumentation

2.1.1 PTU probe

The SkyWalker-X6 are ultra-light RPAs, with a weight without payload of 2.5 kg allowing a great maneuverability of the operators and a flight time of about 1h30. However, this weight does not allow it to carry heavy instruments. The PTU probe (pressure, temperature and relative humidity, Fig 2,a) as well as embedded camera and a GPS-based autopilot (PPRZ, Hattenberger et al. (2014)) are therefore miniaturized.

The water vapor content (q_v) has been calculated as:

$$\mathrm{p_{sat}} = \exp(23.3265 - \frac{3802.7}{\Theta + 273.18} - (\frac{472.68}{\Theta + 273.18})^2) \quad ; \quad r_v = \frac{0.622 \mathrm{p_{sat}}.\mathrm{RH}}{101325 - \mathrm{p_{sat}}.\mathrm{RH}} \quad ; \quad q_v = \frac{r_v}{1 + r_v}, \tag{1}$$

where Θ represents the potential temperature, RH the relative humidity and p_{sat} the saturated vapor pressure.

2.1.2 Validation of Cloud Sensor

To describe the microphysical properties of cumulus clouds, a Cloud Sensor (CS,Nicoll and Harrison (2012)) is embedded using a three-wavelength cloud sensor that measured extinction (Fig 2,b) with a temporal resolution oequal to 10 Hz, corresponding to a spatial resolution of approximately 1.5 meters.

The cloud sensor is used to detect the presence of a cloud with three wavelengths (blue, λ = 505 nm; orange, λ= 590 nm; two near infra-red, λ= 840 nm). The backscatter signal is measured by the receptor to determine extinction(Sanchez et al. (2017)). To study entrainment mixing with conservative variable, the measurement of extinction, defined by Eq. 2 needs to be related

to liquid water content defined by Eq. 2 where Q_{ext} is the extinction efficiency, r is the radius of droplet, n(r), the number of droplets at radius r and, ρ_w is the liquid water density.

$$\sigma_{ext} = \sum_{n=r_{min}}^{r_{max}} Q_{ext}\pi r^2 n(r) \quad ; \quad LWC = \sum_{n=r_{min}}^{r_{max}} \rho_w \frac{4}{3}\pi r^3 n(r) \tag{2}$$

To estimate the liquid water content (LWC) from the CS extinction measurement, a comparison between the CS and the FM100 (Fog Monitor 100) has been performed during the BIOMAIDO (Bio-physicochemistry of tropical clouds at Maîdo, Leriche and Colomb (2020)) campaign in La Reunion island. The FM100 measures cloud droplet size distributions between 2 and 50 μm diameter and was co-located with the CS. During a period of five days, both instruments measured the cloud microphysical properties during different types of convection (slope convection, shallow and deep convection).

To obtain a value of LWC with the measurement of the CS, it is necessary to link the extinction measured by the FM100 with the LWC of the FM100 and then in a second time, link the extinction measured by the CS and that measured by the FM100. The Fig 3,a shows the values obtained by FM100 for extinction and LWC during the BIOMAIDO campaign in cumulus clouds as a function of color-coded cloud droplet concentrations. The LWC can be approximated by the function of type $LWC = 4.54\beta_{ext}$ (R^2=0.99). The Fig 3,b compares the CS backscatter signal with FM100 extinction and it can be approximated by σCS = 0.336 $\sigma FM100$ (R^2 =0.81). The order of magnitude and LWC measured at La Réunion is within the range of values observed at the Atlantic site near Barbados in Gerber et al. (2008). Only the concentration seems to vary with the associated LWC but this intercomparison validates the cloud sensor for Barbados. The LWC derived by the CS and the LWC measured by FM100 show a good linear dependence as shown in Fig. 3,c (R^2=0.76). In the intercomparison study on Reunion Island, the LWC is between 0.01 (detection threshold of CS) and 0.7 g m^{-3} and the range of effective radii measured is between 3 and 12 micrometers.

2.1.3 Determination of conservative variables

The total water content (q_t) is determined from temperature and relative humidity based on the following equation:

$$r_l = LWC.\frac{R.T}{P} \quad ; \quad q_l = \frac{r_l}{1+r_l} \quad ; \quad qt = q_v + q_l \tag{3}$$

With these two water contents in different phases, the virtual potential temperature Θ_v is defined following Equation 4. The difference between the cloud virtual potential temperature ($\Theta_{v,c}$) and the environment virtual potential temperature ($\Theta_{v,e}$) defines the buoyancy of the cloud air β.

$$\Theta_v = \Theta(1 + (q_v(\frac{rv}{Rd} - 1)) - q_l) \quad ; \quad \beta = 9.81\frac{\Theta_{v,c} - \Theta_{v,e}}{\Theta_{v,e}} \tag{4}$$

2.2 RPA SkyWalker-X6 measurement overview

This study focuses on the analysis of flights conducted by Skywalker-X6 RPAs in the northeastern part of the coast of Barbados during the EUREC^{4}A field campaign ((Stevens et al., 2021)). Morgan Lewis' field (13°16'18 N, 59°34'00 W) was used as a take-off site (black star in Figure 1) with 500 m length in front of the east side of Barbados.

The Skywalker X6 RPA have also been used in previous field campaigns in Ireland and Cyprus to study aerosol-cloud interactions (Sanchez et al. (2017), Calmer (2018), Calmer et al. (2019)). Between 27 January and 9 February, 42 research flights were conducted (see Table 1). The authorized airspace had a trapezoidal shape extending 15 km to the east where the maximum width was 5 km. The flight paths are shown in Figure 1.

RPAs generally flew within the cloud layers, below the maximum altitude of 1000 m.asl (meters above sea level) so as not to interfere with commercial aircraft flights. Also, flights with RAAVEN RPAs under the cloud layer were performed by the University of Colorado as a part of the ATOMIC (the Atlantic Tradewind Ocean-Atmosphere Mesoscale Interaction Campaign) project in the same area.

Three RPAs have been employed during this campaign (SkyWalker-X6 number 7, 10, and 12) but the first two are considered for this paper (see Figure 1a,b). The research flights were divided into different strategies as follows: 19 flights were aimed at making racetracks perpendicular to the wind (H), 5 vertical profiles (P), and 18 flights focused on cloud tracking (A). The RPA continued along the racetrack until arbitrarily transecting the cloud. Once a cloud had been identified, the autonomous cloud tracking was implemented. The January flights (the first twelve) were used to validate the instruments. The adaptive flights began on February 1. The average wind during RPA flights in the campaign is about 6 ± 2.4 m.s^{-1}.

2.2.1 Racetrack legs

The 19 flights pattern at least 2-3 km long and perpendicular to the prevailing wind operated in racetrack mode aim at sampling as many different clouds as possible along the racetrack pattern. These flights are thus used to produce a statistical overview of the cloud structure, characterizing the cloud core and the cloud shell. Based on the airspeed of the RPA (around 15 m s^{-1}), it takes about 30 s to cross a cloud with a diameter equal to 500 m.

2.2.2 Adaptive exploration

To follow a cloud in time and space, trajectory where designed to adapts to the advection of the cloud as well as to the modification of its cross-section. Moreover, the RPA must sample the core and shell of the clouds to characterize the heterogeneities in a cloud cross-section.

During the field campaign, the adaptive trajectory Trinity (Verdu et al. (2019)) was used to measure the cloud and near environment variables. Once the cloud edge is detected by the Cloud Sensor, the RPA starts a half turn inside the cloud to exit the cloud in an arc and then re-enter the cloud. This trajectory was preferred to the Rosette trajectory tested in Maury et al. (2021) since the clouds were not thick enough. The decision to start the adaptive exploration is taken when a sampled cloud (in the racetrack) has a diameter greater than 100 m and a measured LWC greater than 0.1 g.m^{-3}.

3 Results

3.1 Thermodynamical variable comparison

During the EUREC4A campaign, radiosondes were carried out on the site of the Barbados Cloud Observatory (BCO; 13°09'53.4"N, 59°25'56.9"W) each four hours (Albright et al. (2020)). Comparisons were made on the vertical profiles of potential temperature and water vapor content up to 1000 meters of the atmosphere between the data of each RPA and the closest in time radiosonde. The temporal resolution of PTU probe is 10 Hz. After the campaign, a calibration/ validation was performed on the temperature and relative humidity sensor. A systematic offset between the RPA and radiosonde has been observed (ca. 2 deg C,, probably related to instrument calibration. Nonetheless, the RPA temperatures have been corrected to account for this systematic offset.

During the vertical profiles, comparisons between BCO measurement and RPA were made for the two variables. The comparison is noted B (Fig 4,a,b) when the radiosounding was executed before the flight and A after the flight (Fig 4,c,d).

The profiles of q_v of RPA 7 and 10 in the lower part of the boundary layer, seem to diverge from the average profile at any time. The rapid rise with very rapid variations in humidity can explain the q_v is 1 to 2 $g.kg^{-1}$ higher than that derived radiosondes. Above 200 m, the $\Delta\Theta$ is close to 0, with a slight tendency to become negative with altitude.As for the delta, the tendency is rather to become positive with altitude while remaining almost null. Above 800 m, few flights allow a stable relationship but large variations are visible, a cloud crossed by the drone can change the measurements. Also, it can be noted that a slight diurnal evolution is visible in these comparisons since a positive bias is visible in Fig 4,c while it is zero for Fig 4,a.

Overall, the measurements taken are close to those from the radiosondes, thus allowing the validation of the RPA data and the analysis of the cloud content.

3.2 Cloud statistics sampled from racetracks

In this section, only racetrack flights without adaptive sampling are analyzed. All flights took place in the cloud layer, at different altitudes above the cloud base. To facilitate the comparison between flights, the altitude of the RPAs is expressed as an height above the cloud base where the cloud base is estimated with the BCO ceilometer.

The first step is to characterize the horizontal structures of the clouds at a given altitude. Also, to allow a consistent interpretation, only the legs perpendicular to the advection wind are used, therefore excluding the turns at each end of the racetracks.

3.2.1 Case study of 4 February 2020

Cloud transects for a flight on 4 February 2020 are presented in Fig 5. The altitude chosen for this flight is 950 m.asl which is 250 m above the cloud base. The RPA observes altitude fluctuations of $\pm$ 10 m during the different passages in the racetrack generally resulting either from the turns at each end of the racetrack or from the ascending/descending air currents. The air is considered saturated when the relative humidity is above a 95% threshold (Sanchez et al. (2017)).

These peaks of LWC are correlated with a q_t also higher than the flight average with values around 14 g.kg^{-1} and θ_v values also higher than the average. In first analysis, these high values can be correlated when RPA passes through a cumulus cloud, since LWC values are detected. To define a cloud, those criteria must be fulfilled:

relative humidity greater than 95% LWC greater than 0.01 g m^{-3} for at least 50 m.

The distance is calculated with the GPS position. Cloud presence is indicated by a shaded area in Figure 5. During the racetrack flight patterns, 12 cumulus clouds were transected, each one having a different diameter and thermodynamic values. To study the cumulus cloud and its interactions with the environment that surrounds it, the meteorological state (T, RH, P, LWC) is characterized before intercepting the cloud, during the transect, as well as after exiting the cloud. To normalize the analysis of the structure of the cloud and the surrounding air, each transect is transformed into a normalized length ranging from -0.5 to 0.5, with an environment around the cloud normalized to (-1 to -0.5 and 0.5 to 1) as shown in Fig 6. Cloud entries are always described by between -1 and -0.5 and cloud exits between 0.5 and 1. The normalized spatial resolution is 0.05, allowing up to 20 points to represent the cloud transect. Multiple in-situ measurements are averaged to represent the normalized transect. All direct transects are described by markers for each cloud. The mean for each variable is plotted by the solid thick curves. As expected, the mean value of the LWC increases quickly at the edge of the clouds, and reaches a relatively uniform maximum in the cloud core. The maximum observed LWC, however, is always subadiabatic. In this case, the average observed value is about 0.25 g m^{-3} compared to the adiabatic limit of 0.5 g m^{-3}. The adiabatic limit is calculated by the height above cloud base multiplied by β_{adia} defined by Korolev (1993) (around 0.2 g.m^{-3} per 100 meters). The difference of θ_v between the cloud and the environment provides insight on the cloud buoyancy and consequently entrainment mixing.

Associated with this buoyancy, we have plotted the deviation of the conservative variable, q_t of the cumulus clouds compared to the environment and the LWC in Fig 6. Positive Δq_t is on average 0.2 g.kg^{-1} which is consistent with a thermal bringing warmer and more humid air from the surface. Also, the shell is characterized by a lower Δq_t than the environment (-0.13 g kg^{-1}). Individual transects show the large variability observed between clouds (Fig. 6). The clouds associated with high LWC values also have high positive buoyancy at the core and negative buoyancy on their shell.

Based on the time series of LWC in Figure 5, the cloud observations have been divided into two cloud populations: transects with diameters smaller than 500 m and LWC < 0.1 g m^{-3} (corresponding to red lines in Fig. 6) and those with diameters greater than 500 m and LWC > 0.1 g m^{-3} (corresponding to green lines in Fig. 6). The small clouds are characterized by low LWC,0.15 $\pm$ 0.05 g m^{-3} and a negative/neutral buoyancy. This negative buoyancy can be either the consequence of a forced cloud (updraft driven and within a few 10s of meters from the cloud base), not having released enough heat by condensation to be more buoyant than its environment, or a dissipating cloud. As vertical velocities were not measured, it is impossible to determine the phase of the cloud. On average, the clouds with small diameters have an anomaly of q_t close to 0, indicating that most of them are dissipating clouds. These states are confirmed by the conservative variable Θ_l which is weaker in small clouds than the environment (not shown).

Clouds associated with transects larger than 500 m have a LWC close average of 0.25 g m^{-3} in the cloud core and two of the three larger clouds are composed by a buoyant cloud core (Θ_v core > Θ_v environment). As described in figure 6, a negatively buoyant shell is visible on the edge of the cloud and extends into the surrounding environment.

To study this internal structure of the cloud, we represent a thermodynamic diagram relating the buoyancy to the difference between the q_t and the $q_{\text{t,sat}}$. Zhao and Austin (2005a) use the same figures from outputs of a LES simulation of a non-precipitating oceanic cumulus case and identify four different zones that correspond to $i_/$ a saturated positively buoyant air (SP), $ii_/$ saturated negatively buoyant air (SN), $iii_/$ unsaturated positively buoyant air (UP), and $iv_/$ unsaturated negatively buoyant air (UN). SP and SN are saturated conditions corresponding to the cloud core and cloud edge, respectively, while UP and UN correspond to the unsaturated air surrounding the cloud.

The shape of the V-graph obtained with the RPA observations for the 4th of February in EUREC^{4}A is similar to Zhao and Austin (2005a). Some clouds (e.g., 6,7, and 11 in Fig. 7) are located on the line of neutral buoyancy and a maximum of q_t and correspond to cases with transects larger than 500 m. They are all made of a buoyant core and a non-buoyant edge. These cores are associated with high values of LWC as shown on Fig. 7,b. Cloud 10 is also in this line and has a slightly more buoyant core and it has a diameter smaller than 500 m but seems to be in full development phase. On the contrary, clouds with transects less than 500 m (e.g., 3, 8, 9, 13) are composed only of neutrally buoyant air mass with a negatively buoyant shell. . They are probably forced clouds with a LWC around 0.1 g.m^{-3}. Clouds 1, 2, 4, 5 and 12 seem to be clouds at the end of dissipation having a neutral or negative buoyancy with a q_t lower than $q_{[}$t,sat. Nonetheless, these clouds can exhibit elevated LWC values around 0.2 g.m^{-3}.

3.2.2 Application for other racetracks

The set of flights that were conducted by the racetracks are exploited here to understand the relationship between cloud size and thermodynamic properties. The RPA flights were conducted at three same altitudes above the cloud base for different days of the field campaign. This also allows us to describe the evolution of thermodynamic properties in the vertical dimension. We are interested here in the relationship between LWC, buoyancy and q_t values for different heights above the cloud base. All clouds intercepted during the racetracks are shown in Fig. 8 as Fig. 7. Even if a variability between clouds exists, the same range of values are sampled for all the different racetracks as the one obtained for one given day; the typical V-shape is also visible.. The vast majority of cloudy points are located in the areas considered as oversaturated with also, a majority of points in the SN area. The clouds located in the SP zone are correlated with high values of LWC, exceeding 0.01 g.m^{-3}. There are also points in both saturated zones where the LWC measured by the CS is below the cloud detection threshold.The measurement uncertainty associated with the temperature ($\pm$ 0.5 K) and humidity ($\pm$ 5 %) probes is estimated to be about 0.19 g.kg^{-1} for the determination of $q_{t,sat}$, which may partly explain the presence of non-cloudy measurements in saturated areas.Two types of clouds can be distinguished in this diagram. The first is the forced clouds, which reside exclusively in the SN area, and the active clouds, which reside in the SN and SP areas with a linear trend between the two areas. Most of the forced clouds correspond to those sampled near their base (i.e. 50 m and 150 m above the cloud base) while the measurements of the active cloud sections are located between 150 and 250 above cloud base. However, one question remains unanswered. Indeed, the single cloud crossings do not inform if the cumulus has always been negatively floating (forced cloud) or if it is an active cloud but in its phase of maturity or dissipation. Adaptive exploration is therefore needed to understand the evolution of clouds over time.

3.3 Analysis of following clouds

This section focuses on measurements obtained when following a cumulus cloud in time and space at a constant altitude above the cloud base. The mission always starts with a racetrack pattern perpendicular to the wind direction at a given altitude above the cloud base to intercept a cloud. Once a cloud has been identified, an adaptive sampling strategy is initiated. The adaptive sampling then continues autonomously using a predefined strategy until the cloud dissipates or the adaptive sampling has been terminated by an operator (e.g. if going out of the authorized zone or running out of batteries).

During the EUREC^{4}A campaign, the adaptive sampling patterns were initially carried out using the Rosette trajectory, as described in Verdu et al. (2020) and Maury et al. (2021). However, observations showed that the clouds were smaller compared to those observed during the BOMEX campaign. It was then decided to change the trajectory and use the Trinity trajectory instead, defined in Verdu et al. (2019).

3.3.1 Adaptive sampling by one RPA

Case study of 8 February

During the morning of February 8, a cloud was followed by the Trinity trajectory for almost ten minutes at 1000 m a.g.l which corresponds to 150 m above the cloud base. During this exploration, the cloud evolved and three phases of its life cycle wereidentified. The first phase, the development phase, corresponds to the beginning of the exploration until reaching a maximum of LWC, the second one, the maturity phase, from the maximum of LWC to a maximum of buoyancy and the last one, the dissipation phase, corresponds to the maximum of buoyancy until the loss of the cloud by the RPA. These 3 phases are represented in Fig. 9 in the first three columns. During the development phase, the measurements characterize well the shell with negative buoyancy and a core associated with positive buoyancy and high values of LWC, up to 0.3 g.m^{-3} close to the adiabatic.In the mature phase, the LWC values in the core part (i.e. SP) become more heterogeneous, but the maximum LWC remains close to the adiabatic, around 0.27 g.m^{-3}. The trinity pattern induces the RPA to stay close to the cloud, which results that few measurements are located in the UP area corresponding to the environment. In the maturity phase, the measurements are all significantly buoyant and some LWC values remain above 0.2 g.m^{-3} but most of the LWC measurements are below 0.1 which reflects that the cloud is diluting. This temporal variation is also in the second row of Fig. 9. In the development phase, the measurements made by the RPA converge towards the supersaturated and positively floating values, whereas in the maturity and dissipation phases, these values converge towards the negatively floating points, either in the cloud or in the overlying envelope around the cloud in the maturity phase.

This representation was replicated for all clouds followed in time with a single RPA.

Overview of following clouds during EUREC^{4}A

During the campaign, several adaptive sampling were performed. We have chosen to show for February 5,6 and 9 the other cloud exploration at different altitudes in Fig. 11. During the campaign, several adaptive sampling were performed. For February 5, the sampling altitude is 900 m (200 m above cloud base); for February 6 is 800 m (100 m a.c.b); for February 9 is 900 m

(150 m a.c.b) and 950 m (200 m a.c.b) for the second flight. All adaptive flights have this V-shape, with different profiles for both LWC values and buoyancy.

3.3.2 Adaptive sampling by two simultaneous RPAs

During the afternoon of February 8, RPA 7 and RPA 10 flew at the same time (flight 31 and 35) at two different altitudes, 850 m.asl and 770 m.asl, respectively. The cloud base, determined by the ceilometer located at BCO, is equal to 700 m. At 18:31 UTC (14:31 LT), RPA 10 detects a cloud with a LWC threshold greater than 10^{-2} g.m^{-3} over a distance greater than 100 m. The adaptive trajectory is initiated and the information is sent to RPA 7 to go to the same GPS position 80 m higher. It takes less than two minutes for RPA 7 to reach the sampled cloud. Simultaneous adaptive sampling by both RPA continues for 7 minutes for RPA 10 and 8 minutes for RPA 7 (Figure 10). The RPA 10 samples air masses that have a relative humidity between 90% and 100%. RPA 7 sample on a few occasions relative humidity that can decrease to 80% in clear sky. RPA 7 registers larger contrast in relative humidity between clear air and cloudy air. When the relative humidity exceeds 95%, the LWC increases for both RPAs leading to 14 transects of the cloud for RPA 7 and 15 transects for RPA 10.

The thermodynamic diagrams of the tracked cloud are reproduced for both altitudes throughout the adaptive exploration as shown in Fig. 11. For both altitudes, the saturated vapor content, $q_{t,sat}$, is computed by averaging the air temperature surrounding the cloud. $q_{t,sat}$ is equal to 10.35 g.kg^{-1} at 70 m above cloud base and 10.24 g.kg^{-1} at 150 m above cloud base (dotted vertical line on Fig. 12). IThe average of Θ_v in the environment, used to compute buoyancy, is computed the same way. As in Section 3.1, , the four zones (SP, SN, UP, UN) are defined and the temporal evolution of the cloud is documented. For the RPA 10 (Fig. 12), LWC remains low as expected, and the V-shape is less pronounced than for observations at 150 m above the cloud base. As the sampling progresses, observations at both altitudes show a convergence towards neutral buoyancy for both the cloud and its surrounding environment – indicative of mixing and dissipation of the cloud. During the first 200 seconds of adaptive sampling of the cloud, some of the in-cloud measurements are situated in both the saturated and unsaturated quadrants (SP and NP), showing that the core of the cloud is positively buoyant and that the shell around it is developing. As the cloud transects continue, the cloud and the surrounding environment become exclusively negatively-buoyant, but always associated with a relatively high q_t and converging to $q_{t,sat}$. Once the air parcels reach q_{sat}, the cloud has nearly dissipated at this altitude (70 m above the initial cloud base) and there is no difference between the shell, the rest of the cloud and the surrounding environment.

A similar trend is observed for RPA 7, even though the dispersion of thermodynamic variables is larger in the cloud: the difference of Θ_v with the environment can reach 0.36 K at the maximum in the heart of the cloud (compared to 0.25 K for the RPA 10). For the shell, this value does not change between the two altitudes. The thermodynamic variables at 150 m above cloud base also tend to a neutrally buoyant environment. However, at the end of the exploration of RPA 7, there are still buoyant parts in the cloud, which means that the cloud has not completely dissipated, yet observations from RPA 10 show that the cloud base has risen.

4 Conclusions

The study presented here recapitulates the observations of cumulus clouds made during the EUREC^{4}A field campaign by Remotely Piloted Aircrafts (RPA). The comparison of the temperature and humidity data from the RPAs with those from the radiosondes confirms the good restitution of the vertical profiles. During the campaign, numerous cumulus clouds were crossed by racetracks, more than 40 of them visualized here. The single transects allowed to identify several types of clouds, forced and active, of different sizes. It also appears that clouds with diameters greater than 500 m have stronger LWC associated with their cores and positive buoyancy anomalies compared to neutral for small clouds. These results have been compared with adaptive cloud tracking. The trajectories carried out allowed to highlight the core of the cloud and the shell with positive (negative) buoyancy anomalies. Also, these trajectories being replicated several times in different clouds and the set of flights showed the convergence of q_t and Θ_v values towards weak and negative positive anomalies respectively. Another exploration allowed to fly two drones simultaneously, at two different heights in the same cloud. The V-shape is more pronounced in the exploration at 150 m above the base than at 70 m above the base, the values of the latter altitudes converge towards negative anomalies more rapidly highlighting the dilution of the cloud base during the dissipation phase.

Author contributions. N.M conducted the analysis of the data and wrote the paper. G.C and F.C supervised the project, verified the analytical methods and edited the paper. P.N, T.V, S.L and G.H have designed RPA patterns for the Paparazzi autopilot.

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

Acknowledgements. This research was supported by Agence Nationale de la Recherche (Project-ANR-17-CE01-0003), Aerospace Valley and Météo-France.

References

Albright, A. L., Fildier, B., Touzé-Peiffer, L., Pincus, R., Vial, J., and Muller, C.: Atmospheric radiative profiles during EUREC^{4}A, Earth System Science Data Discussions, 2020, 1–17, https://doi.org/10.5194/essd-2020-269, https://essd.copernicus.org/preprints/essd-2020-269/, 2020.

Barnes, G. M., Fankhauser, J. C., and Browning, W. D.: Evolution of the Vertical Mass Flux and Diagnosed Net Lateral Mixing in Isolated Convective Clouds, Monthly Weather Review, 124, 2764–2784, https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<2764:EOTVMF>2.0.CO;2, 1996.

Bony, S., Risi, C., and Vimeux, F.: Influence of convective processes on the isotopic composition (δ18O and δD) of precipitation and water vapor in the tropics: 1. Radiative-convective equilibrium and Tropical Ocean–Global Atmosphere–Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA-COARE) simulations, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 113, https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008JD009942, https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008JD009942, 2008.

Bony, S., Stevens, B., Ament, F., Bigorre, S., Chazette, P., Crewell, S., Delanoë, J., Emanuel, K., Farrell, D., Flamant, C., Groß, S., Hirsch, L., Karstensen, J., Mayer, B., Nuijens, L., Ruppert, J., Sandu, I., Siebesma, P., Sabrina, S., and Wirth, M.: EUREC4A: A Field Campaign to Elucidate the Couplings Between Clouds, Convection and Circulation, pp. 357–396, https://doi.org/10.1007/978-3-319-77273-8_16, 2017.

Burnet, F. and Brenguier, J.-L.: Observational Study of the Entrainment-Mixing Process in Warm Convective Clouds, Journal of the Atmospheric Sciences, 64, 1995–2011, https://doi.org/10.1175/JAS3928.1, https://doi.org/10.1175/JAS3928.1, 2007.

Burnet, F. and Brenguier, J.-L.: The onset of precipitation in warm cumulus clouds: An observational case-study, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 136, 374–381, https://doi.org/10.1002/qj.552, https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.552, 2010.

Calmer, R.: 3D wind vectors measurement with remotely piloted aircraft system for aerosol-cloud interaction study, Ph.D. thesis, http://www.theses.fr/2018INPT0021, thèse de doctorat dirigée par Roberts, Gregory Océan, atmosphère, climat Toulouse, INPT 2018, 2018.

Calmer, R., Roberts, G. C., Sanchez, K. J., Sciare, J., Sellegri, K., Picard, D., Vrekoussis, M., and Pikridas, M.: Aerosol–Cloud Closure Study on Cloud Optical Properties using Remotely Piloted Aircraft Measurements during a BACCHUS Field Campaign in Cyprus, Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 2019, 1–35, https://doi.org/10.5194/acp-2019-8, 2019.

Gerber, H. E., FRICK, G. M., JENSEN, J. B., and HUDSON, J. G.: Entrainment, Mixing, and Microphysics in Trade-Wind Cumulus, Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 86A, 87–106, https://doi.org/10.2151/jmsj.86A.87, 2008.

Hattenberger, G., Bronz, M., and Gorraz, M.: Using the Paparazzi UAV System for Scientific Research, in: IMAV 2014, International Micro Air Vehicle Conference and Competition 2014, pp. pp 247–252, Delft, Netherlands, https://doi.org/10.4233/uuid:b38fbdb7-e6bd-440d-93be-f7dd1457be60, https://hal-enac.archives-ouvertes.fr/hal-01059642, 2014.

Heus, T. and Jonker, H. J. J.: Subsiding Shells around Shallow Cumulus Clouds, Journal of the Atmospheric Sciences, 65, 1003–1018, https://doi.org/10.1175/2007JAS2322.1, https://doi.org/10.1175/2007JAS2322.1, 2008.

Hoffmann, F., Siebert, H., Schumacher, J., Riechelmann, T., Katzwinkel, J., Kumar, B., Götzfried, P., and Raasch, S.: Entrainment and mixing at the interface of shallow cumulus clouds: Results from a combination of observations and simulations, 23, 349–368, 2014.

Katzwinkel, J., Siebert, H., Heus, T., and Shaw, R. A.: Measurements of Turbulent Mixing and Subsiding Shells in Trade Wind Cumuli, Journal of the Atmospheric Sciences, 71, 2810–2822, https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0222.1, https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0222.1, 2014.

Korolev, A.: On the formation of non-adiabatic LWC profile in stratiform clouds, Atmospheric Research, 29, 129 – 134, https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0169-8095(93)90041-L, http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/016980959390041L, 1993.

Leriche, M. and Colomb, A.: The BIO-MAÏDO (Bio-physicochemistry of tropical clouds at Maïdo (La Réunion Island): processes and impacts on secondary organic aerosols formation) campaign, in: EGU General Assembly Conference Abstracts, EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 19029, 2020.

Maury, N., Roberts, G. C., Couvreux, F., Verdu, T., Narvor, P., Villefranque, N., Lacroix, S., and Hattenberger, G.: Use of Large-Eddy simulations to design an adaptive sampling strategy to assess cumulus cloud heterogeneities by Remotely Piloted Aircraft, Atmospheric Measurement Techniques Discussions, 2021, 1–26, https://doi.org/10.5194/amt-2021-20, https://amt.copernicus.org/preprints/amt-2021-20/, 2021.

Neggers, R. A. J., Jonker, H. J. J., and Siebesma, A. P.: Size Statistics of Cumulus Cloud Populations in Large-Eddy Simulations, Journal of the Atmospheric Sciences, 60, 1060–1074, https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)60<1060:SSOCCP>2.0.CO;2, https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)60<1060:SSOCCP>2.0.CO;2, 2003.

Nicoll, K. A. and Harrison, R. G.: Balloon-borne disposable radiometer for cloud detection, Review of Scientific Instruments, 83, 025 111, https://doi.org/10.1063/1.3685252, https://doi.org/10.1063/1.3685252, 2012.

Roberts, G. C., Ramana, M. V., Corrigan, C., Kim, D., and Ramanathan, V.: Simultaneous observations of aerosol–cloud–albedo interactions with three stacked unmanned aerial vehicles, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 105, 7370–7375., http://doi.org/10.1073/pnas.0710308105, 2008.

Sanchez, K. J., Roberts, G. C., Calmer, R., Nicoll, K., Hashimshoni, E., Rosenfeld, D., Ovadnevaite, J., Preissler, J., Ceburnis, D., O'Dowd, C., and Russell, L. M.: Top-down and bottom-up aerosol–cloud closure: towards understanding sources of uncertainty in deriving cloud shortwave radiative flux, Atmospheric Chemistry and Physics, 17, 9797–9814, https://doi.org/10.5194/acp-17-9797-2017, https://www.atmos-chem-phys.net/17/9797/2017/, 2017.

Stevens, B., Bony, S., Brogniez, H., Hentgen, L., Hohenegger, C., Kiemle, C., L'Ecuyer, T. S., Naumann, A. K., Schulz, H., Siebesma, P. A., Vial, J., Winker, D. M., and Zuidema, P.: Sugar, gravel, fish and flowers: Mesoscale cloud patterns in the trade winds, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 146, 141–152, https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3662, https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.3662, 2020.

Stevens, B., Bony, S., Farrell, D., Ament, F., Blyth, A., Fairall, C., Karstensen, J., Quinn, P. K., Speich, S., Acquistapace, C., Aemisegger, F., Albright, A. L., Bellenger, H., Bodenschatz, E., Caesar, K.-A., Chewitt-Lucas, R., de Boer, G., Delanoë, J., Denby, L., Ewald, F., Fildier, B., Forde, M., George, G., Gross, S., Hagen, M., Hausold, A., Heywood, K. J., Hirsch, L., Jacob, M., Jansen, F., Kinne, S., Klocke, D., Kölling, T., Konow, H., Lothon, M., Mohr, W., Naumann, A. K., Nuijens, L., Olivier, L., Pincus, R., Pöhlker, M., Reverdin, G., Roberts, G., Schnitt, S., Schulz, H., Siebesma, A. P., Stephan, C. C., Sullivan, P., Touzé-Peiffer, L., Vial, J., Vogel, R., Zuidema, P., Alexander, N., Alves, L., Arixi, S., Asmath, H., Bagheri, G., Baier, K., Bailey, A., Baranowski, D., Baron, A., Barrau, S., Barrett, P. A., Batier, F., Behrendt, A., Bendinger, A., Beucher, F., Bigorre, S., Blades, E., Blossey, P., Bock, O., Böing, S., Bosser, P., Bourras, D., Bouruet-Aubertot, P., Bower, K., Branellec, P., Branger, H., Brennek, M., Brewer, A., Brilouet, P.-E., Brügmann, B., Buehler, S. A., Burke, E., Burton, R., Calmer, R., Canonici, J.-C., Carton, X., Cato Jr., G., Charles, J. A., Chazette, P., Chen, Y., Chilinski, M. T., Choularton, T., Chuang, P., Clarke, S., Coe, H., Cornet, C., Coutris, P., Couvreux, F., Crewell, S., Cronin, T., Cui, Z., Cuypers, Y., Daley, A., Damerell, G. M., Dauhut, T., Deneke, H., Desbios, J.-P., Dörner, S., Donner, S., Douet, V., Drushka, K., Dütsch, M., Ehrlich, A., Emanuel, K., Emmanouilidis, A., Etienne, J.-C., Etienne-Leblanc, S., Faure, G., Feingold, G., Ferrero, L., Fix, A., Flamant, C., Flatau, P. J., Foltz,

G. R., Forster, L., Furtuna, I., Gadian, A., Galewsky, J., Gallagher, M., Gallimore, P., Gaston, C., Gentemann, C., Geyskens, N., Giez, A., Gollop, J., Gouirand, I., Gourbeyre, C., de Graaf, D., de Groot, G. E., Grosz, R., Güttler, J., Gutleben, M., Hall, K., Harris, G., Helfer, K. C., Henze, D., Herbert, C., Holanda, B., Ibanez-Landeta, A., Intrieri, J., Iyer, S., Julien, F., Kalesse, H., Kazil, J., Kellman, A., Kidane, A. T., Kirchner, U., Klingebiel, M., Körner, M., Kremper, L. A., Kretzschmar, J., Krüger, O., Kumala, W., Kurz, A., L'Hégaret, P., Labaste, M., Lachlan-Cope, T., Laing, A., Landschützer, P., Lang, T., Lange, D., Lange, I., Laplace, C., Lavik, G., Laxenaire, R., Le Bihan, C., Leandro, M., Lefevre, N., Lena, M., Lenschow, D., Li, Q., Lloyd, G., Los, S., Losi, N., Lovell, O., Luneau, C., Makuch, P., Malinowski, S., Manta, G., Marinou, E., Marsden, N., Masson, S., Maury, N., Mayer, B., Mayers-Als, M., Mazel, C., McGeary, W., McWilliams, J. C., Mech, M., Mehlmann, M., Meroni, A. N., Mieslinger, T., Minikin, A., Minnett, P., Möller, G., Morfa Avalos, Y., Muller, C., Musat, I., Napoli, A., Neuberger, A., Noisel, C., Noone, D., Nordsiek, F., Nowak, J. L., Oswald, L., Parker, D. J., Peck, C., Person, R., Philippi, M., Plueddemann, A., Pöhlker, C., Pörtge, V., Pöschl, U., Pologne, L., Posyniak, M., Prange, M., Quiñones Meléndez, E., Radtke, J., Ramage, K., Reimann, J., Renault, L., Reus, K., Reyes, A., Ribbe, J., Ringel, M., Ritschel, M., Rocha, C. B., Rochetin, N., Röttenbacher, J., Rollo, C., Royer, H., Sadoulet, P., Saffin, L., Sandiford, S., Sandu, I., Schäfer, M., Schemann, V., Schirmacher, I., Schlenczek, O., Schmidt, J., Schröder, M., Schwarzenboeck, A., Sealy, A., Senff, C. J., Serikov, I., Shohan, S., Siddle, E., Smirnov, A., Späth, F., Spooner, B., Stolla, M. K., Szkółka, W., de Szoeke, S. P., Tarot, S., Tetoni, E., Thompson, E., Thomson, J., Tomassini, L., Totems, J., Ubele, A. A., Villiger, L., von Arx, J., Wagner, T., Walther, A., Webber, B., Wendisch, M., Whitehall, S., Wiltshire, A., Wing, A. A., Wirth, M., Wiskandt, J., Wolf, K., Worbes, L., Wright, E., Wulfmeyer, V., Young, S., Zhang, C., Zhang, D., Ziemen, F., Zinner, T., and Zöger, M.: EUREC^{4}A, Earth System Science Data Discussions, 2021, 1–78, https://doi.org/10.5194/essd-2021-18, https://essd.copernicus.org/preprints/essd-2021-18/, 2021.

Verdu, T., Hattenberger, G., and Lacroix, S.: Flight patterns for clouds exploration with a fleet of UAVs, in: ICUAS 2019, 2019 International Conference on Unmanned Aircraft Systems, Proceedings of International Conference on Unmanned Aircraft Systems (ICUAS), pp. ISBN: 978–1–7281–0334–1, IEEE, Atlanta, United States, https://doi.org/10.1109/ICUAS.2019.8797953, 2019.

Verdu, T., Maury, N., Narvor, P., Seguin, F., Roberts, G., Couvreux, F., Cayez, G., Bronz, M., Hattenberger, G., and Lacroix, S.: Experimental flights of adaptive patterns for cloud exploration with UAVs, in: International Conference on Intelligent Robots and Systems (IROS 2020), Las Vegas (on line), United States, https://hal.laas.fr/hal-02994385, 2020.

Zhao, M. and Austin, P. H.: Life Cycle of Numerically Simulated Shallow Cumulus Clouds. Part I: Transport, Journal of the Atmospheric Sciences, 62, 1269–1290, https://doi.org/10.1175/JAS3414.1, https://doi.org/10.1175/JAS3414.1, 2005a.

Table 1. Overview of flights.

Flights	Date	ID RPA	Take-off (LT)	Landing (LT)	Time (min)	Type
1	27/01/20	12	11:08:00	12:08:00	60	H
2	28/01/20	10	10:17:00	11:20:00	63	H
3	28/01/20	10	15:52:00	16:49:00	57	H
4	28/01/20	12	15:52:00	16:54:00	62	H
5	29/01/20	10	11:30:00	12:28:00	58	H
6	29/01/20	10	14:32:00	15:37:00	65	H
7	29/01/20	10	16:17:00	17:25:00	68	H
8	29/01/20	12	11:31:00	12:25:00	54	H
9	29/01/20	12	14:43:00	15:40:00	57	H
10	29/01/20	12	16:17:00	17:27:00	70	H
11	31/01/20	10	10:45:00	11:26:00	41	P
12	31/01/20	10	11:32:00	12:09:00	37	P
13	01/02/20	10	14:30:00	15:33:00	63	A
14	01/02/20	12	14:31:00	15:34:00	63	A
15	02/02/20	12	09:36:00	10:25:00	49	A
16	04/02/20	10	15:35:00	16:37:00	62	H
17	04/02/20	12	12:48:00	14:07:00	79	A
18	04/02/20	12	15:35:00	16:58:00	83	A
19	05/02/20	10	08:06:00	09:08:00	62	A
20	05/02/20	10	10:16:00	11:20:00	64	A
21	05/02/20	12	10:17:00	11:17:00	61	H
22	06/02/20	7	11:33:00	12:28:00	55	A
23	06/02/20	10	12:55:00	13:52:00	57	H
24	06/02/20	10	14:45:00	15:42:00	57	A
25	06/02/20	10	15:57:00	16:43:00	46	A
26	07/02/20	7	10:01:00	10:52:00	51	H
27	07/02/20	10	10:00:00	10:55:00	55	H
28	07/02/20	10	12:07:00	13:16:00	69	H
29	08/02/20	7	09:30:00	10:43:00	73	A
30	08/02/20	7	11:06:00	12:10:00	64	H
31	08/02/20	7	13:51:00	14:47:00	56	A
32	08/02/20	7	15:21:00	16:08:00	47	A
33	08/02/20	10	09:29:00	10:50:00	81	P
34	08/02/20	10	11:07:00	12:04:00	57	P
35	08/02/20	10	13:48:00	14:51:00	63	A
36	08/02/20	10	15:07:00	16:15:00	68	H
37	09/02/20	7	08:13:00	09:22:00	69	A
38	09/02/20	7	09:53:00	10:55:00	62	A
39	09/02/20	7	14:19:00	15:24:00	65	A
40	09/02/20	7	15:49:00	16:52:00	63	A
41	09/02/20	10	08:16:00	09:25:00	69	P
42	09/02/20	10	09:53:00	10:52:00	59	H

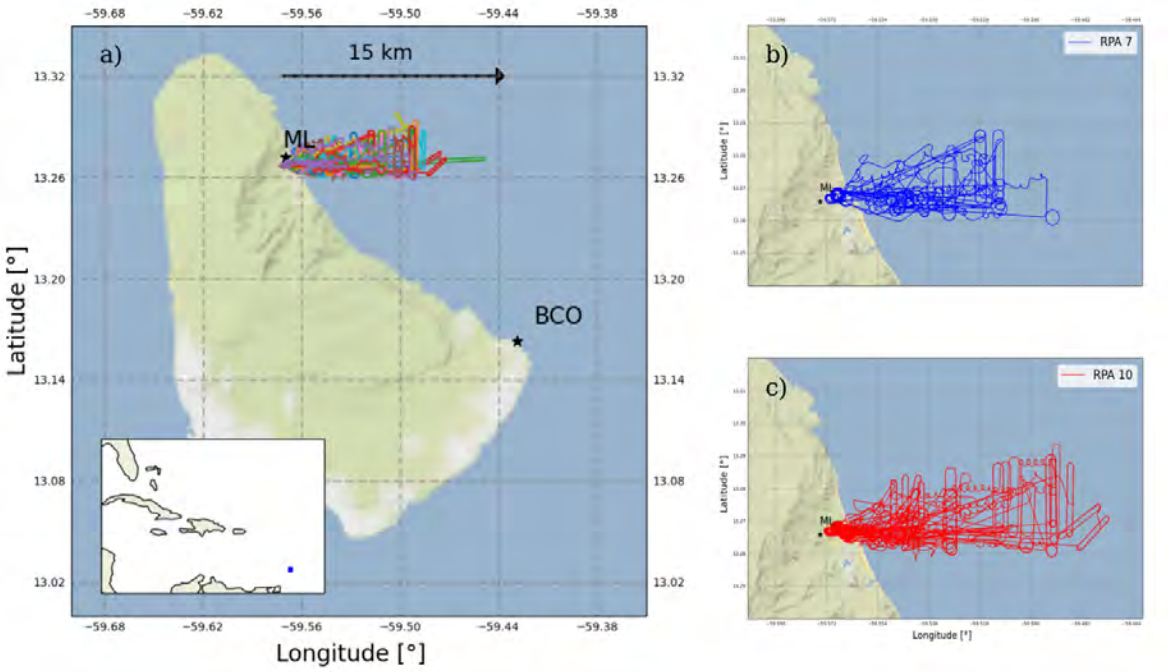


Figure 1. Trajectories of the SkyWalker-X6 7 (blue lines),10 (red lines) and 12 (green lines) flights during EUREC4A field campaign. The black star correspond to the BCO location.

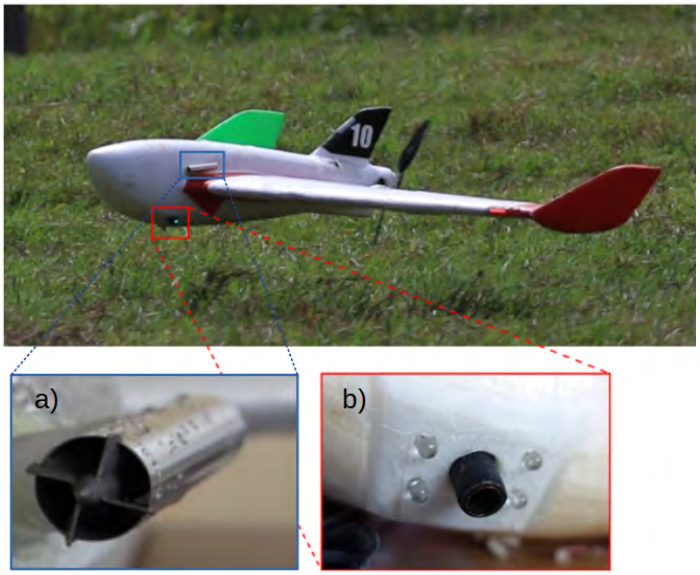


Figure 2. Picture of the SkyWalker-X6 with a) the PTU probe and b) the Cloud Sensor

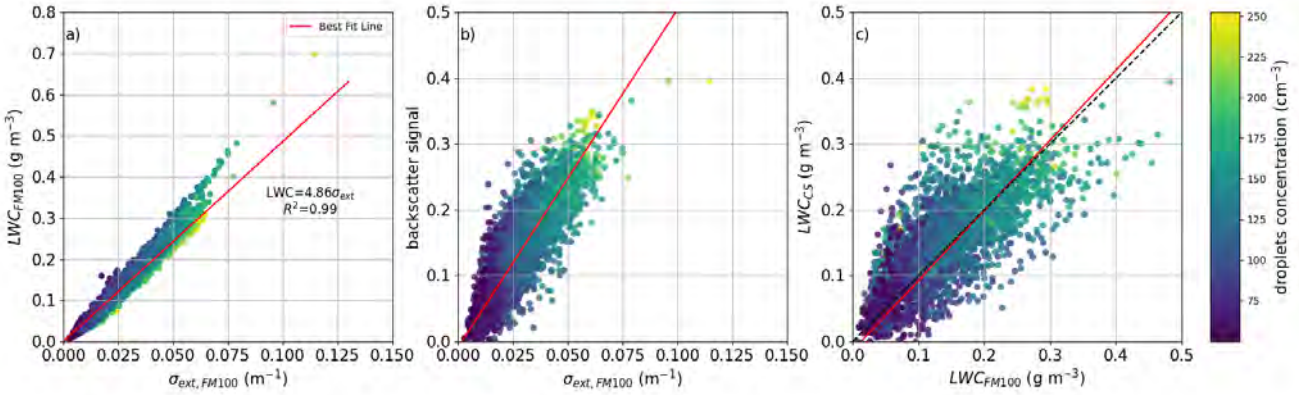


Figure 3. a) Comparison of LWC versus extinction calculated by FM100, b) Comparison of Cloud Sensor backscatter signal versus extinction calculated by FM100 and c) Comparison of LWC calculated by Cloud sensor versus by FM100. The dotted black line corresponds to perfect correspondence and the color reprensents the cloud droplets concentration.

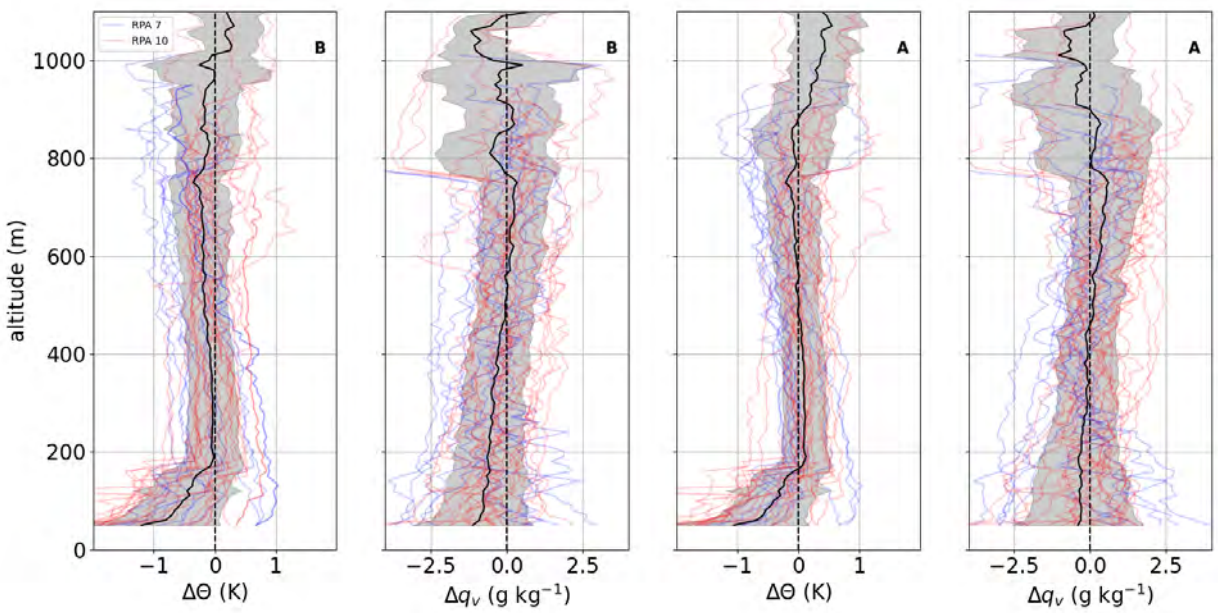


Figure 4. Difference between vertical profile of vapour content (first column and third column) and potential temperature (second column and fourth column) derived by BCO radiosoundings and RPA profiles. Blue lines correspond to RPA 7 and red line for RPA 10. The notation B signifies that the radiosounding was executed before the RPA flight and A after the RPA flight.

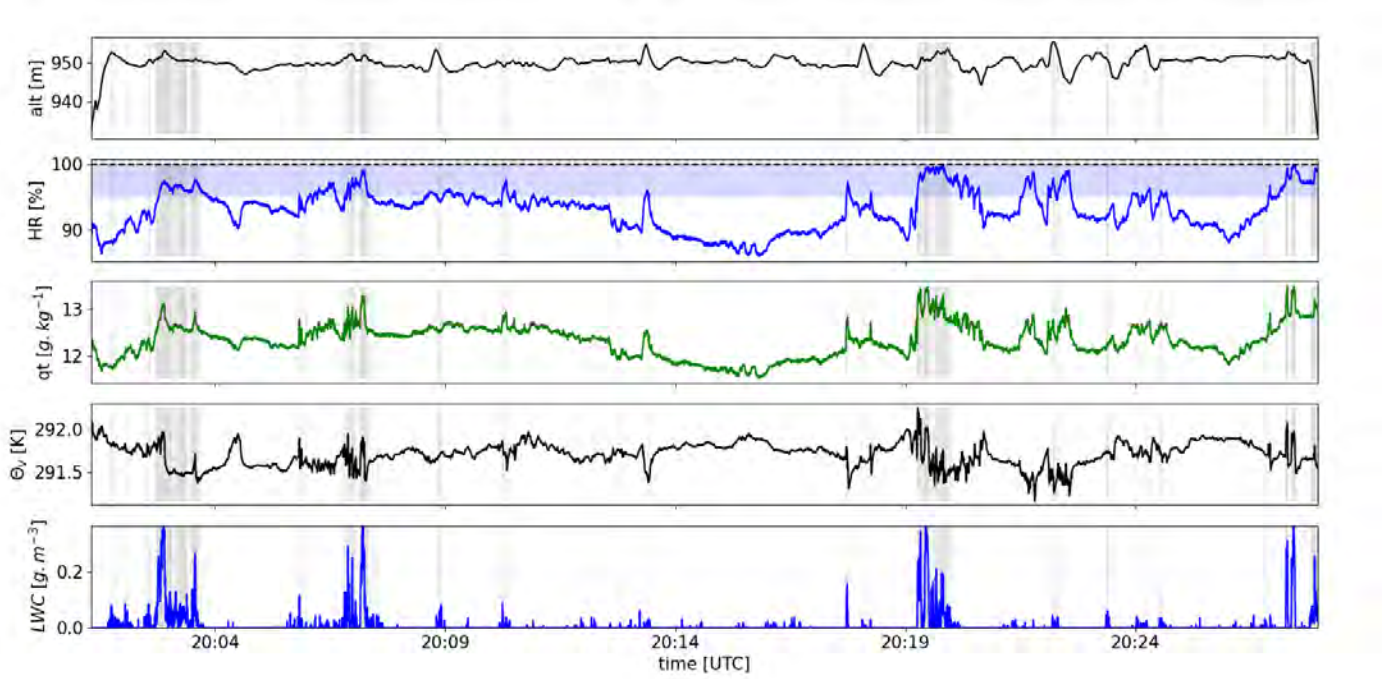


Figure 5. Time series of the racetrack flight of February 4 of a) flight altitude, b) relative humidity, c) total water content, d) virtual potential temperature and e) LWC. The blue area corresponds to a relative humidity $\geq 95\%$ and the shaded areas correspond to the presence of a cloud.

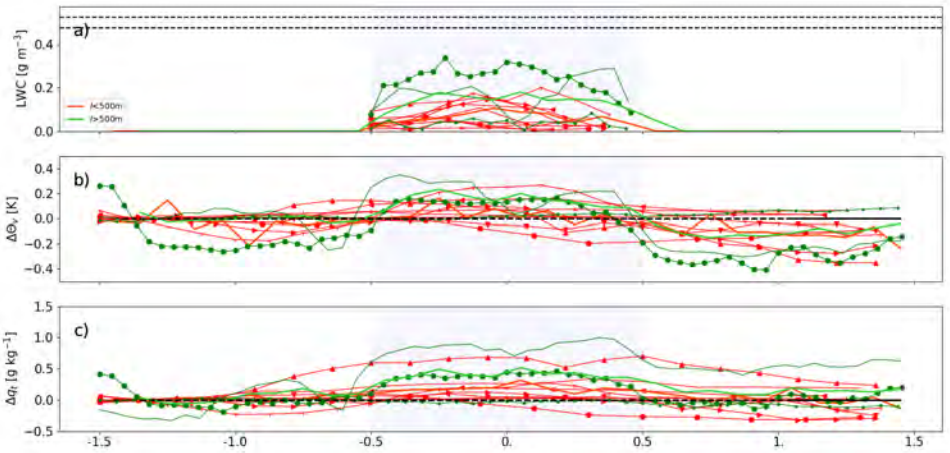


Figure 6. Liquid water content, $\Delta\Theta_v$ and q_t as a function of distance to environment normalized by the cloud diameter corresponding to -0.5 and 0.5 for the 11 transects (different symbols) for flight 16, the 4 February.

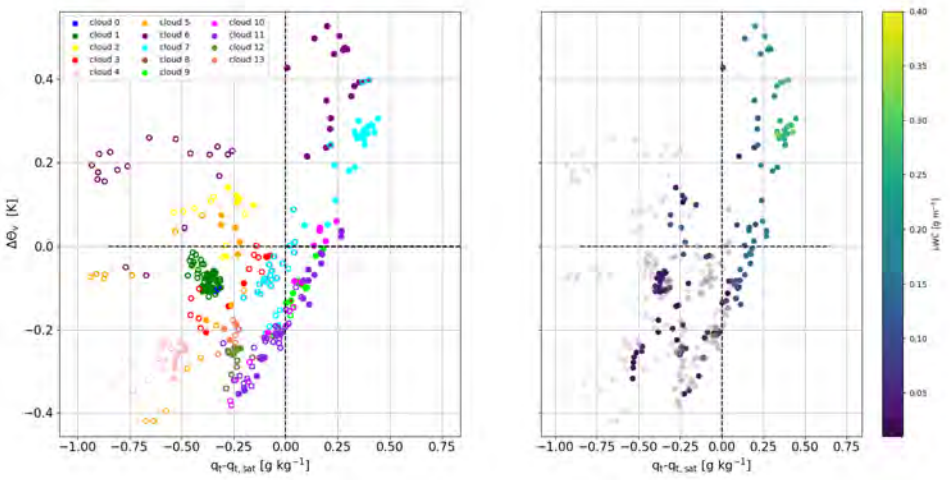


Figure 7. Thermodynamical diagram ($\Delta\Theta_v$ versus $q_t - q_{t,sat}$) for clouds sampled during the racetrack of 4 February. Solid markers correspond to LWC > 0.01 g.m^{-3} and empty marker correspond to surrounding environmental air.

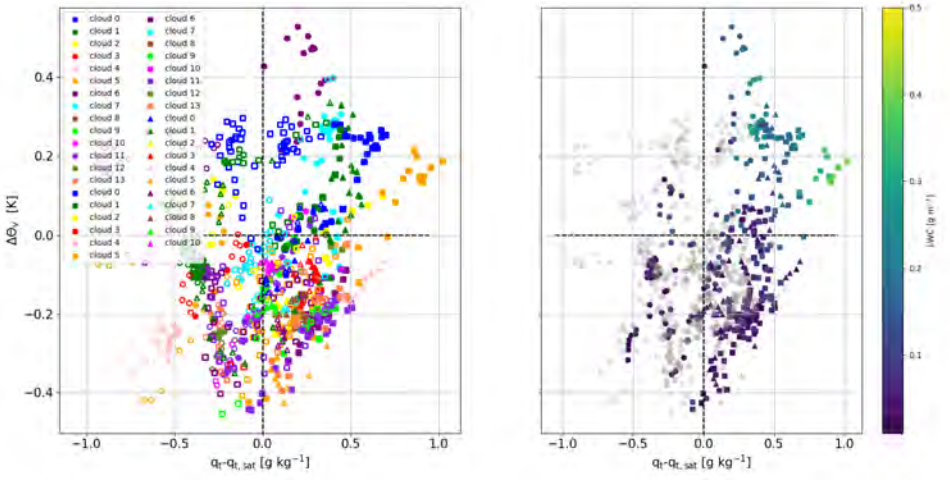


Figure 8. Same as Fig. 7 but for sampled clouds during all racetrack in the field campaign

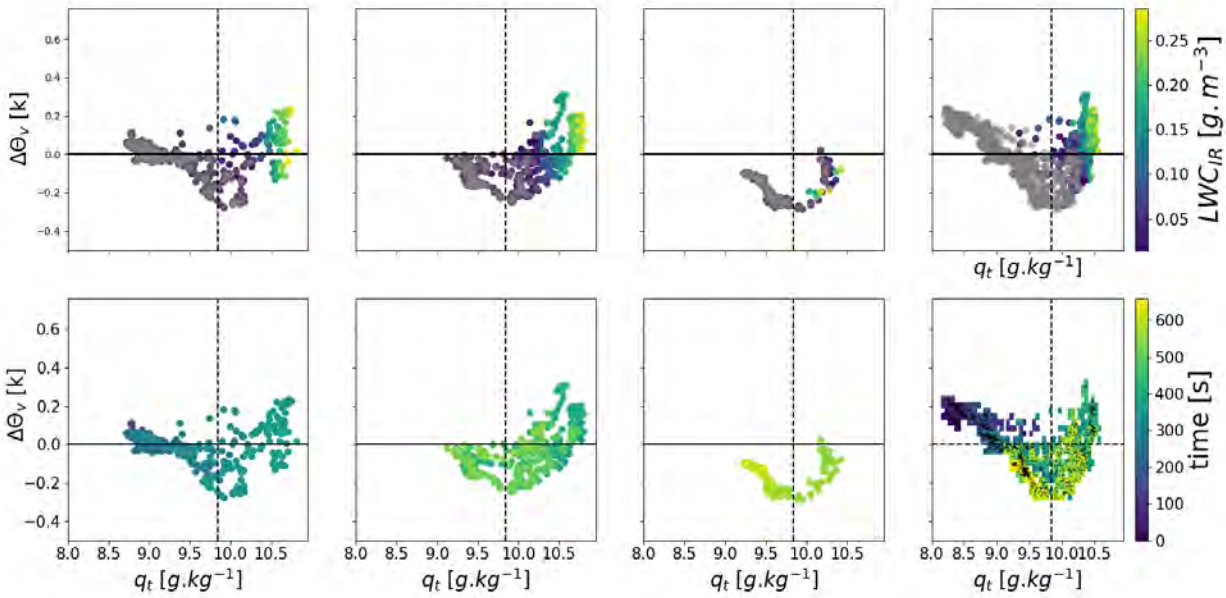


Figure 9. Thermodynamical diagram for following cloud, the 8 February with in first row, the LWC representing in color and second row, the time during the beginning of adaptive exploration. The first column represents the development phase, the second column represents the maturity phase and the third column represents the dissipating phase. The fourth column summaries all the adaptive exploration.

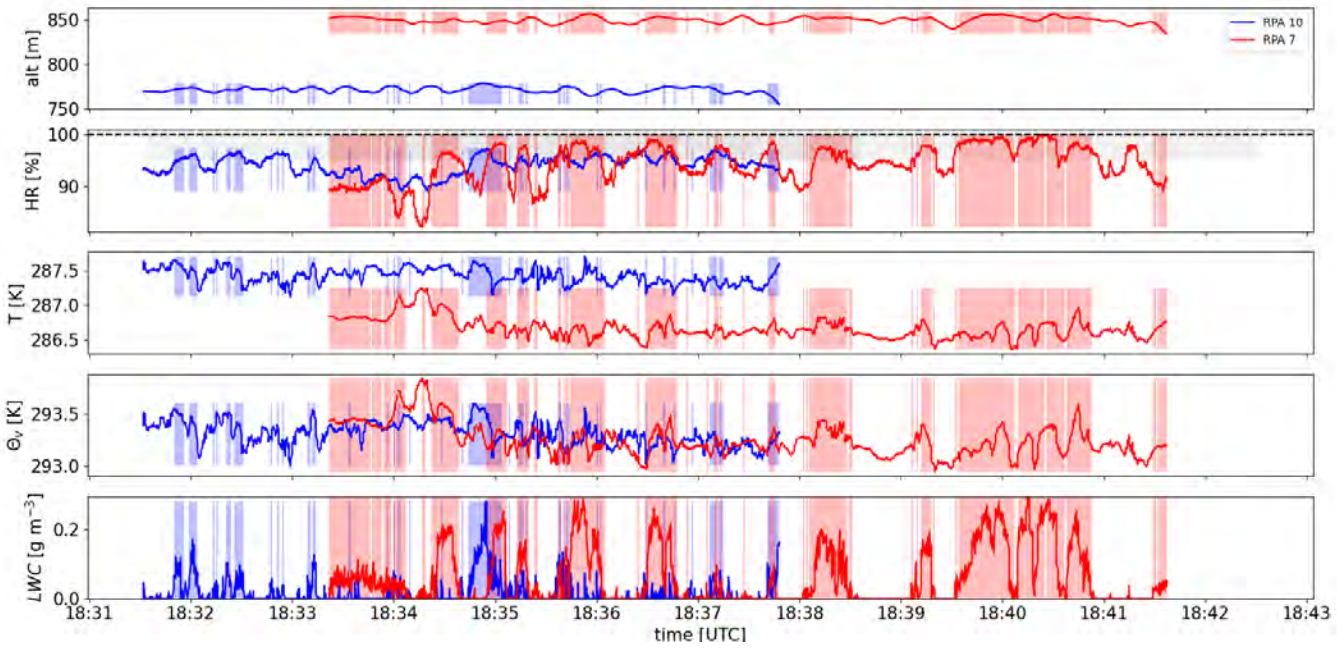


Figure 10. Time series for altitude, temperature, virtual potential temperature and LWC for RPA 7 (red lines) and RPA 10 (blue lines). The shaded area corresponds to measurements in clouds.

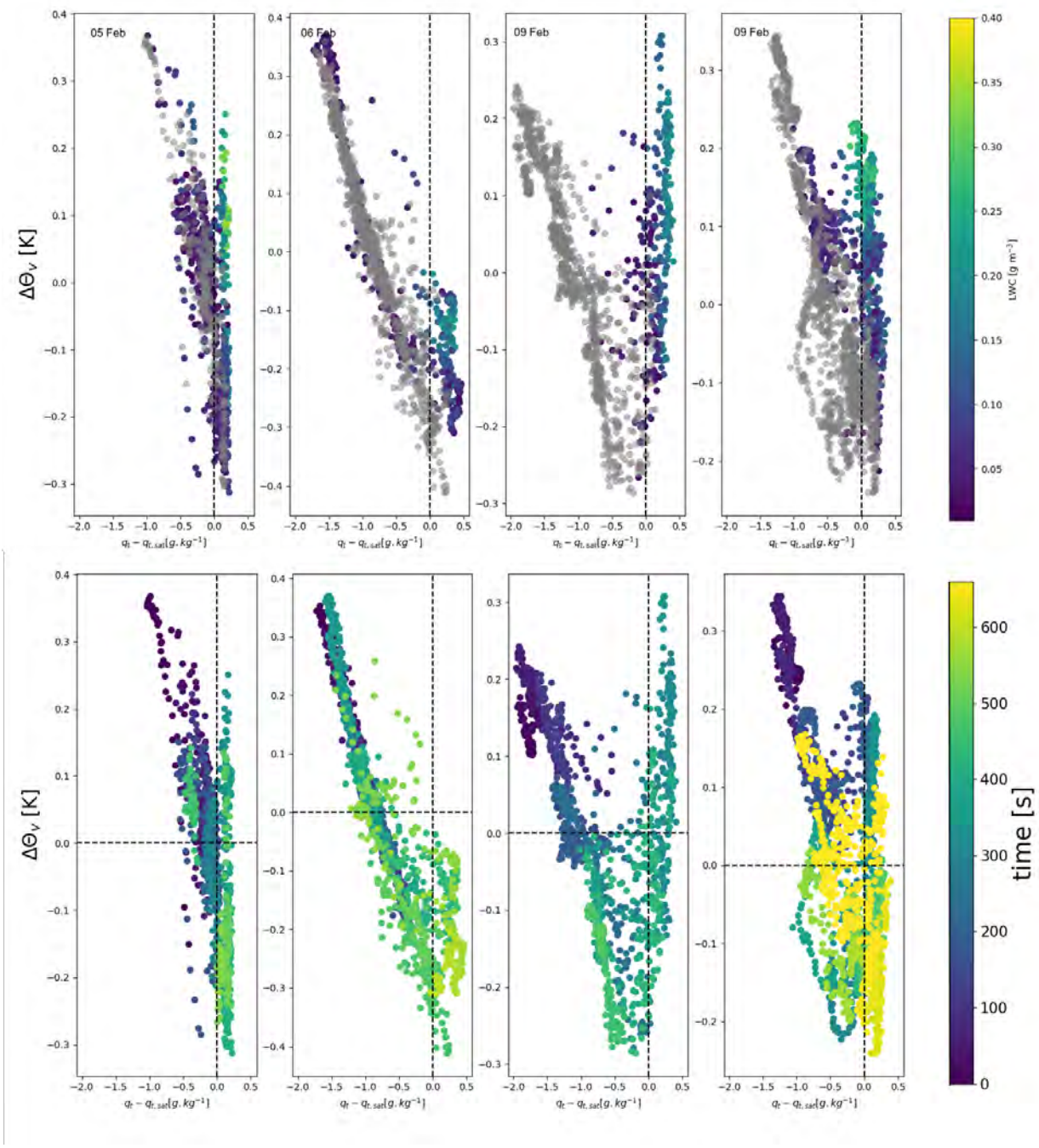


Figure 11. Thermodynamical diagram ($\Delta\Theta_v$ versus $q_t - q_{t,sat}$) for clouds sampled during the adaptive exploration of February 5th (first column), 6th (second column), 9th (third and fourth column). The first row represents the LWC sampled in color and second row represents the time after the beggining of exploration.

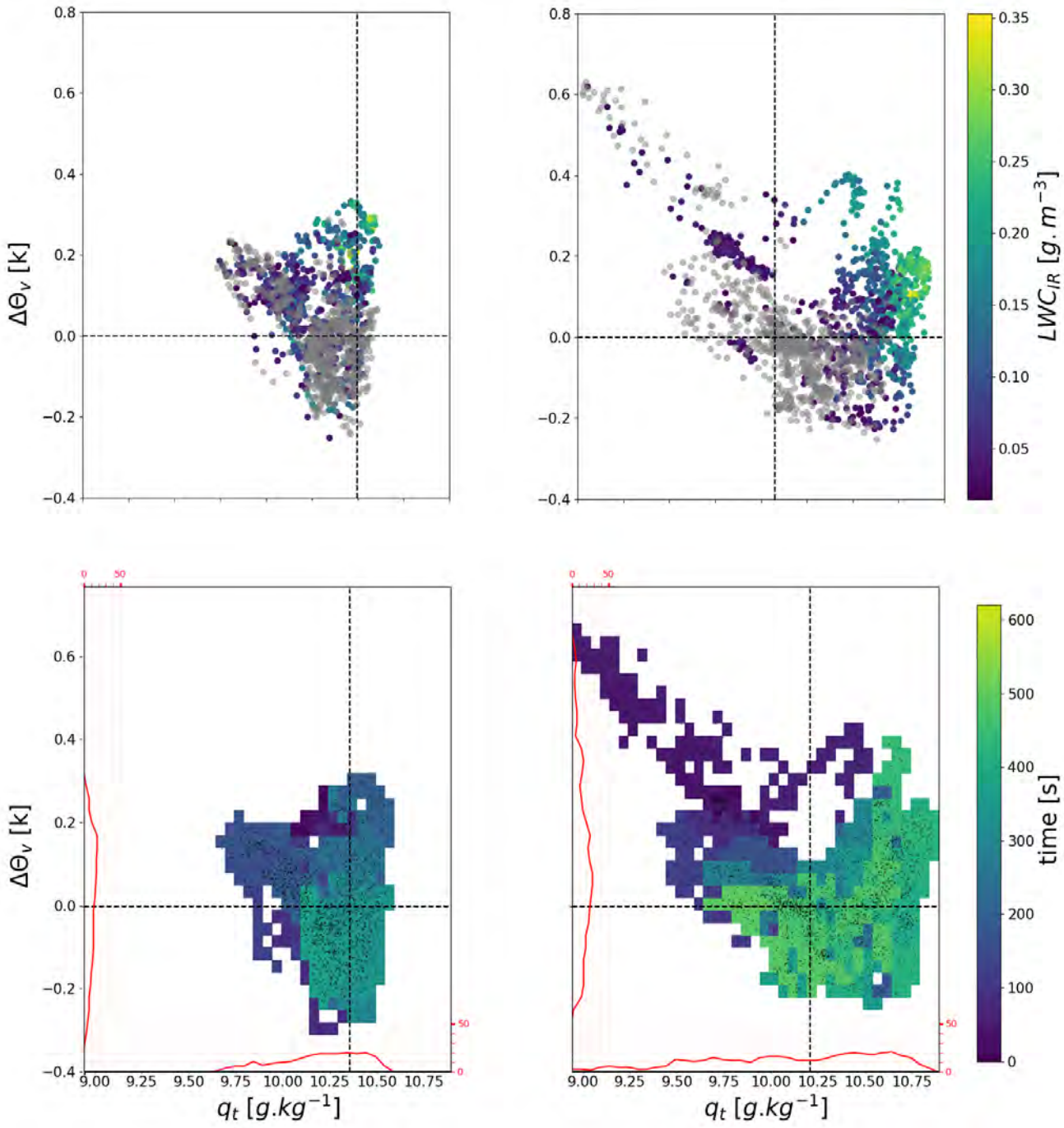


Figure 12. Relation between virtual potential temperature, Θ_v, and total water, q_t with in color the time since the beginning of exploration for the RPA 10 (left figure) and RPA 7 (right figure). The horizontal dotted black line represents the mean Θ_v of the environment and the dotted vertical black line represents the q_t saturated. The red lines represent the number of data for a value of Θ_v and q_t and the black point represent the data.

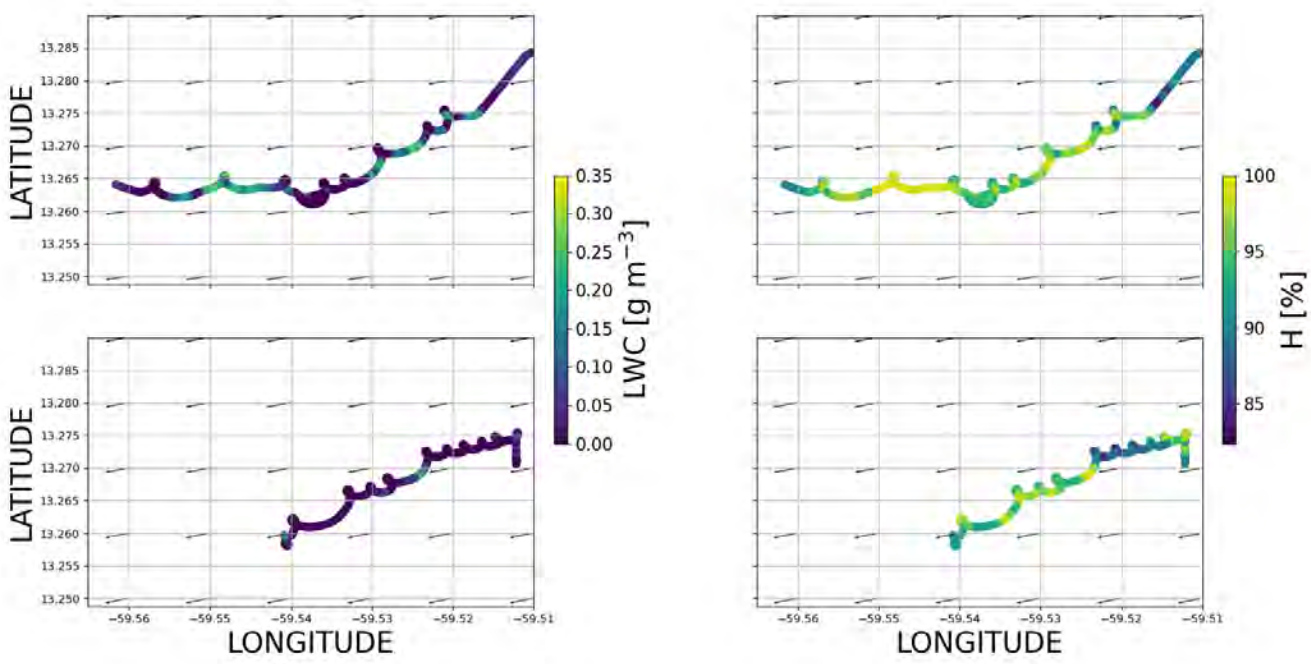


Figure 13. Trajectory of RPA 7 (first row) and RPA 10 (second row) of February 8 with in color the LWC calculated by infra-red channel of cloud sensor (first column) and the relative humidity (second column).

7.3.3 Autres résultats de la campagne

Durant la campagne, les hippodromes réalisés ont permis d'évaluer les hétérogénéités dans les cumulus. Les transects uniques permettent également de tracer les structures horizontales des cumulus sans redimensionner les diamètres afin de cartographier les differences entres les nuages. Un prochain travail consistera à analyser les différences dans les coeurs des nuages ainsi que dans les enveloppes subsidentes autours des nuages. Pour cela, les différentes entrées correspondantes aux figures 7.10, 7.11 et 7.12 et les sorties de ces mêmes jours (figures 7.13, 7.14 et 7.15) serviront de support.

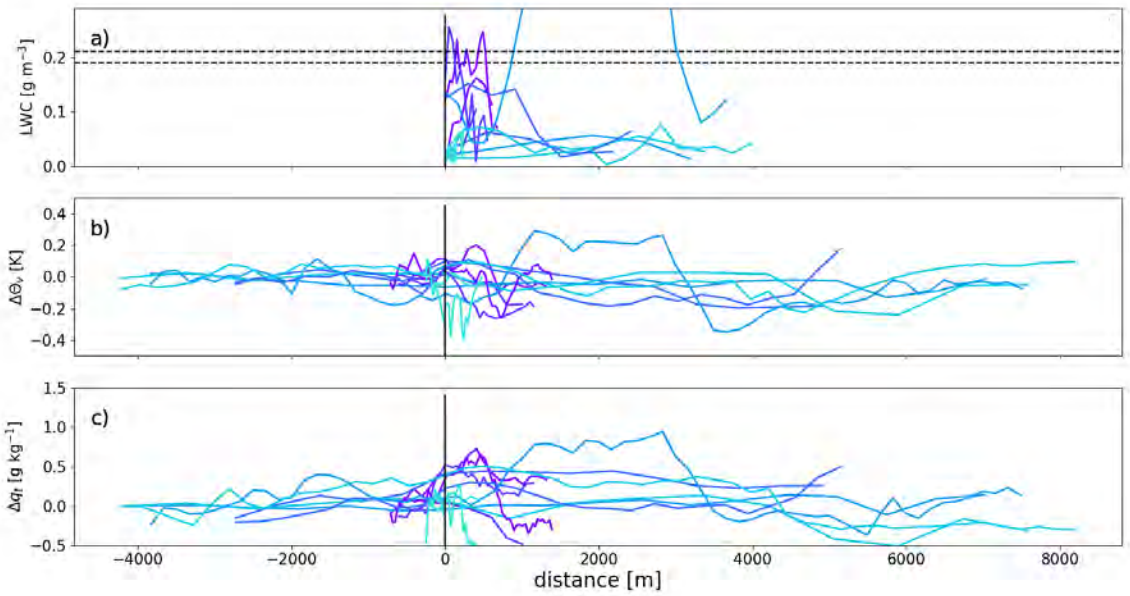


FIGURE 7.10 – Différentes entrées dans les nuages lors de l'hippodrome du 1er Février durant la campagne EUREC^{4}A

7.4 Conclusion

La campagne EUREC^{4}A a été une formidable expérience afin de tester les trajectoires adaptatives des drones sur les cumulus d'alizés. Le fort déploiement instrumental et scientifiques a permis de comparer et de valider en premier lieu les données issues des drones. Les vols drones de NEPHELAE ont pu s'inscrire dans la volonté globale d'étudier les cumulus notamment grâce au 42 vols réalisés. La présence de cumulus d'alizés tout au long de la période a permis d'observer les structures thermodynamiques des nuages et d'identifier les cumulus forcés et ceux actifs dans différents stade de leur cycle de vie. Les trajectoires adaptatives ont aussi été appliquées ce qui a conduit à suivre des cumulus sur plusieurs minutes, voire sur deux altitudes différentes. La caractérisation temporelle des variables nuages a été étudiée.

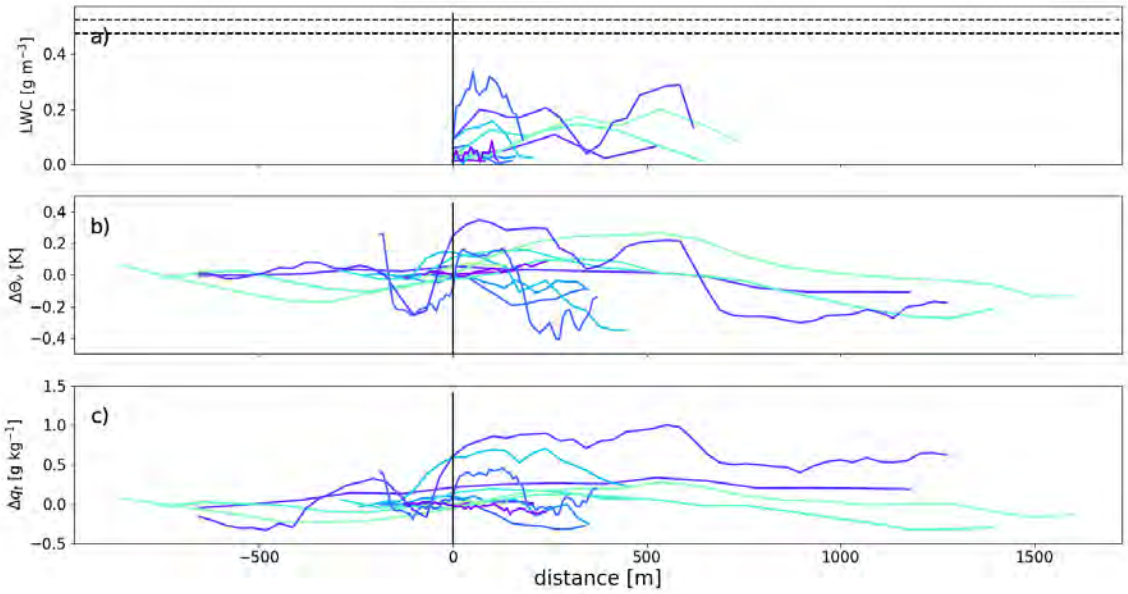


FIGURE 7.11 – Différentes entrées dans les nuages lors de l'hippodrome du 4 Février durant la campagne EUREC^{4}A.

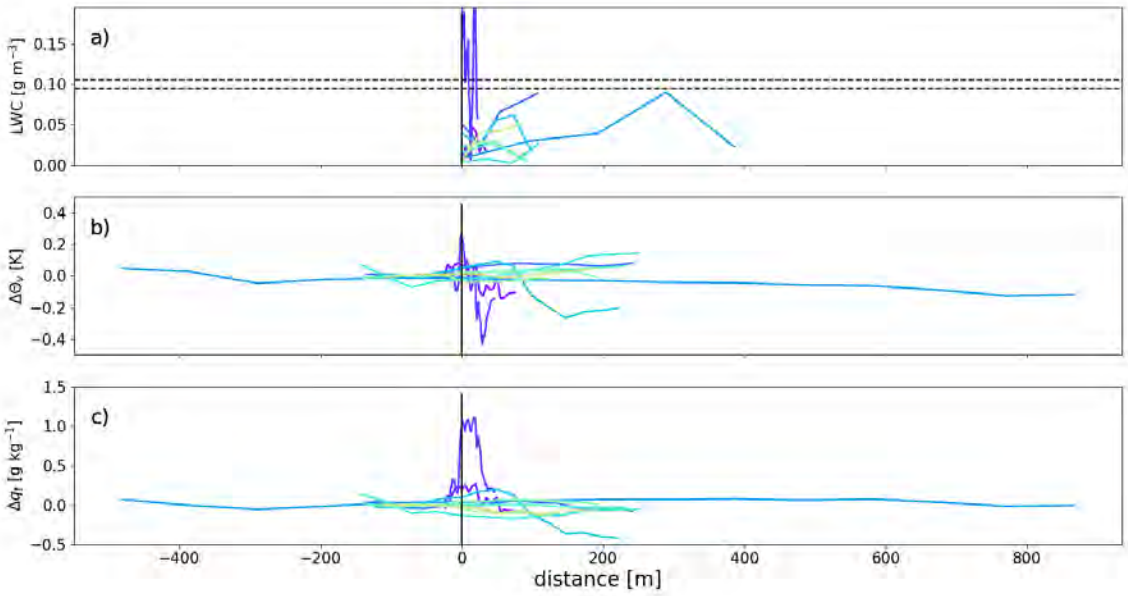


FIGURE 7.12 – Différentes entrées dans les nuages lors de l'hippodrome du 9 Février durant la campagne EUREC^{4}A

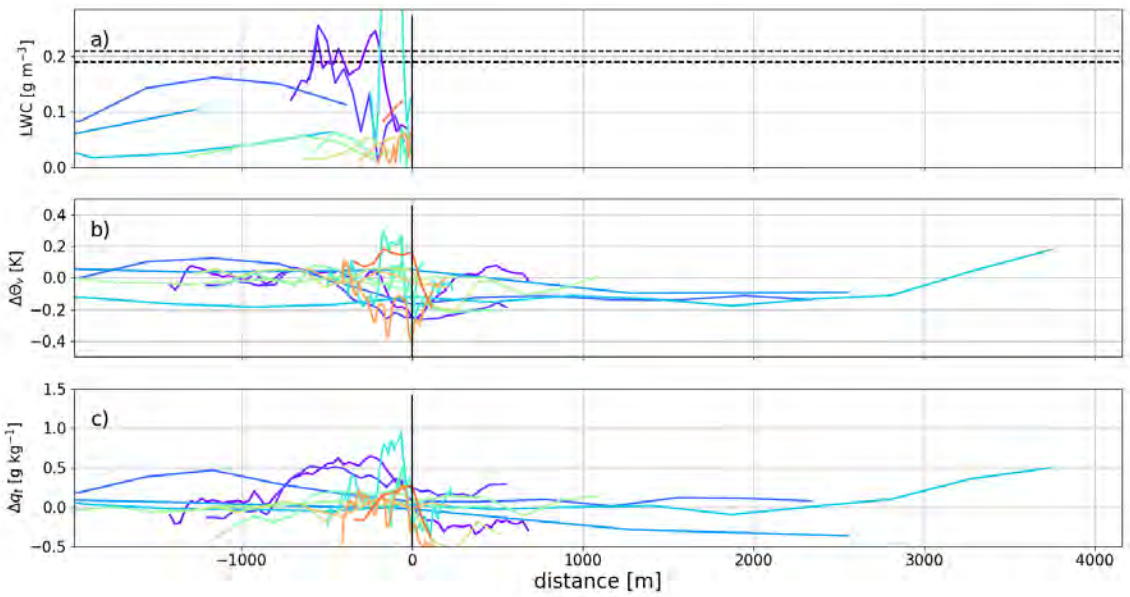


FIGURE 7.13 – Différentes sorties dans les nuages lors de l'hippodrome du 1er Février durant la campagne EUREC^{4}A

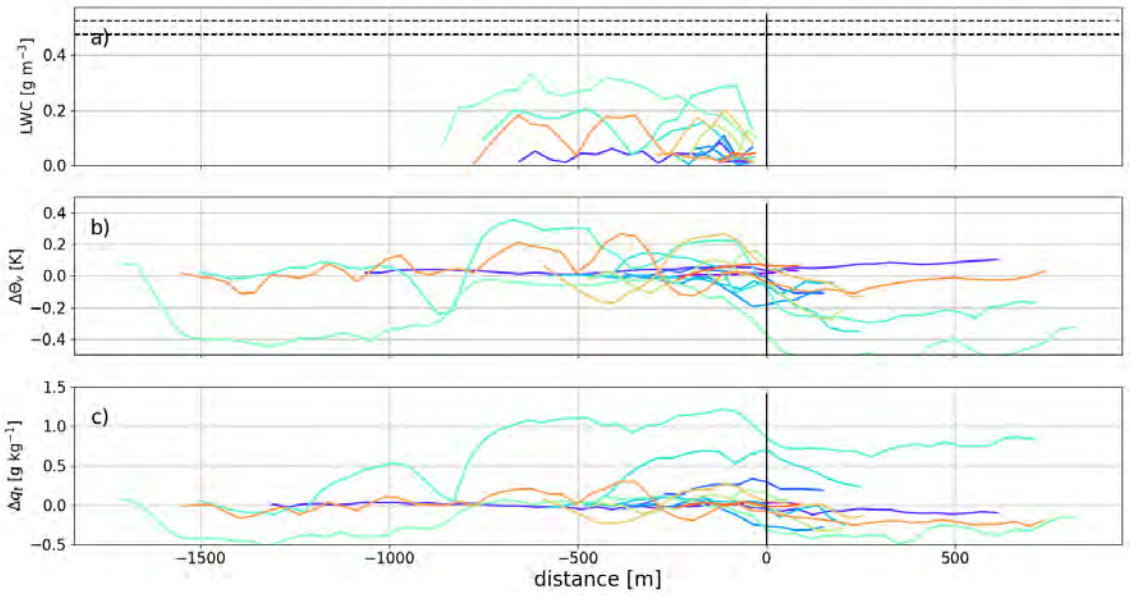


FIGURE 7.14 – Différentes sorties dans les nuages lors de l'hippodrome du 4 Février durant la campagne EUREC^{4}A

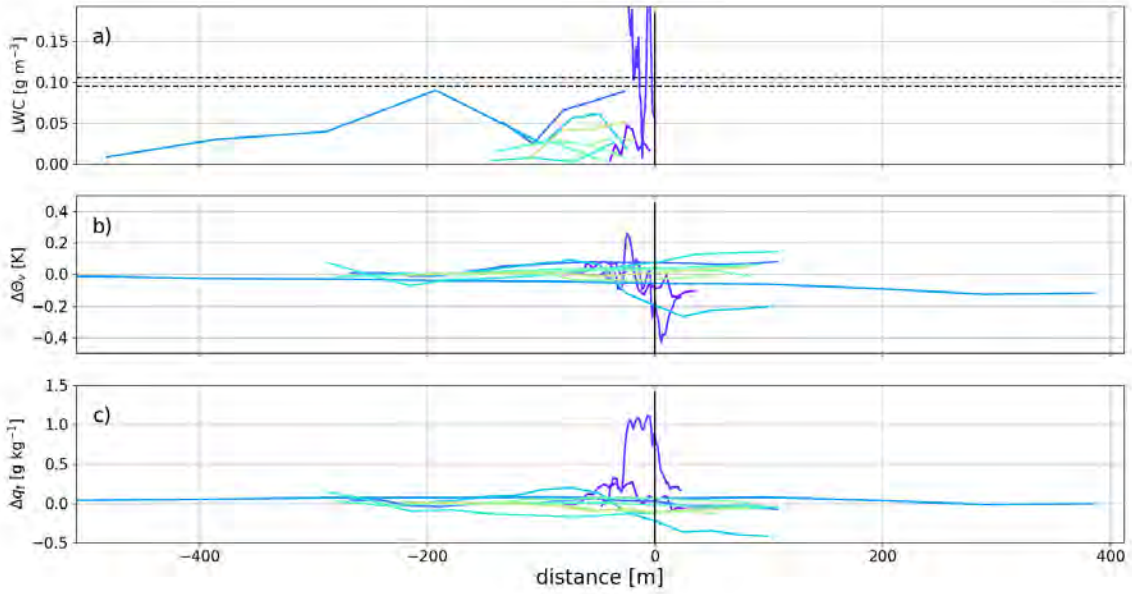


FIGURE 7.15 – Différentes sorties dans les nuages lors de l'hippodrome du 9 Février durant la campagne EUREC^{4}A

Quatrième partie

Bilan de la thèse

Chapitre 8

Conclusion générale et perspectives



"L'étude est la mère de la connaissance." Avadanas, proverbe Sanskrits

Sommaire

8.1 Rappel des enjeux de la thèse 202
8.2 Principaux résultats et Perspectives 203
8.2.1 Les échanges air nuageux-air environnant 203
8.2.2 Une nouvelle stratégie d'échantillonnage des cumulus par drones 204
8.2.3 Exploitation des données de drones 205
8.2.4 Apport de la complémentarité LES/observations in-situ 206

8.1 Rappel des enjeux de la thèse

Les cumulus, nuages de convection peu profonde, sont présents sur l'ensemble du globe et sont le témoignage de processus thermodynamiques dans les couches limites convectives. Leur importance, notamment sur l'impact radiatif qu'ils provoquent en refroidissant les surfaces, mais également sur le transport d'eau sous les phases gazeuses et liquides, a conduit à leur étude depuis des décennies. Si leur compréhension globale est plus ou moins comprise, leur représentation dans les modèles de prévisions numériques du temps ou du climat comporte encore des incertitudes et celle-ci est responsable d'une partie de la dispersion dans les projections climatiques. Les observations restent encore un des meilleurs atouts pour mieux comprendre les processus nuageux. Pourtant, l'apport des observations, in-situ ou de télédétection, est rendue complexe tant les cumulus ont une durée de vie courte comparée à d'autres phénomènes atmosphériques nuageux. En effet, leur durée de vie est comprise entre 15 minutes pour les plus petits cumulus et 30 minutes pour les plus développés et leur taille caractéristique excède rarement le kilomètre. L'advection qu'ils subissent par les vents moyens de leur environnement accentue également les difficultés pour les mesurer. Pourtant, les observations sont essentielles pour documenter les propriétés thermodynamiques et microphysiques des cumulus afin de quantifier, à terme, l'impact des mélanges sur leur section horizontale. Les mélanges entre l'air nuageux et l'air environnant se produisent tout au long du cycle de vie des cumulus et sont de nature à les faire changer thermodynamiquement, rendant donc la représentation du mélange essentielle dans les modèles. Pour tenter au mieux d'observer les cumulus, nous avons combiné deux moyens d'étude que sont les observations in situ et les simulations type LES afin de développer une nouvelle stratégie expérimentale et également, de confronter les mesures acquises durant des campagnes de mesures aux résultats des simulations. Les résultats obtenus ont été décrits dans plusieurs chapitres de cette thèse où nous sommes revenus sur l'analyse des mélanges entre cumulus et environnement mais aussi sur le développement d'une nouvelle stratégie d'observations avec, à la fin, une exploitation des données acquises sur le terrain et leur confrontation avec les résultats obtenus en simulation LES.

8.2 Principaux résultats et Perspectives

8.2.1 Les échanges air nuageux-air environnant

La première partie de cette thèse s'est voulue comme un travail préliminaire pour la compréhension des processus de mélanges nuageux.

Un premier cas de convection a été simulé et étudié, le cas ARM, décrivant un mode de convection continentale. Dans toute la population de nuages et pour chaque sortie, une méthode d'identification des nuages a été appliquée afin d'isoler chaque cumulus et pouvoir l'étudier sur sa verticale. Pour calculer les phénomènes de mélanges, les équations d'entraînement et détrainement, couramment utilisées dans les modèles de grande échelle, ont été appliquées sur chaque nuage. Ces équations se basant sur la conservation de variables lors d'une ascension dans un thermique, c'est la variable représentant le contenu en eau totale, $\mathrm{q_t}$, qui a été préalablement choisie. Il a été montré que sur une population de plusieurs dizaines de nuages, les taux d'entraînement étaient forts à la base des cumulus, puis diminuaient de manière constante jusqu'au sommet. Dans certains cas, l'entraînement au sommet des nuages, notamment pour les nuages en formation et en développement vertical, pouvait être fort, comparable à celui que l'on retrouve à la base. Quant au détrainement, celui-ci était, de manière générale, toujours plus fort au sommet des cumulus, contrebalançant l'entraînement et rendant la variation verticale du flux de masse du cumulus négatif sur cette partie (perte d'eau). Ces taux de mélanges ont été comparés avec différentes variables conservatives, comme la température potentielle liquide, l'énergie statique humide ou encore un traceur passif émis dans l'environnement. Si la tendance pour chaque variable était la même, les ordres de grandeur varient comme pour la température potentielle liquide. L'analyse avec le traceur passif a permis de confirmer le bon comportement de la variable $\mathrm{q_t}$. Ensuite, nous avons comparé ces profils verticaux de mélanges avec différentes sources (différents états de l'atmosphère ou nuageux) qui, potentiellement, peuvent faire changer la nature du mélange. Nous avons montré avec les simulations LES que l'évolution temporelle de la couche limite n'avait que peu d'impact sur le mélange mais au contraire, que la taille des cumulus faisait varier les taux d'entrainement et détrainement. Plus un nuage possède un volume faible, plus son taux de mélange est fort, en adéquation avec les paramétrisations des GCMs qui relient taux d'entraînement avec l'inverse du rayon des nuages où encore l'intensité des vents verticaux, ces derniers étant reliés au volume des nuages. Nous avons également comparé la population de nuages d'ARM avec ceux d'un cas de convection océanique, BOMEX caractérisé par une même gamme de volume de nuages. Aucun impact n'a été noté, les cumulus se comportant de la même manière, ce qui semble indiquer qu'il n'est pas nécessaire de tenir compte des flux de surface dans une potentielle paramétrisation des mélanges. Un dernier aspect du travail s'est focalisé sur la représentativité d'une analyse individuelle des nuages comparativement à l'ensemble de la population. Les gros cumulus transportent la majorité des flux de masse dans la couche nuageuse, un volume minimal pour l'observation individuelle de cumulus de convection continentale et océanique a été introduit, en supposant un diamètre de nuages supérieurs à 200 mètres pour le cas d'ARM et 100 mètres pour celui de BOMEX.

Afin de comparer les profils verticaux des taux de mélange déduits de simulations numériques, nous avons utilisé les données de la campagne BIO-MAIDO qui s'est déroulée durant le mois de mars et d'avril 2020. Avec un cycle diurne de convection marqué sur le site des pentes du Maido, nous avons pu analyser les données issues des instruments sous ballon captif tel qu'un CDP (cloud droplet probe) permettant de caractériser la distribution de taille en nombre des gouttelettes dans la couche nuageuse ou encore celles de la sonde de turbulence. Le profil vertical du contenu en eau liquide (LWC) observé par un CDP sous ballon captif tend à augmenter avec l'altitude avec des valeurs, proches de celles attendues par l'adiabaticité puis une stagnation de ces valeurs à la moitié de la couche nuageuse, s'éloignant alors de plus en plus des valeurs adiabatiques. En lien avec ce profil, un taux d'entraînement a été calculé en utilisant la variable $\mathrm{q_t}$ et montre que des valeurs similaires à celles obtenues dans les simulations LES pour ARM (valeurs autours de $10^{-2}\mathrm{m}^{-1}$ à la base des premiers nuages et qui tendent à être nulles au sommet). Pour aller plus loin dans cette partie, les jeux de données contenant les profils de mélanges issus des cas ARM et BOMEX pourraient servir de base pour tester des paramétrisations existantes dans les GCMs pour les mélanges de convection

peu profonde. Également, les simulations LES ont toutes été configurées avec un schéma microphysique à un moment ICE3. Cependant, pour mieux quantifier l'impact du mélange sur le contenu en eau dans les cumulus, il serait judicieux de tester un schéma microphysique à deux moments (LIMA) qui prend en compte de façon pronostique l'activation des aérosols et la concentration des gouttelettes nuageuses grâce aux mesures de concentration d'aérosol durant des campagnes similaires. Cela permettrait de mieux comprendre l'impact de l'entraînement sur la distribution spatiale des gouttelettes dans le nuage et ainsi valider ou infirmer le terme de mélange homogène-inhomogène. Sur l'étude des cumulus échantillonnés lors de la campagne BIO-MAÏDO, de nombreuses études restent à approfondir. En effet, cette campagne a permis de révéler une circulation très complexe, voire micro-climatique. La caractérisation des structures nuageuses, ainsi que leur évolution temporelle en termes de microphysique permettrait d'appréhender leur représentation sur une journée dans les modèles de prévision numérique du temps. Enfin, une confrontation entre les observations de la campagne et des simulations LES représentant la circulation sur les pentes du Maido sur les profils de LWC voire de LWC comparé à l'adiabatique peut servir d'outil quant à la bonne reproduction de cette variable dans les simulations LES. Ces données peuvent aussi être comparées avec celles obtenues dans les cas BOMEX et ARM et ainsi pouvoir être corrélées avec les taux d'entraînement et de détrainement.

8.2.2 Une nouvelle stratégie d'échantillonnage des cumulus par drones

Un autre défi de la thèse a été de concevoir une nouvelle forme d'exploration des cumulus par drones. Tout d'abord, cette stratégie a été pensée comme adaptative, c'est-à-dire s'adaptant sans cesse à son objet d'étude que sont les cumulus. Deux trajectoires adaptatives ont été préalablement définies que sont la trajectoire Rosette et Trinity. La simulation BOMEX a été prolongée de 30 minutes avec des sorties toutes les 5 secondes, permettant de suivre un nuage spatialement et temporellement à très haute fréquence. Les cumulus ont été identifiés individuellement et trois d'entre eux ont été choisis pour être le support de l'exploration par drone. Ces trois nuages, de tailles différentes sont représentatifs de la population rencontrée dans le domaine de simulation. La trajectoire Rosette a été choisie pour appliquer ces explorations adaptatives dans un nuage de moyenne taille tout d'abord dans un cas statique (figé dans le temps) puis dynamique (évoluant dans le temps). En échantillonnant le cœur du nuage, il a été montré que cette trajectoire permet de reproduire un champ horizontal des variables (q_t, Θ, w) du nuage en moins de 3 minutes, quand celle-ci est couplée avec un système de cartographie qui interpole les valeurs par régression gaussienne. Pour les deux autres nuages, le temps nécessaire est plus important, montrant ainsi les limites de cette trajectoire. C'est pourquoi un autre type de trajectoire, Trinity, a été appliqué pour un petit nuage et s'est révélé plus efficace que la trajectoire Rosette.

Dans le cas dynamique, l'exploration adaptative a été testée et a montré que le drone réussissait à suivre, de manière autonome, un nuage dans le temps et l'espace et échantillonnait correctement la distribution des variables thermodynamiques dans le nuage.

Pour ce qui est de la partie exploration adaptative, les perspectives sont d'autant plus grandes que le sujet est assez récent dans le domaine de la recherche expérimentale. Le type de trajectoire adaptative doit encore être affiné, voire testé dans différents types de nuages pour réaliser une statistique plus forte. Il sera peut-être nécessaire de proposer que la longueur d'échelle à appliquer pour la cartographie soit directement calculée par le module CAMS dès la fin d'un transect dans un cumulus. Il serait aussi très intéressant d'optimiser les explorations adaptatives dans d'autres types de nuage afin de comparer l'efficacité des trajectoires Rosette ou Trinity et ce, sur un plus grand nombre de nuages. Le but final du projet NEPHELAE est de faire voler une flotte de drones autonomes. Si l'exploration à deux drones a été validée dans une même section nuageuse virtuellement dans la simulation, cela n'a pas encore été réalisé dans la réalité. Couplée avec une cartographie par processus gaussien, cette exploration bi-drones sur une section nuageuse emmènerait à une restitution de la section horizontale nuageuse plus rapidement, ce qui laisserait la possibilité de faire voler d'autres drones dans le même nuage mais à des hauteurs différentes. Ces explorations horizontales peuvent être aussi additionnées par une ou des explorations verticales dans les cumulus, notamment par une spirale

ascendante et descendante afin de pouvoir décrire,en quatre dimensions, le nuage suivi comme imaginé dans la Figure 8.1.



FIGURE 8.1 – Schéma représentant la flotte de drone adaptative.

L'altitude d'exploration par drones connaît une certaine limite, généralement ne pouvant pas excéder la tropopause, ce qui laisse imaginer que l'étude de nuages de couche limite convective plus importants, comme notamment les cumulus congestus et cumulonimbus, est possible. Cependant, les fortes variations de vents verticaux (plusieurs dizaines de $\mathrm{m.}^{-1}$) ainsi que la présence d'hydrométéores glacés pour les nuages de convection profonde peuvent limiter ces explorations avec le modèle actuel de drones ultra-léger comme les SkyWalker X6 mais celles-ci sont tout à fait réplicables pour des modèles de drones plus conséquents et donc plus résistants. Aussi, d'autres types de nuages comme ceux de couche limite stable (stratocumulus et brouillard) peuvent être étudiés avec des explorations adaptatives et autonomes, seul la manière d'échantillonner le nuage change.

8.2.3 Exploitation des données de drones

La campagne NEPHELAE-BIOMAIDO a permis de valider le Cloud Sensor, instrument miniature embarqué sur les drones puisque celui-ci a été mis en parallèle d'un FM100 et d'un PWD, ce qui nous a permis de relier l'extinction calculée par le Cloud Sensor avec le LWC. Également, un jour a été choisi pour comparer ces données avec celles issues de vols drones. Les vols drones ont été effectués à la même altitude, sur un domaine adjacent, montrant la capacité des drones à reproduire un profil de LWC dans la couche nuageuse avec des profils similaires obtenus par les instruments sous ballon captif. Cependant, la topographie et la circulation complexe des pentes du Maido nous ont conduit à vouloir échantillonner des cumulus individuels sur une autre campagne.

Les trajectoires de drones ont été appliquées dans le cas réel lors de la campagne EUREC^{4}A durant laquelle 48 vols de drones ont pu être réalisés. Compte tenu de la taille restreinte des cumulus, la trajectoire Trinity a été généralisée pour les vols adaptatifs et plusieurs nuages ont pu être suivis. Des statistiques sur les nuages ont permis de mettre en évidence une structure cœur-enveloppe bien marquée pour des nuages où leur diamètre excédait les 500 m. Également, grâce aux nombreux vols réalisés à différentes altitudes, une relation entre taille des nuages et propriétés thermodynamique et microphysique, confirmant que plus

les nuages ont de grands diamètres, moins les nuages semblent être affectés par les processus de mélange. Durant la campagne, les nuages ont été échantillonnés de manière aléatoire, et seulement après avoir été traversés par les drones. La technique de chercher un nuage pour l'étudier durant tout son cycle de vie n'est pas encore aboutie mais 17 nuages ont quand même pu être suivis au moins 5 minutes durant la campagne.

L'analyse des données a aussi montré les limites des capteurs embarqués. Pour l'instrument servant à détecter l'eau liquide des nuages, il a fallu changer la mesure de fond détectée par le Cloud Sensor plusieurs fois durant le vol puisque celui-ci traversait des masses d'air différentes, donc avec une composition d'aérosol et d'humidité différente. Une piste d'amélioration serait un module (électronique ou numérique) qui fasse lui-même ce changement de seuil en moyennant les données sur une certaine durée auparavant. Les analyses du CDP ont montré que les rayons effectifs des gouttelettes augmentent peu avec l'altitude dans les cumulus de la campagne BIOMAIDO. Le LWC étant proportionnel à nombre de gouttelettes présentes dans le nuage et de leur rayon au cube, il est possible de déterminer l'évolution de la concentration de gouttelettes suivant l'altitude seulement avec le Cloud Sensor. Aussi d'autres instruments miniaturisés pourraient être embarqués comme une sonde de turbulence ou encore un compteur de gouttelettes permettrait de renseigner les processus de mélange à une échelle plus petite. En effet, la détection des vents verticaux permettrait de connaitre le flux de masse à une certaine altitude et de comparer celui-ci à un niveau vertical plus haut, ce qui rendrait possible la quantification du flux de masse vertical et de ses variations suivant l'altitude.

Durant la campagne EUREC^{4}A, l'exploration adaptative a été réalisée au cours de plusieurs vols. L'évolution temporelle des variables thermodynamiques d'une section horizontale, de la phase de développement de cumulus à sa dissipation, a donc été rendue possible et un travail de comparaison avec les données de simulation révèle une bonne représentation des diagrammes thermodynamiques des cumulus. Un couplage d'exploration adaptative horizontale- et d'instruments de télédétection type radar permettrait de représenter les données thermodynamiques et microphysiques des cumulus en quatre dimensions.

8.2.4 Apport de la complémentarité LES/observations in-situ

Le sujet de cette thèse mêle donc à la fois observations par drones mais également analyse de simulations numériques. L'intérêt certain de cette complémentarité réside dans la compréhension de processus parfois difficilement atteignable et/ou mesurable lors d'observations mais également d'avoir un regard critique sur les simulations de type LES. Cette vision du travail accompli est schématisé par la Figure 8.2. La préparation des vols adaptatifs de la campagne EUREC^{4}A n'a pu se faire qu'avec l'aide de simulation haute résolution et les données acquises permettent en retour de valider la représentation dans les simulations LES des processus dynamiques qui se déroulent dans les nuages de convection peu profonde.

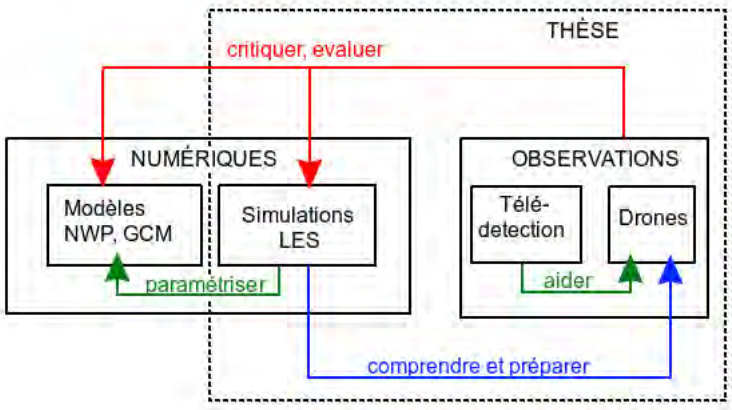


FIGURE 8.2 – Schéma récapitulant les différentes articulations des travaux de la thèse.

Chapitre 9

Compléments de lecture

9.1 Acronymes

Campagnes et programmes internationaux :
ACTRIS : Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure network
ARM-SGP : Atmospheric Radiation Measurement-Southern Great Plains
ASTEX : Atlantic Stratocumulus Transition Experiment
ATOMIC : Atlantic Trade-wind Ocean-atmosphere Mesoscale Interaction Campaign
BACCHUS : impact of Biogenic versus Anthropogenic emissions on Cloudsand Climate : towards a Holistic UnderStanding
BIO-MAIDO : BIO-physicochemistry of tropical clouds at MAIDO
BOMEX : Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment
CAP-MBL : Clouds, Aerosol, and Precipitation in the Marine Boundary Layer
CARRIBA : Cloud, Aerosol, Radiation and tuRbulence in the trade wInd regime over BArbados
CCOPE : Cooperative Convective Precipitation Experiment
DACCIWA : Dynamics-aerosol-chemistry-cloud interactions in West Africa
EUREC^{4}A : ElUcidating the Role of Clouds-Circulation Coupling in Climate
FIRE : First ISCCP Regional Experiment
GoMACCS : Gulf of Mexico Aerosol Composition and Climate Study
IHOP$_{2002}$: International H_2O Project
MAC :Maldives AUAV Campaign
MIRIAD : Mesures scIentifiques de flux de suRface en mIlieu mAritime embarqué sur Drones
NEPHELAE : Network for studying Entrainment and microPHysics of cLouds using Adaptive Exploration
RICO : Rain In Cumulus over the Ocean
SCMS : Small Cumulus Microphysics Study
SOCRATES : Southern Ocean Clouds, Radiation, Aerosol Transport Experimental Study
TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission
TROFFEE : The Tropical Forest and Fire Emissions Experiment

Laboratoires et institutions :
ANR : Agence Nationale de la Recherche
BCO : Barbados Cloud Observatory
CNRM : Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS : Centre National de Recherches Scientifiques
ENAC : Ecole Nationale de l'Aviation Civile
GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du climat
GMEI : Groupe de Mesure Expérimentale et Instrumentale

IPRC : International Pacific Research Center
ISCCP : International Satellite Cloud Climatology Project
LA : Laboratoire d'Aérologie
LAAS : Laboratoire d'Analyse et Architecture des Systèmes
MNPCA : Microphysique des Nuages et Physico-Chimie de l'Atmosphère
NASA : National Aeronautics and Space Administration
NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
SIRTA : Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique

Noms météorologiques et variables/unités :
AOD : Aerosol Optical Depth
AOT : Aerosol Optical Tickness
CM : Couche de Mélange
CLA : Couche Limite Atmosphérique
CLS : Couche Limite Stable
CMIC : Cloud MICrophysics
CT : Cloud Type
IR : Infra-Rouge
IWP : Ice Water Path
LCL : Lifting Condensation Level
LFC : Level of Free Convection
LH : Latent Heat
LT : Local Time
LTS : Lower-Tropospheric Stability
LWC : Liquid Water Content
LWP : Liquid Water Path
NDVI : Normalized Difference Vegetation Index
PDF : Probability Density Function
SSA : Single Scattering Albedo
SST : Sea Surface Temperature
SH : Sensible Heat
SW : Short Wave
TKE : Turbulent Kinetic Energy
UTC : Universel temps Coordonné
ZCIT : Zone de Convergence Inter-Tropicale

Modèles météorologiques et instruments de mesure
AROME : Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
ARPEGE : Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
ATR : Avion de Transport Régional
AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometer
CDP : Cloud Droplets Probe
CPC : Condensation Particle Counter
CRM : Cloud-Resolving Models
CS : Cloud Sensor
GCM : General Circulation Model
GOES : Geostationary Operational Environmental Satellite
HOLODEC : HOLOgraphic DEtector for Clouds
FM100 : Fog Monitor 100

FSSP : Forward Scattering Spectrometer Probe
LES : Large-Eddy Simulation
Lidar : Light Detection And Ranging
Méso-NH : Mesoscale Non-Hydrostatic
NHRE : National Hail Research Experiment
OPC : Optical Particle Counter
PNT : Prévision Numérique du Temps
PWD : Present Weather Detector
RPA : Remotely Aerial Vehicles
RPAS : Remotely Aerial Vehicles System
RT : Radiative Transfert
SCM : Single-Column Models
UAV : Unmanned Aerial Vehicle
WRF : Weather Research and Forecasting

9.2 Notation

Lettres latines

$\mathrm{C_p}$: Capacité calorifique pour air sec à pression constante
D : Détrainement
E : Entrainement
f : Flux de masse vertical
HR ou Hu : Humidité Relative
K : Coefficient de diffusion
$\mathrm{L_v}$: Chaleur latente d'évaporation de l'eau
P : Pression
$\mathrm{P_0}$: Pression au sol
$\mathrm{P_{v,sat}}$: Pression de vapeur d'eau saturante sur surface plane infinie d'eau pure
$\mathrm{P_v}$: Pression partielle de vapeur d'eau
$\mathrm{Q_{ext}}$: Efficacité d'extinction de Mie
$\mathrm{q_v}$: humidité spécifique ou contenu en vapeur d'eau
$\mathrm{q_l}$: contenu en eau liquide
$\mathrm{q_t}$: contenu en eau total
r : Rayon
$\mathrm{r_v}$: Rapport de mélange en vapeur d'eau
$\mathrm{r_l}$: Rapport de mélange en eau liquide
$\mathrm{r_t}$: Rapport de mélange en eau totale
R : Constante des gaz parfaits
$\mathrm{R_d}$: Constante des gaz parfaits pour air sec
T : Température
U : Vent zonal
V : Vent méridional
W : Vent vertical

Lettres grecques et autres

Å : Coefficient d'Angström
β : Force de flottabilité
δ : Détrainement fractionné

ε : Entrainement fractionné
φ : Variable conservative
λ : Longueur d'onde
ρ : Masse volumique
σ_{ext} : Extinction
Θ : Température potentielle
Θ_{v} : Température potentielle virtuelle
Θ_{l} : Température potentielle liquide
Θ_{e} : Température potentielle équivalente
χ_{c} : Fraction de mélange critique

9.3 Articles en co-auteur

9.3.1 Article 1 : Overview of aerosol optical properties over southern West Africa from DACCIWA aircraft measurements

Cet article de Denjean et al. (2020) récapitule les mesures effectuées durant la campagne DACCIWA ainsi que les propriétés optiques des aérosols de l'Afrique de l'ouest.

Résumé en français :
Le sud de l'Afrique de l'Ouest (SWA) est un point chaud de la pollution en Afrique mais reste une région du monde relativement peu échantillonnée. Nous présentons ici un aperçu des mesures optiques d'aérosols in situ collectés au-dessus de la SWA pendant le mois de juin et juillet 2016 dans le cadre de l'étude aéroportée DACCIWA (Dynamics-Aerosol-Chemistry-Clouds Interactions en Afrique de l'Ouest). L'avion a échantillonné un large éventail de masses d'air, y compris des panaches de pollution anthropiques émis par les villes côtières, des panaches de combustion de biomasse transportés sur de longues distances depuis l'Afrique centrale et australe et des panaches de poussière provenant du Sahara et du Sahel, ainsi que des mélanges de ces panaches. L'objectif spécifique de ce travail est de caractériser la variabilité régionale de la distribution verticale des particules d'aérosols et de leurs propriétés spectrales optiques (albédo de diffusion unique : SSA, paramètre d'asymétrie, efficacité massique d'extinction, exposant de diffusion Ångström AAE). Les premiers résultats indiquent que les propriétés optiques des aérosols dans la zone étaient dominées par une charge persistante de combustion de biomasse provenant de l'hémisphère sud. Malgré une forte augmentation du nombre d'aérosols dans les masses d'air des agglomérations urbaines, les SSA spectrales sont comparables à celles du fond et présentent des signatures des caractéristiques d'absorption d"aérosols de combustion de la biomasse. Dans la troposphère libre, des couches d'aérosols modérément ou fortement absorbantes, dominées par des particules de poussière ou de combustion de la biomasse, ont été observées occasionnellement. Dans les couches d'aérosols dominées par des particules de poussière minérale, le SSA variaient de 0,81 à 0,92 à 550 nm en fonction de la proportion variable de particules de pollution anthropogénique mélangées à la poussière. Pour les couches dominées par des particules de combustion de la biomasse, les particules d'aérosol étaient nettement plus absorbantes que celles mesurées précédemment dans d'autres régions (par exemple en Amazonie et en Amérique du Nord) avec un SSA égal à 0,71 à 0,77 à 550 nm. La variabilité du SSA était principalement contrôlé par des variations dans la composition des aérosols plutôt que leur distribution granulométrique. De même, les valeurs de l'AAE variaient de 0,9 à 1,1, ce qui suggère que les particules de carbone noir étaient l'absorbeur dominant des aérosols dans le domaine visible. La comparaison avec la littérature montre une image cohérente de l'augmentation de l'absorption des aérosols de biomasse de leur émission jusqu'à un endroit éloigné et souligne que l'évolution du SSA s'est produite longtemps après l'émission. Les résultats présentés ici constituent une base fondamentale de de connaissances sur les propriétés optiques des aérosols observées au-dessus de SWA pendant la saison de la mousson et peuvent être utilisées dans les études de modélisation du climat ainsi que les récupérations

par satellite. En particulier, et en ce qui concerne les propriétés d'absorption très élevées des aérosols de combustion de la biomasse au-dessus du SWA, les résultats de l'étude sont très positifs. Nos résultats suggèrent que la prise en compte de l'effet du mélange interne sur les propriétés d'absorption des particules de carbone noir est nécessaire.

Atmos. Chem. Phys., 20, 4735–4756, 2020
https://doi.org/10.5194/acp-20-4735-2020
© Author(s) 2020. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Atmospheric Chemistry and Physics
Open Access
EGU

Overview of aerosol optical properties over southern West Africa from DACCIWA aircraft measurements

Cyrielle Denjean[1], Thierry Bourrianne[1], Frederic Burnet[1], Marc Mallet[1], Nicolas Maury[1], Aurélie Colomb[2], Pamela Dominutti[2,a], Joel Brito[2,b], Régis Dupuy[2], Karine Sellegri[2], Alfons Schwarzenboeck[2], Cyrille Flamant[3], and Peter Knippertz[4]

[1]CNRM, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France
[2]LaMP, Université de Clermont Auvergne, Clermont-Ferrand, France
[3]LATMOS/IPSL, Sorbonne Université, UVSQ, CNRS, Paris, France
[4]Institute of Meteorology and Climate Research, Karlsruhe Institute of Technology, Karlsruhe, Germany
[a]now at: Wolfson Atmospheric Chemistry Laboratories, Department of Chemistry, University of York, YO10 5DD-York, UK
[b]now at: IMT Lille Douai, Université de Lille, SAGE, Lille, France

Correspondence: Cyrielle Denjean (cyrielle.denjean@meteo.fr)

Received: 20 June 2019 – Discussion started: 9 August 2019
Revised: 4 March 2020 – Accepted: 12 March 2020 – Published: 22 April 2020

Abstract. Southern West Africa (SWA) is an African pollution hotspot but a relatively poorly sampled region of the world. We present an overview of in situ aerosol optical measurements collected over SWA in June and July 2016 as part as of the DACCIWA (Dynamics-Aerosol-Chemistry-Clouds Interactions in West Africa) airborne campaign. The aircraft sampled a wide range of air masses, including anthropogenic pollution plumes emitted from the coastal cities, long-range transported biomass burning plumes from central and southern Africa and dust plumes from the Sahara and Sahel region, as well as mixtures of these plumes. The specific objective of this work is to characterize the regional variability of the vertical distribution of aerosol particles and their spectral optical properties (single scattering albedo: SSA, asymmetry parameter, extinction mass efficiency, scattering Ångström exponent and absorption Ångström exponent: AAE). The first findings indicate that aerosol optical properties in the planetary boundary layer were dominated by a widespread and persistent biomass burning loading from the Southern Hemisphere. Despite a strong increase in aerosol number concentration in air masses downwind of urban conglomerations, spectral SSA were comparable to the background and showed signatures of the absorption characteristics of biomass burning aerosols. In the free troposphere, moderately to strongly absorbing aerosol layers, dominated by either dust or biomass burning particles, occurred occasionally. In aerosol layers dominated by mineral dust particles, SSA varied from 0.81 to 0.92 at 550 nm depending on the variable proportion of anthropogenic pollution particles externally mixed with the dust. For the layers dominated by biomass burning particles, aerosol particles were significantly more light absorbing than those previously measured in other areas (e.g. Amazonia, North America), with SSA ranging from 0.71 to 0.77 at 550 nm. The variability of SSA was mainly controlled by variations in aerosol composition rather than in aerosol size distribution. Correspondingly, values of AAE ranged from 0.9 to 1.1, suggesting that lens-coated black carbon particles were the dominant absorber in the visible range for these biomass burning aerosols. Comparison with the literature shows a consistent picture of increasing absorption enhancement of biomass burning aerosol from emission to remote location and underscores that the evolution of SSA occurred a long time after emission.

The results presented here build a fundamental basis of knowledge about the aerosol optical properties observed over SWA during the monsoon season and can be used in climate modelling studies and satellite retrievals. In particular and regarding the very high absorbing properties of biomass burning aerosols over SWA, our findings suggest that considering the effect of internal mixing on absorption properties of black carbon particles in climate models should help better assess

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

9.3.2 Article 2 : Experimental flights of adaptive patterns for cloudexploration with UAVs

Cet article de conférence Verdu et al. (2020) introduit les premiers vols adaptatifs réalisé numériquement dans un champs de cumulus simulé et leurs premières applications durant la campagne $\mathrm{EUREC^4A}$.

Résumé en français :
Ce travail présente le déploiement de drones pour l'exploration de cumulus, du système d'architecture et les tests en simulations numériques aux vols réels durant une campagne de mesure et l'analyse des trajectoires associées. Grâce à leur faible taille et leur basse altitude de vol, les drones légers ont prouvés qu'ils étaient adaptés pour récolter des données dans les cumulus. La durée de vie courte des cumulus et l'endurance limitée des drones requiert de se focaliser sur une zone d'intérêt maximum pour avoir le plus de données possible. Sur la base des travaux antérieurs sur l'échantillonnage adaptatif des cumulus, cet article se concentre sur l'architecture du système global, sur les améliorations apportées au système basées sur des tests et simulations, et enfin les résultats d'une campagne de terrain. La campagne de vol expérimental à la Barbade a confirmé la capacité du système à cartographier les nuages et à collecter des données pertinentes dans un environnement dynamique et a mis en évidence certains domaines à améliorer.

HAL
archives-ouvertes.fr

Experimental flights of adaptive patterns for cloud exploration with UAVs

Titouan Verdu, Nicolas Maury, Pierre Narvor, Florian Seguin, Gregory Roberts, Fleur Couvreux, Grégoire Cayez, Murat Bronz, Gautier Hattenberger, Simon Lacroix

▶ **To cite this version:**

Titouan Verdu, Nicolas Maury, Pierre Narvor, Florian Seguin, Gregory Roberts, et al.. Experimental flights of adaptive patterns for cloud exploration with UAVs. International Conference on Intelligent Robots and Systems (IROS 2020), Oct 2020, Las Vegas (on line), United States. hal-02994385

HAL Id: hal-02994385
https://hal.laas.fr/hal-02994385

Submitted on 7 Nov 2020

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.

Experimental flights of adaptive patterns for cloud exploration with UAVs

Titouan Verdu[1,2], Nicolas Maury[3], Pierre Narvor[2], Florian Seguin[2], Gregory Roberts[3], Fleur Couvreux[3], Grégoire Cayez[3], Murat Bronz[1], Gautier Hattenberger[1], Simon Lacroix[2]

***Abstract*— This work presents the deployment of UAVs for the exploration of clouds, from the system architecture and simulation tests to a real-flight campaign and trajectory analyzes. Thanks to their small size and low altitude, light UAVs have proven to be adapted for in-situ cloud data collection. The short life time of the clouds and limited endurance of the planes require to focus on the area of maximum interest to gather relevant data. Based on previous work on cloud adaptive sampling, the article focuses on the overall system architecture, the improvements made to the system based on preliminary tests and simulations, and finally the results of a field campaign. The *Barbados experimental flight campaign* confirmed the capacity of the system to map clouds and to collect relevant data in dynamic environment, and highlighted areas for improvement.**

I. Introduction

The models developed to understand atmospheric phenomenons are based on the acquisition of data, either remotely with satellites and ground sensors, or in-situ with planes or sounding balloons. In the case of cumulus clouds, which have a small size (about hundreds meters), a rapid evolution and a short lifespan (about half an hour), these sensing methods are not suited and in-situ measurements are missing to properly understand the cloud dynamics [1].

UAVs are well suited to provide in-situ atmospheric data (see e.g. [2], [3]), but sampling cumulus clouds is challenging. No classic geo-referenced flight patterns such as ascending spirals or swathing patterns can be efficiently applied: indeed the cloud location and shape are initially not known, and both evolve over time. Besides, atmosphere scientists are interested by data gathered in specific areas of the clouds, such as its base, its boundaries or its center. Figure 1 illustrates the various areas of interest in a cumulus cloud.

An exhaustive coverage of a cloud using systematic survey patterns is hardly feasible, as it would need to involve dozens of UAVs. The key to gather relevant data is to opt for an *adaptive sampling* scheme, in which the UAVs servo their flight on the acquired information. These schemes, referred to as "flight patterns", exploit in real-time the data provided by a sensor that measures the liquid water content of the atmosphere through optical extinction measures [4].

Based on prior work on the development of adaptive "flight patterns" [5], this paper presents a new adaptive pattern called "Trinity" suited for small clouds (section III-B). It also gives an overview of the complete system created to sample and map clouds and details the strategy chosen to track it. A validation of this work was done through simulations (section IV) and with real experimental flights that took place during the Barbados flight campaign (section V).

[1]ENAC, Université de Toulouse, Toulouse, France
[2]LAAS-CNRS, Université de Toulouse, CNRS, Toulouse, France
[3]METEO-FRANCE Toulouse, Toulouse Cedex 01, France

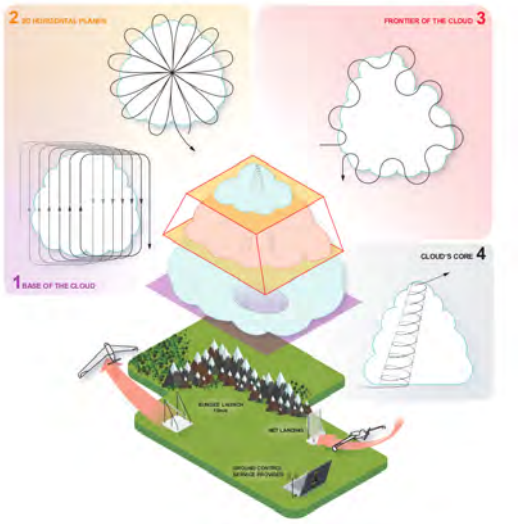


Fig. 1. Cloud interest zones (illustration and design by Sarah Gluschitz)

II. Problem statement and approach

This work is a part of the NEPHELAE project, which is based on the collaboration of atmospheric scientists (Météo France), drone operators and developers (ENAC) and experts in mapping and robotic (LAAS-CNRS), and which follows previous collaborations [6], [7]. NEPHELAE aims to develop and deploy a mapping system composed of a fleet of UAVs to gather data within and around cumulus clouds.

A. Cloud sampling

The atmospheric scientists use intensive microphysics simulations of the evolution of cumulus clouds to determine factors and parameters which can be representative of the cloud's stage. For instance the radius of the cloud base give a range of values for its height and its vertical flux. These relations between measurements in the cloud (updraft, vertical flux,...) and its geometric parameters (height, radius,...) lead to determine which data have to be gathered :

- The pressure, temperature and humidity (referred as PTU)

9.3.3 Article 3 : EUREC4A

Cet article de Stevens et al. (2021) présente l'ensemble des mesures qui ont été effectuées durant la campagne $\mathrm{EUREC^4A}$ ainsi que les conditions météorologiques rencontrées.

Résumé en français :
La science qui a guidé la campagne $\mathrm{EUREC^4A}$ et ses mesures sont présentées. $\mathrm{EUREC^4A}$ a consisté en environ cinq semaines de mesures dans les courants d'hiver en aval de l'Atlantique Nord - à l'est et au sud-est de la Barbade. Grâce à sa capacité à caractériser les processus opérant sur une large gamme d'échelles, $\mathrm{EUREC^4A}$ a marqué un tournant dans notre capacité à étudier par l'observation les facteurs influençant les nuages dans la zone des alizés, leur réaction au réchauffement et leur lien avec d'autres composants du système terrestre, tels que les processus de la haute mer ou le cycle de vie des particules. Cette caractérisation a été rendue possible grâce à des milliers (2500) de sondes réparties pour mesurer les circulations à des échelles méso (200 km) et plus grandes (500 km), à environ quatre cents heures de vol de quatre avions de recherche lourdement instrumentés, à quatre navires de recherche de classe océanique globale, à un observatoire terrestre avancé des nuages, une flottille de dispositifs de mesure autonomes ou attachés fonctionnant dans la haute mer (près de 10 000 profils), dans la basse atmosphère (profilage continu) et le long de l'interface air-mer, un réseau de mesures des isotopologues stables de l'eau, complété par des programmes spéciaux de télédétection et de modélisation par satellite avec une nouvelle génération de modèles météorologiques/climatiques. Outre un aperçu des nouvelles mesures et de leur composition dans le cadre d'une campagne unifiée et coordonnée, les six facettes scientifiques distinctes qu'$\mathrm{EUREC^4A}$ a explorées - des tourbillons du courant annulaire brésilien au regroupement des gouttelettes de nuages induit par la turbulence et son influence sur la formation des pluies chaudes - sont présentées, ainsi qu'un aperçu des activités de sensibilisation d'$\mathrm{EUREC^4A}$, de son impact sur l'environnement et de ses directives pour la pratique scientifique.

https://doi.org/10.5194/essd-2021-18
Preprint. Discussion started: 28 January 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Open Access Earth System Science Data Discussions

EUREC^{4}A

Bjorn Stevens[1], Sandrine Bony[2], David Farrell[3], Felix Ament[4,1], Alan Blyth[5], Christopher Fairall[6], Johannes Karstensen[7], Patricia K Quinn[8], Sabrina Speich[9], Claudia Acquistapace[10], Franziska Aemisegger[11], Anna Lea Albright[2], Hugo Bellenger[2], Eberhard Bodenschatz[12], Kathy-Ann Caesar[3], Rebecca Chewitt-Lucas[3], Gijs de Boer[13,6], Julien Delanoë[14], Leif Denby[15], Florian Ewald[16], Benjamin Fildier[9], Marvin Forde[3], Geet George[1], Silke Gross[16], Martin Hagen[16], Andrea Hausold[16], Karen J. Heywood[17], Lutz Hirsch[1], Marek Jacob[10], Friedhelm Jansen[1], Stefan Kinne[1], Daniel Klocke[18], Tobias Kölling[19,1], Heike Konow[4], Marie Lothon[20], Wiebke Mohr[21], Ann Kristin Naumann[1,22], Louise Nuijens[23], Léa Olivier[24], Robert Pincus[13,6], Mira Pöhlker[25], Gilles Reverdin[24], Gregory Roberts[26,27], Sabrina Schnitt[10], Hauke Schulz[1], A. Pier Siebesma[23], Claudia Christine Stephan[1], Peter Sullivan[28], Ludovic Touzé-Peiffer[2], Jessica Vial[2], Raphaela Vogel[2], Paquita Zuidema[29], Nicola Alexander[3], Lyndon Alves[30], Sophian Arixi[26], Hamish Asmath[31], Gholamhossein Bagheri[12], Katharina Baier[1], Adriana Bailey[28], Dariusz Baranowski[32], Alexandre Baron[33], Sébastien Barrau[26], Paul A. Barrett[34], Frédéric Batier[35], Andreas Behrendt[36], Arne Bendinger[7], Florent Beucher[26], Sebastien Bigorre[37], Edmund Blades[38], Peter Blossey[39], Olivier Bock[40], Steven Böing[15], Pierre Bosser[41], Denis Bourras[42], Pascale Bouruet-Aubertot[24], Keith Bower[43], Pierre Branellec[44], Hubert Branger[45], Michal Brennek[46], Alan Brewer[47], Pierre-Etienne Brilouet[20], Björn Brügmann[1], Stefan A. Buehler[4], Elmo Burke[48], Ralph Burton[5], Radiance Calmer[13], Jean-Christophe Canonici[49], Xavier Carton[50], Gregory Jr. Cato[51], Jude Andre Charles[52], Patrick Chazette[33], Yanxu Chen[9], Michal T. Chilinski[46], Thomas Choularton[43], Patrick Chuang[53], Shamal Clarke[54], Hugh Coe[43], Céline Cornet[55], Pierre Coutris[56], Fleur Couvreux[26], Susanne Crewell[10], Timothy Cronin[57], Zhiqiang Cui[15], Yannis Cuypers[24], Alton Daley[3], Gillian M Damerell[17], Thibaut Dauhut[1], Hartwig Deneke[58], Jean-Philippe Desbios[49], Steffen Dörner[25], Sebastian Donner[25], Vincent Douet[59], Kyla Drushka[60], Marina Dütsch[61,62], André Ehrlich[63], Kerry Emanuel[57], Alexandros Emmanouilidis[63], Jean-Claude Etienne[26], Sheryl Etienne-Leblanc[64], Ghislain Faure[26], Graham Feingold[47], Luca Ferrero[65], Andreas Fix[16], Cyrille Flamant[66], Piotr Jacek Flatau[27], Gregory R. Foltz[67], Linda Forster[19], Iulian Furtuna[68], Alan Gadian[15], Joseph Galewsky[69], Martin Gallagher[43], Peter Gallimore[43], Cassandra Gaston[29], Chelle Gentemann[70], Nicolas Geyskens[71], Andreas Giez[16], John Gollop[72], Isabelle Gouirand[73], Christophe Gourbeyre[56], Dörte de Graaf[1], Geiske E. de Groot[23], Robert Grosz[46], Johannes Güttler[12], Manuel Gutleben[16], Kashawn Hall[3], George Harris[74], Kevin C. Helfer[23], Dean Henze[75], Calvert Herbert[74], Bruna Holanda[25], Antonio Ibanez-Landeta[12], Janet Intrieri[76], Suneil Iyer[60], Fabrice Julien[26], Heike Kalesse[63], Jan Kazil[13,47], Alexander Kellman[72], Abiel T. Kidane[21], Ulrike Kirchner[1], Marcus Klingebiel[1], Mareike Körner[7], Leslie Ann Kremper[25], Jan Kretzschmar[63], Ovid Krüger[25], Wojciech Kumala[46], Armin Kurz[16], Pierre L'Hégaret[77], Matthieu Labaste[24], Tom Lachlan-Cope[78], Arlene Laing[79], Peter Landschützer[1], Theresa Lang[22,1], Diego Lange[36], Ingo Lange[4], Clément Laplace[80], Gauke Lavik[21], Rémi Laxenaire[81], Caroline Le Bihan[44], Mason Leandro[53], Nathalie Lefevre[24], Marius Lena[68], Donald Lenschow[28], Qiang Li[16], Gary Lloyd[43], Sebastian Los[69], Niccolò Losi[82], Oscar Lovell[83], Christopher Luneau[84], Przemyslaw Makuch[85], Szymon Malinowski[46], Gaston Manta[9], Eleni Marinou[16,86], Nicholas Marsden[43], Sebastien Masson[24], Nicolas Maury[26], Bernhard Mayer[19], Margarette Mayers-Als[3], Christophe Mazel[87], Wayne McGeary[88,3], James C. McWilliams[89], Mario Mech[10], Melina Mehlmann[7], Agostino Niyonkuru Meroni[90], Theresa Mieslinger[4,1], Andreas Minikin[16], Peter Minnett[29], Gregor Möller[19], Yanmichel Morfa Avalos[1], Caroline Muller[9], Ionela Musat[2], Anna Napoli[90], Almuth Neuberger[1], Christophe Noisel[24], David Noone[91], Freja Nordsiek[12], Jakub L. Nowak[46], Lothar Oswald[16], Douglas J Parker[15], Carolyn Peck[92], Renaud Person[24,93], Miriam Philippi[21], Albert Plueddemann[37], Christopher Pöhlker[25], Veronika Pörtge[19], Ulrich Pöschl[25], Lawrence Pologne[3], Michał Posyniak[32], Marc Prange[4], Estefanía Quiñones Meléndez[75], Jule Radtke[22,1], Karim Ramage[59], Jens Reimann[16], Lionel Renault[94,89], Klaus Reus[7], Ashford Reyes[3], Joachim Ribbe[95], Maximilian Ringel[1], Markus Ritschel[1], Cesar B Rocha[96], Nicolas Rochetin[9], Johannes Röttenbacher[63], Callum Rollo[17], Haley Royer[29], Pauline Sadoulet[26], Leo Saffin[15], Sanola Sandiford[3], Irina Sandu[97], Michael Schäfer[63], Vera Schemann[10], Imke Schirmacher[4], Oliver Schlenczek[12], Jerome Schmidt[98], Marcel Schröder[12], Alfons Schwarzenboeck[56], Andrea Sealy[3], Christoph J Senff[13,47], Ilya Serikov[1], Samkeyat Shohan[63], Elizabeth Siddle[17], Alexander Smirnov[99], Florian Späth[36], Branden Spooner[3], M. Katharina Stolla[1], Wojciech Szkółka[32], Simon P. de Szoeke[75], Stéphane Tarot[44], Eleni Tetoni[16], Elizabeth Thompson[6], Jim Thomson[60], Lorenzo Tomassini[34], Julien Totems[33], Alma

https://doi.org/10.5194/essd-2021-18
Preprint. Discussion started: 28 January 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Open Access Earth System Science Data Discussions

Anna Ubele[25], Leonie Villiger[11], Jan von Arx[21], Thomas Wagner[25], Andi Walther[100], Ben Webber[17], Manfred Wendisch[63], Shanice Whitehall[3], Anton Wiltshire[83], Allison A. Wing[101], Martin Wirth[16], Jonathan Wiskandt[7], Kevin Wolf[63], Ludwig Worbes[1], Ethan Wright[81], Volker Wulfmeyer[36], Shanea Young[102], Chidong Zhang[8], Dongxiao Zhang[103,8], Florian Ziemen[104], Tobias Zinner[19], and Martin Zöger[16]

[1]Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany
[2]LMD/IPSL, Sorbonne Université, CNRS, Paris, France
[3]Caribbean Institute for Meteorology and Hydrology, Barbados
[4]Universität Hamburg, Hamburg, Germany
[5]National Centre for Atmospheric Science, University of Leeds, UK
[6]NOAA Physical Sciences Laboratory, Boulder, CO, USA
[7]GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany
[8]NOAA PMEL, Seattle, WA, USA
[9]LMD/IPSL, École Normale Supérieure, CNRS, Paris, France
[10]Institute for Geophysics and Meteorology, University of Cologne, Cologne, Germany
[11]Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH Zurich, Zurich, Switzerland
[12]Max Planck Institute for Dynamics and Self-Organization, Göttingen, Germany
[13]Cooperative Institute for Research In Environmental Sciences, University of Colorado, Boulder, CO, USA
[14]LATMOS/IPSL, Université Paris-Saclay, UVSQ, Guyancourt, France
[15]University of Leeds, Leeds, UK
[16]Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Oberpfaffenhofen, Germany
[17]Centre for Ocean and Atmospheric Sciences, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, UK
[18]DWD Hans-Ertel-Zentrum für Wetterforschung, Offenbach, Germany
[19]Ludwig-Maximilians-Universität in Munich, Munich, Germany
[20]Laboratoire d'Aérologie, University of Toulouse, CNRS, Toulouse, France
[21]Max Planck Institute for Marine Microbiology, Bremen, Germany
[22]Meteorological Institute, Center for Earth System Research and Sustainability, Universität Hamburg, Hamburg, Germany
[23]Delft University of Technology, Delft, The Netherlands
[24]Sorbonne Université, CNRS, IRD, MNHN, UMR7159 LOCEAN/IPSL, Paris, France
[25]Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Germany
[26]CNRM, University of Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France
[27]Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, San Diego, CA, USA
[28]National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA
[29]University of Miami, Miami, FL, USA
[30]Hydrometeorological Service, Guyana
[31]Institute of Marine Affairs, Trinidad and Tobago
[32]Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Warsaw, Poland
[33]LSCE/IPSL, CNRS-CEA-UVSQ, University Paris-Saclay, Gif sur Yvette, France
[34]Met Office, Exeter, UK
[35]Frédéric Batier Photography, Berlin, Germany
[36]Institute of Physics and Meteorology, University of Hohenheim, Stuttgart, Germany
[37]Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA, USA
[38]Queen Elizabeth Hospital, Barbados
[39]Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle, WA, USA
[40]IPGP, Paris, France
[41]ENSTA Bretagne, Lab-STICC, CNRS, Brest, France
[42]Aix Marseille Université, Université de Toulon, CNRS, IRD, MIO UM 110, Marseille, France
[43]University of Manchester, Manchester, UK
[44]Ifremer, Brest, France
[45]Irphe, CNRS/Amu/Ecm, Marseille, France
[46]University of Warsaw, Warsaw, Poland
[47]NOAA Chemical Sciences Laboratory, Boulder, CO, USA
[48]St. Christopher Air & Sea Ports Authority, Basseterre, St. Kitts and Nevis

https://doi.org/10.5194/essd-2021-18
Preprint. Discussion started: 28 January 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Open Access Earth System Science Data Discussions

[49]SAFIRE, Météo-France, CNRS, CNES, Cugnaux, France
[50]LOPS/IUEM, Université de Bretagne Occidentale, CNRS, Brest, France
[51]Argyle Meteorological Services, St. Vincent & The Grenadines
[52]Grenada Meteorological Services, Grenada
[53]University of California Santa Cruz, Santa Cruz, CA, USA
[54]Cayman Islands National Weather Service, Cayman Islands
[55]LOA, Univ. Lille, CNRS, Lille, France
[56]LAMP, Université Clermont Auvergne, CNRS, Clermont-Ferrand, France
[57]Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA
[58]Leibniz Institute for Tropospheric Research, Leipzig, Germany
[59]IPSL, CNRS, Paris, France
[60]Applied Physics Laboratory, University of Washington, Seattle, WA, USA
[61]Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, Seattle, WA, USA
[62]Department of Meteorology and Geophysics, University of Vienna, Vienna, Austria
[63]Leipzig Institute for Meteorology, University of Leipzig, Germany
[64]Meteorological Department St. Maarten
[65]Gemma Center, University of Milano-Bicocca, Milan, Italy
[66]LATMOS/IPSL, Sorbonne Université, CNRS, Paris, France
[67]NOAA Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory, Miami, FL, USA
[68]Compania Fortuna, Sucy en Brie, France
[69]Department of Earth and Planetary Sciences, University of New Mexico, Albuquerque, NM USA
[70]Farallon Institute, USA
[71]DT-INSU, CNRS, France
[72]Barbados Coast Guard, Barbados
[73]The University of the West Indies, Cave Hill Campus Barbados, Barbados
[74]Regional Security System, Barbados
[75]College of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, OR, USA
[76]NOAA Earth System Research Laboratory, Boulder, CO, USA
[77]LOPS, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France
[78]British Antarctic Survey, Cambridge, UK
[79]Caribbean Meteorological Organization, Trinidad and Tobago
[80]IPSL, Paris, France
[81]Center for Ocean-Atmospheric Prediction Studies, Florida State University, Tallahassee, FL, USA
[82]Milano Bicocca University, Italy
[83]Trinidad and Tobago Meteorological Services, Trinidad and Tobago
[84]OSU Pytheas, Marseille, France
[85]The Institute of Oceanology, Polish Academy of Sciences, Sopot, Poland
[86]National Observatory of Athens, Athens, Greece
[87]Dronexsolution, Toulouse, France
[88]Barbados Meteorological Services, Barbados
[89]Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, UCLA, Los Angeles, CA, USA
[90]CIMA Research Foundation, Savona, Italy
[91]University of Auckland, Auckland, NZ
[92]Meteorological Service, Kingston, Jamaica
[93]Sorbonne Université, CNRS, IRD, MNHN, INRAE, ENS, UMS 3455, OSU Ecce Terra, Paris, France
[94]LEGOS, University of Toulouse, IRD, CNRS, CNES, UPS, Toulouse, France
[95]University of Southern Queensland, Toowoomba, Australia
[96]University of Connecticut Avery Point, Groton, CT, USA
[97]European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK
[98]Naval Research Laboratory, Monterey, CA, USA
[99]Science Systems and Applications, Inc., Lanham, Maryland, USA
[100]University of Wisconsin-Madison, Madison, WI, USA
[101]Department of Earth, Ocean and Atmospheric Science, Florida State University, Tallahassee, FL, USA

https://doi.org/10.5194/essd-2021-18
Preprint. Discussion started: 28 January 2021
© Author(s) 2021. CC BY 4.0 License.



Open Access Earth System Science Data Discussions

[102]National Meteorological Service of Belize, Belize
[103]Cooperative Institute for Climate, Ocean, and Ecosystem Studies, University of Washington, Seattle, WA, USA
[104]Deutsches Klimarechenzentrum GmbH, Hamburg, Germany

Correspondence: Bjorn Stevens (bjorn.stevens@mpimet.mpg.de), Sandrine Bony (sandrine.bony@lmd.ipsl.fr)

Abstract. The science guiding the EUREC^{4}A campaign and its measurements are presented. EUREC^{4}A comprised roughly five weeks of measurements in the downstream winter trades of the North Atlantic — eastward and south-eastward of Barbados. Through its ability to characterize processes operating across a wide range of scales, EUREC^{4}A marked a turning point in our ability to observationally study factors influencing clouds in the trades, how they will respond to warming, and their link to other components of the earth system, such as upper-ocean processes or, or the life-cycle of particulate matter. This characterization was made possible by thousands (2500) of sondes distributed to measure circulations on meso (200 km) and larger (500 km) scales, roughly four hundred hours of flight time by four heavily instrumented research aircraft, four global-ocean class research vessels, an advanced ground-based cloud observatory, a flotilla of autonomous or tethered measurement devices operating in the upper ocean (nearly 10000 profiles), lower atmosphere (continuous profiling), and along the air-sea interface, a network of water stable isotopologue measurements, complemented by special programmes of satellite remote sensing and modeling with a new generation of weather/climate models. In addition to providing an outline of the novel measurements and their composition into a unified and coordinated campaign, the six distinct scientific facets that EUREC^{4}A explored — from Brazil Ring Current Eddies to turbulence induced clustering of cloud droplets and its influence on warm-rain formation — are presented along with an overview EUREC^{4}A's outreach activities, environmental impact, and guidelines for scientific practice.

1 Introduction

The clouds of the trades are curious creatures. On the one hand fleeting, sensitive to subtle shifts in the wind, to the presence and nature of particulate matter, to small changes in radiant energy transfer, surface temperatures or myriad other factors as they scud along the sky (Siebesma et al., 2020). On the other hand, from the view of the climate and often in our mind's eye, immutable and substantial (Stevens and Schwartz, 2012) – like Magritte's suspended stone. In terms of climate change, should even a small part of their sensible side express itself with warming, large effects could result. This realization has motivated a great deal of research in recent years (Bony et al., 2015), culminating in a recent field study named EUREC^{4}A (*ElUcidating the RolE of Cloud-Circulation Coupling in ClimAte*). EUREC^{4}A's measurements, which this paper describes, express the most ambitious effort ever to quantify how cloud-properties co-vary with their atmospheric and oceanic environment across the enormous (mm to Mm) range of relevant scales.

Initially EUREC^{4}A was proposed as a way to test hypothesized cloud-feedback mechanisms thought to explain large differences in model estimates of climate sensitivity, and to provide benchmark measurements for a new generation of models and satellite observations (Bony et al., 2017). To meet these objectives required quantifying different measures of clouds in the trade winds as a function of their large-scale environment. In the past, efforts to use measurements for this purpose – from

Bibliographie

Albright, A. L., Fildier, B., Touzé-Peiffer, L., Pincus, R., Vial, J., and Muller, C. (2020). Atmospheric radiative profiles during eurec^{4}a. *Earth System Science Data Discussions*, 2020 :1–17.

Amante, C. and Eakins, B. W. (2009). ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format.

Baker, M. B., Breidenthal, R. E., Choularton, T. W., and Latham, J. (1984). The effects of turbulent mixing in clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(2) :299–304.

Barnes, G. M., Fankhauser, J. C., and Browning, W. D. (1996). Evolution of the vertical mass flux and diagnosed net lateral mixing in isolated convective clouds. *Monthly Weather Review*, 124(12) :2764–2784.

Bechtold, P., Köhler, M., Jung, T., Doblas-Reyes, F., Leutbecher, M., Rodwell, M. J., Vitart, F., and Balsamo, G. (2008). Advances in simulating atmospheric variability with the ecmwf model : From synoptic to decadal time-scales. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(634) :1337–1351.

Betts, A. K. (1973). Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99(419) :178–196.

Bony, S. and Dufresne, J.-L. (2005). Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophysical Research Letters*, 32(20).

Bony, S., Stevens, B., Ament, F., Bigorre, S., Chazette, P., Crewell, S., Delanoë, J., Emanuel, K., Farrell, D., Flamant, C., Groß, S., Hirsch, L., Karstensen, J., Mayer, B., Nuijens, L., Ruppert, J., Sandu, I., Siebesma, P., Sabrina, S., and Wirth, M. (2017). *EUREC4A : A Field Campaign to Elucidate the Couplings Between Clouds, Convection and Circulation*, pages 357–396.

Bower, K. N. and Choularton, T. W. (1988). The effects of entrainment on the growth of droplets in continental cumulus clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114(484) :1411–1434.

Brenguier, J. L. (1991). Parameterization of the condensation process : A theoretical approach. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(2) :264–282.

Brenguier, J.-L., Pawlowska, H., Schüller, L., Preusker, R., Fischer, J., and Fouquart, Y. (2000). Radiative properties of boundary layer clouds : Droplet effective radius versus number concentration. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57 :803–821.

Bretherton, C. S. and Smolarkiewicz, P. K. (1989). Gravity waves, compensating subsidence and detrainment around cumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(6) :740–759.

Brient, F., Couvreux, F., Villefranque, N., Rio, C., and Honnert, R. (2019). Object-oriented identification of coherent structures in large eddy simulations : Importance of downdrafts in stratocumulus. *Geophysical Research Letters*.

Brown, A. R., Cederwall, R. T., Chlond, A., Duynkerke, P. G., Golaz, J.-C., Khairoutdinov, M., Lewellen, D. C., Lock, A. P., MacVean, M. K., Moeng, C.-H., Neggers, R. A. J., Siebesma, A. P., and Stevens, B. (2002). Large-eddy simulation of the diurnal cycle of shallow cumulus convection over land. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(582) :1075–1093.

Burnet, F. and Brenguier, J.-L. (2007). Observational study of the entrainment-mixing process in warm convective clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(6) :1995–2011.

Burnet, F. and Brenguier, J.-L. (2010). The onset of precipitation in warm cumulus clouds : An observational case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(647) :374–381.

Calmer, R. (2018). *3D wind vectors measurement with remotely piloted aircraft system for aerosol-cloud interaction study*. PhD thesis. Thèse de doctorat dirigée par Roberts, Gregory Océan, atmosphère, climat Toulouse, INPT 2018.

Calmer, R., Roberts, G., Preibler, J., and Derrien, S. (2017). 3d wind vector measurements using a 5-hole probe with remotely piloted aircraft. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, pages 1–33.

Calmer, R., Roberts, G., Tulet, P., Barrau, S., Julien, F., Arixi, S., Burnet, F., Bousquet, O., Gavart, M., Mazel, C., Serres, P., and Pizziol, S. (2019). Aerosol and Energy Fluxes in the South-West Indian Ocean during the Cyclonic Period in 2019 using Unmanned Aerial System Observations. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2019, pages A24L–08.

Calmer, R., Roberts, G. C., Sanchez, K. J., Sciare, J., Sellegri, K., Picard, D., Vrekoussis, M., and Pikridas, M. (2019). Aerosol–cloud closure study on cloud optical properties using remotely piloted aircraft measurements during a bacchus field campaign in cyprus. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 2019 :1–35.

Cesana, G., Del Genio, A. D., Ackerman, A. S., Kelley, M., Elsaesser, G., Fridlind, A. M., Cheng, Y., and Yao, M.-S. (2019). Evaluating models' response of tropical low clouds to sst forcings using calipso observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(5) :2813–2832.

Chandra, A. S., Kollias, P., and Albrecht, B. A. (2013). Multiyear summertime observations of daytime fair-weather cumuli at the arm southern great plains facility. *Journal of Climate*, 26(24) :10031–10050.

Chao, W. C. (01 Nov. 2013). Catastrophe-concept-based cumulus parameterization : Correction of systematic errors in the precipitation diurnal cycle over land in a gcm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(11) :3599 – 3614.

Chazette, P., Totems, J., Baron, A., Flamant, C., and Bony, S. (2020). Trade-wind clouds and aerosols characterized by airborne horizontal lidar measurements during the eurec^{4}a field campaign. *Earth System Science Data Discussions*, 2020 :1–32.

Cheruy, F., Campoy, A., Dupont, J.-C., Ducharne, A., Hourdin, F., Haeffelin, M., Chiriaco, M., and Idelkadi, A. (2013). Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTA atmospheric observatory. *Climate Dynamics*, 40(9-10) :2251–2269.

Couvreux, F., Guichard, F., Gounou, A., Bouniol, D., Peyrillé, P., and Köhler, M. (2014). Modelling of the Thermodynamical Diurnal Cycle in the Lower Atmosphere : A Joint Evaluation of Four Contrasted Regimes in the Tropics Over Land. *Boundary-Layer Meteorology*, 150 :185.

Couvreux, F., Guichard, F., Redelsperger, J.-L., Kiemle, C., Masson, V., Lafore, J.-P., and Flamant, C. (2005). Water-vapour variability within a convective boundary-layer assessed by large-eddy simulations and ihop_2002 observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(611) :2665–2693.

Couvreux, F., Roehrig, R., Rio, C., Lefebvre, M.-P., Caian, M., Komori, T., Derbyshire, S., Guichard, F., Favot, F., D'Andrea, F., Bechtold, P., and Gentine, P. (2015). Representation of daytime moist convection over the semi-arid tropics by parametrizations used in climate and meteorological models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(691) :2220–2236.

Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562) :1–30.

Dagan, G. and Stier, P. (2020). Ensemble daily simulations for elucidating cloud–aerosol interactions under a large spread of realistic environmental conditions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(11) :6291–6303.

Dai, A., Trenberth, K. E., and Karl, T. R. (01 Aug. 1999). Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *Journal of Climate*, 12(8) :2451 – 2473.

de Roode, S. R., Siebesma, A. P., Jonker, H. J. J., and de Voogd, Y. (2012). Parameterization of the vertical velocity equation for shallow cumulus clouds. *Monthly Weather Review*, 140(8) :2424–2436.

de Rooy, W. C., Bechtold, P., Fröhlich, K., Hohenegger, C., Jonker, H., Mironov, D., Pier Siebesma, A., Teixeira, J., and Yano, J.-I. (2013). Entrainment and detrainment in cumulus convection : an overview. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(670) :1–19.

Deardorff, J. W. (1972). Theoretical expression for the countergradient vertical heat flux. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 77(30) :5900–5904.

Denjean, C., Bourrianne, T., Burnet, F., Mallet, M., Maury, N., Colomb, A., Dominutti, P., Brito, J., Dupuy, R., Sellegri, K., Schwarzenboeck, A., Flamant, C., and Knippertz, P. (2020). Overview of aerosol optical properties over southern west africa from dacciwa aircraft measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(8) :4735–4756.

Drueke, S., Kirshbaum, D. J., and Kollias, P. (2020). Environmental sensitivities of shallow-cumulus dilution – part 1 : Selected thermodynamic conditions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(21) :13217–13239.

Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., and Slutsker, I. (2002). Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(3) :590–608.

Emanuel, K. A. and Zivkovic-Rothman, M. (1999). Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(11) :1766–1782.

Flamant, C., Guichard, F., van Baelen, J., Bock, O., Couvreux, F., Parsons, D., Weckwerth, T., Pelon, J., Drobinski, P., Lhomme, K., Guenno, M., and Doerflinger, E. (2003). La campagne ihop 2002 - une campagne de mesure de la vapeur d'eau dans la couche limite. *La Météorologie*, 43 :38–47.

Flamant, C., Knippertz, P., Fink, A. H., Akpo, A., Brooks, B., Chiu, C. J., Coe, H., Danuor, S., Evans, M., Jegede, O., Kalthoff, N., Konaré, A., Liousse, C., Lohou, F., Mari, C., Schlager, H., Schwarzenboeck, A., Adler, B., Amekudzi, L., Aryee, J., Ayoola, M., Batenburg, A. M., Bessardon, G., Borrmann, S., Brito, J., Bower, K., Burnet, F., Catoire, V., Colomb, A., Denjean, C., Fosu-Amankwah, K., Hill, P. G., Lee, J., Lothon, M., Maranan, M., Marsham, J., Meynadier, R., Ngamini, J.-B., Rosenberg, P., Sauer, D., Smith, V., Stratmann, G., Taylor, J. W., Voigt, C., and Yoboué, V. (01 Jan. 2018). The dynamics–aerosol–chemistry–cloud interactions in west africa field campaign : Overview and research highlights. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(1) :83 – 104.

French, J. R., Vali, G., and Kelly, R. D. (1999). Evolution of small cumulus clouds in florida : observations of pulsating growth. *Atmospheric Research*, 52(1) :143 – 165.

Freud, E., Rosenfeld, D., and Kulkarni, J. R. (2011). Resolving both entrainment-mixing and number of activated ccn in deep convective clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(24) :12887–12900.

Fugal, J. P. and Shaw, R. A. (2009). Cloud particle size distributions measured with an airborne digital in-line holographic instrument. *Atmospheric Measurement Techniques*, 2(1) :259–271.

Geoffroy, O. (2007). *Modélisation LES des précipitations dans les nuages de couche limite et paramétrisation pour les modèles de circulation générale*. PhD thesis. Thèse de doctorat dirigée par Brenguier, Jean-Louis Physique de l'atmosphère Toulouse 3 2007.

Gerber, H. E., FRICK, G. M., JENSEN, J. B., and HUDSON, J. G. (2008). Entrainment, mixing, and microphysics in trade-wind cumulus. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 86A :87–106.

Ghate, V. P., Miller, M. A., and DiPretore, L. (2011). Vertical velocity structure of marine boundary layer trade wind cumulus clouds. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D16).

Golaz, J., Jiang, H., and Cotton, W. R. (2001). A large-eddy simulation study of cumulus clouds over land and sensitivity to soil moisture.

Grant, A. L. M. and Brown, A. R. (1999). A similarity hypothesis for shallow-cumulus transports. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(558) :1913–1936.

Gregory, D. (2001). Estimation of entrainment rate in simple models of convective clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(571) :53–72.

Griewank, P. J., Heus, T., Lareau, N. P., and Neggers, R. A. J. (2020). Size dependence in chord characteristics from simulated and observed continental shallow cumulus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(17) :10211–10230.

Grinnell, S. A., Bretherton, C. S., Fraser, A. M., and Stevens, D. E. (1996). Vertical mass flux calculations in hawaiian trade cumulus clouds from dual-doppler radar. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53(13) :1870–1886.

Guichard, F. and Couvreux, F. (2017). A short review of numerical cloud-resolving models. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 69(1) :1373578.

Guichard, F., Petch, J. C., Redelsperger, J.-L., Bechtold, P., Chaboureau, J.-P., Cheinet, S., Grabowski, W., Grenier, H., Jones, C. G., Köhler, M., Piriou, J.-M., Tailleux, R., and Tomasini, M. (2004). Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(604) :3139–3172.

Haeffelin, M., Barthes, L., Bock, O., Boitel, C., Bony, S., Bouniol, D., Chepfer, H., Chiriaco, M., Cuesta, J., Delanoe, J., Drobinski, P., Dufresne, J.-L., Flamant, C., Grall, M., Hodzic, A., Hourdin, F., Lapouge, F., Lemaitre, Y., Mathieu, A., Morille, Y., Naud, C., Noel, V., O'Hirok, W., Pelon, J., Pietras, C., Protat, A., Romand, B., Scialom, G., and Vautard, R. (2005). Sirta, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research. *Annales Geophysicae*, 23(2) :253–275.

Hattenberger, G. and Roberts, G. C. (2013). Flight tests for meteorological studies with mav.

Heiblum, R. H., Pinto, L., Altaratz, O., Dagan, G., and Koren, I. (2019). Core and margin in warm convective clouds – part 1 : Core types and evolution during a cloud's lifetime. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(16) :10717–10738.

Hernandez-Deckers, D. and Sherwood, S. C. (2016). A numerical study of cumulus thermals. *J. Atmos. Sci.*, 73 :4117–4136.

Hernandez-Deckers, D. and Sherwood, S. C. (2018). On the role of entrainment in the fate of cumulus thermals. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(11) :3911–3924.

Heus, T. and Jonker, H. J. J. (2008). Subsiding shells around shallow cumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(3) :1003–1018.

Heus, T., van Dijk, G., Jonker, H. J. J., and Van den Akker, H. E. A. (2008). Mixing in shallow cumulus clouds studied by lagrangian particle tracking. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(8) :2581–2597.

Heymsfield, A. J., Johnson, P. N., and Dye, J. E. (1978). Observations of moist adiabatic ascent in northeast colorado cumulus congestus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(9) :1689–1703.

Hill, T. A. and Choularton, T. W. (1985). An airborne study of the microphysical structure of cumulus clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(468) :517–544.

Hirsch, E., Koren, I., Altaratz, O., and Agassi, E. (2015). On the properties and radiative effects of small convective clouds during the eastern mediterranean summer. *Environmental Research Letters*, 10(4) :044006.

Hoffmann, F., Siebert, H., Schumacher, J., Riechelmann, T., Katzwinkel, J., Kumar, B., Götzfried, P., and Raasch, S. (2014). Entrainment and mixing at the interface of shallow cumulus clouds : Results from a combination of observations and simulations. 23 :349–368.

Hohenegger, C. and Bretherton, C. S. (2011). Simulating deep convection with a shallow convection scheme. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(20) :10389–10406.

Janowiak, J. E., Dagostaro, V. J., Kousky, V. E., and Joyce, R. J. (01 May. 2007). An examination of precipitation in observations and model forecasts during name with emphasis on the diurnal cycle. *Journal of Climate*, 20(9) :1680 – 1692.

Jensen, J. B., Austin, P. H., Baker, M. B., and Blyth, A. M. (1985). Turbulent mixing, spectral evolution and dynamics in a warm cumulus cloud. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(2) :173–192.

Jiang, H. and Cotton, W. R. (2000). Large eddy simulation of shallow cumulus convection during bomex : Sensitivity to microphysics and radiation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(4) :582–594.

Kassianov, E., Barnard, J., Berg, L. K., Long, C. N., and Flynn, C. (2011). Shortwave spectral radiative forcing of cumulus clouds from surface observations. *Geophysical Research Letters*, 38(7).

Kassianov, E. I., Flynn, C. J., Ackerman, T. P., and Barnard, J. C. (2007). Aerosol single-scattering albedo and asymmetry parameter from mfrsr observations during the arm aerosol iop 2003. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(12) :3341–3351.

Katzwinkel, J., Siebert, H., Heus, T., and Shaw, R. A. (2014). Measurements of turbulent mixing and subsiding shells in trade wind cumuli. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(8) :2810–2822.

Kessler, E. (1995). On the continuity and distribution of water substance in atmospheric circulations. *Atmospheric Research*, 38(1) :109 – 145.

Khairoutdinov, M. and Kogan, Y. (2000). A New Cloud Physics Parameterization in a Large-Eddy Simulation Model of Marine Stratocumulus. *Monthly Weather Review*, 128(1) :229–243.

Khrgian, A. (1978). *Physics of the Atmosphere. Gidrometeoizdat,Leningrad*, 2.

Kim, S.-W., Barth, M. C., and Trainer, M. (2012). Influence of fair-weather cumulus clouds on isoprene chemistry. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D10).

Klein, C. and Dabas, A. (2014). Relationship between optical extinction and liquid water content in fogs. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(5) :1277–1287.

Knight, C. A. and Miller, L. J. (01 Sep. 1998). Early radar echoes from small, warm cumulus : Bragg and hydrometeor scattering. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(18) :2974 – 2992.

Kolwas, M. (2010). Scattering of light on droplets and spherical objects : 100 years of mie scattering. *Computational Methods in Science and Technology*, Special Issue :107–113.

Koo, M.-S. and Hong, S.-Y. (2010). Diurnal variations of simulated precipitation over east asia in two regional climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D5).

Korolev, A. (1993). On the formation of non-adiabatic lwc profile in stratiform clouds. *Atmospheric Research*, 29(1) :129 – 134.

Koschmieder, H. (1925). *Theorie der horizontalen Sichtweite : Kontrast und Sichtweite*.

Kostsov, V. S., Kniffka, A., Stengel, M., and Ionov, D. V. (2019). Cross-comparison of cloud liquid water path derived from observations by two space-borne and one ground-based instrument in northern europe. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(11) :5927–5946.

Köhler, H. (1936). The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. *Trans. Faraday Soc.*, 32 :1152–1161.

Lac, C., Chaboureau, J.-P., Masson, V., Pinty, J.-P., Tulet, P., Escobar, J., Leriche, M., Barthe, C., Aouizerats, B., Augros, C., Aumond, P., Auguste, F., Bechtold, P., Berthet, S., Bielli, S., Bosseur, F., Caumont, O., Cohard, J.-M., Colin, J., Couvreux, F., Cuxart, J., Delautier, G., Dauhut, T., Ducrocq, V., Filippi, J.-B., Gazen, D., Geoffroy, O., Gheusi, F., Honnert, R., Lafore, J.-P., Lebeaupin Brossier, C., Libois, Q., Lunet, T., Mari, C., Maric, T., Mascart, P., Mogé, M., Molinié, G., Nuissier, O., Pantillon, F., Peyrillé, P., Pergaud, J., Perraud, E., Pianezze, J., Redelsperger, J.-L., Ricard, D., Richard, E., Riette, S., Rodier, Q., Schoetter, R., Seyfried, L., Stein, J., Suhre, K., Taufour, M., Thouron, O., Turner, S., Verrelle, A., Vié, B., Visentin, F., Vionnet, V., and Wautelet, P. (2018). Overview of the meso-nh model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development*, 11(5) :1929–1969.

Lacroix, S., Roberts, G. C., Benard, E., Bronz, M., Burnet, F., Elkhedim, B., Condomines, J.-P., Carsten, D., Hattenberger, G., Fayçal, L., Renzaglia, A., and Reymann, C. (2016). Fleets of enduring drones to probe atmospheric phenomena with clouds. *European geosciences union general assembly*.

Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Héreil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., and Vilà-Guerau de Arellano, J. (1998). The meso-nh atmospheric simulation system. part i : adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, 16(1) :90–109.

Lamer, K., Kollias, P., and Nuijens, L. (2015). Observations of the variability of shallow trade wind cumulus cloudiness and mass flux. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(12) :6161–6178.

Lamraoui, F., Roberts, G., and Burnet, F. (2016). From large-eddy simulation to multi-UAVs sampling of shallow cumulus clouds. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU General Assembly Conference Abstracts, pages EPSC2016–6114.

Le Gléau, H. (2019). Algorithm theoretical basis document for the cloud product processors of the nwc/geo. *NWC/CDOP2/GEO/MFL/SCI/ATBD/Cloud*, Issue 1 :Rev. 1.

Lee, M.-I., Schubert, S. D., Suarez, M. J., Held, I. M., Kumar, A., Bell, T. L., Schemm, J.-K. E., Lau, N.-C., Ploshay, J. J., Kim, H.-K., and Yoo, S.-H. (01 May. 2007). Sensitivity to horizontal resolution in the agcm simulations of warm season diurnal cycle of precipitation over the united states and northern mexico. *Journal of Climate*, 20(9) :1862 – 1881.

LeMone, M. A. and Pennell, W. T. (1976). The relationship of trade wind cumulus distribution to subcloud layer fluxes and structure. *Monthly Weather Review*, 104(5) :524–539.

Lenderink, G., Siebesma, A. P., Cheinet, S., Irons, S., Jones, C. G., Marquet, P., üLLER, F. M., Olmeda, D., Calvo, J., Sánchez, E., and Soares, P. M. M. (2004). The diurnal cycle of shallow cumulus clouds over land : A single-column model intercomparison study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(604) :3339–3364.

Lenschow, D. H., Wyngaard, J. C., and Pennell, W. T. (1980). Mean-field and second-moment budgets in a baroclinic, convective boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(6) :1313–1326.

Leriche, M. and Colomb, A. (2020). The BIO-MAÏDO (Bio-physicochemistry of tropical clouds at Maïdo (La Réunion Island) : processes and impacts on secondary organic aerosols formation) campaign. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU General Assembly Conference Abstracts, page 19029.

Lesouëf, D., Gheusi, F., Delmas, R., and Escobar, J. (2011). Numerical simulations of local circulations and pollution transport over reunion island. *Annales Geophysicae*, 29(1) :53–69.

Lu, C., Sun, C., Liu, Y., Zhang, G. J., Lin, Y., Gao, W., Niu, S., Yin, Y., Qiu, Y., and Jin, L. (2018). Observational relationship between entrainment rate and environmental relative humidity and implications for convection parameterization. *Geophysical Research Letters*, 45(24) :13,495–13,504.

Malkus, J. (1960). Recent developments in studies of penetrative convection and an application to hurricane cumulonimbus towers. cumulus dynamics. *Cumulus Dynamics*, pages 65–85.

Mallaun, C., Giez, A., Mayr, G. J., and Rotach, M. W. (2019). Subsiding shells and the distribution of up- and downdraughts in warm cumulus clouds over land. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(15) :9769–9786.

Maury, N., Denjean, C., Bourrianne, T., Burnet, F., Dupuy, R., Brito, J., Colomb, A., Schwarzenboeck, A., and Flamant, C. (2018). The influence of urban emissions on cloud condensation nuclei properties over West Africa. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU General Assembly Conference Abstracts, page 17285.

Mazoyer, M. (2016). *Impact du processus d'activation sur les propriétés microphysiques des brouillards et sur leur cycle de vie*. PhD thesis. These de doctorat dirigee par Brenguier, Jean-Louis et Burnet, Frederic Ocean, Atmosphere et surfaces continentales Toulouse, INPT 2016.

Michel, T. and Laflorencie, S. (2020). *Observations et mesures météorologiques*.

Moseley, C., Pscheidt, I., Cioni, G., and Heinze, R. (2020). Impact of resolution on large-eddy simulation of midlatitude summertime convection. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(5) :2891–2910.

Neggers, R. A. J., Jonker, H. J. J., and Siebesma, A. P. (2003). Size statistics of cumulus cloud populations in large-eddy simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(8) :1060–1074.

Neggers, R. A. J., Neelin, J. D., and Stevens, B. (2007). Impact mechanisms of shallow cumulus convection on tropical climate dynamics. *Journal of Climate*, 20(11) :2623–2642.

Neggers, R. A. J., Siebesma, A. P., and Jonker, H. J. J. (2002). A multiparcel model for shallow cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(10) :1655–1668.

Nicoll, K. A. and Harrison, R. G. (2012). Balloon-borne disposable radiometer for cloud detection. *Review of Scientific Instruments*, 83(2) :025111.

Norgren, M. S., Small, J. D., Jonsson, H. H., and Chuang, P. Y. (2016). Observational estimates of detrainment and entrainment in non-precipitating shallow cumulus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(1) :21–33.

Ouwersloot, H. G., Arellano, J. V., H. van Stratum, B. J., Krol, M. C., and Lelieveld, J. (2013). Quantifying the transport of subcloud layer reactants by shallow cumulus clouds over the amazon. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(23) :13,041–13,059.

Paluch, I. R. (1979). The entrainment mechanism in colorado cumuli. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(12) :2467–2478.

Park, S.-B., Heus, T., and Gentine, P. (2017). Role of convective mixing and evaporative cooling in shallow convection. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(10) :5351–5363.

Petters, M. D. and Kreidenweis, S. M. (2007). A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(8) :1961–1971.

Pinty, J.-P. and Jabouille, P. (1998). A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale nonhydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. In *Conf. on Cloud Physics*, pages 217–220. Amer. Meteor. Soc Everett, WA.

Pohl, B., Rouault, M., and Roy, S. S. (2014). Simulation of the annual and diurnal cycles of rainfall over south africa by a regional climate model. *Climate dynamics*, 43(7-8) :2207–2226.

Rabin, R. M. and Martin, D. W. (1996). Satellite observations of shallow cumulus coverage over the central united states : An exploration of land use impact on cloud cover. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 101(D3) :7149–7155.

Radtke, J., Mauritsen, T., and Hohenegger, C. (2020). Shallow cumulus cloud feedback in large eddy simulations – bridging the gap to storm resolving models. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 2020 :1–19.

Raga, G. B., Jensen, J. B., and Baker, M. B. (1990). Characteristics of cumulus band clouds off the coast of hawaii. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(3) :338–356.

Rauber, R. M., Stevens, B., Ochs, H. T., Knight, C., Albrecht, B. A., Blyth, A. M., Fairall, C. W., Jensen, J. B., Lasher-Trapp, S. G., Mayol-Bracero, O. L., Vali, G., Anderson, J. R., Baker, B. A., Bandy, A. R., Burnet, E., Brenguier, J.-L., Brewer, W. A., Brown, P. R. A., Chuang, R., Cotton, W. R., Di Girolamo, L., Geerts, B., Gerber, H., Göke, S., Gomes, L., Heikes, B. G., Hudson, J. G., Kollias, P., Lawson, R. R., Krueger, S. K., Lenschow, D. H., Nuijens, L., O'Sullivan, D. W., Rilling, R. A., Rogers, D. C., Siebesma, A. P., Snodgrass, E., Stith, J. L., Thornton, D. C., Tucker, S., Twohy, C. H., and Zuidema, P. (2007). Rain in shallow cumulus over the ocean : The rico campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(12) :1912–1928.

Renzaglia, A., Reymann, C., and Lacroix, S. (2016). Monitoring the Evolution of Clouds with UAVs. In *IEEE International Conference on Robotics and Automation (ICRA)*, pages pp. 278–283, Stockholm, Sweden.

Reymann, C., Renzaglia, A., Lamraoui, F., Bronz, M., and Lacroix, S. (2018). Adaptive sampling of cumulus clouds with uavs. *Autonomous Robots*, 42(2) :491–512.

Rio, C. (2007a). *Paramétrisation de la couche limite atmosphérique convective et représentation du cycle diurne des nuages dans un modèle de climat*. PhD thesis. Thèse de doctorat dirigée par Hourdin, Frédéric Océanographie, météorologie et environnement Palaiseau, Ecole polytechnique 2007.

Rio, C. (2007b). *Paramétrisation de la couche limite atmosphérique convective et représentation du cycle diurne des nuages dans un modèle de climat*. PhD thesis. Thèse de doctorat dirigée par Hourdin, Frédéric Océanographie, météorologie et environnement Palaiseau, Ecole polytechnique 2007.

Rio, C., Hourdin, F., Couvreux, F., and Jam, A. (2010). Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. part ii : Continuous formulations of mixing rates for mass-flux schemes. *Boundary-Layer Meteorology*, 135(3) :469–483.

Roberts, G. C. (2009). Assessing aerosol-cloud interactions linking ground-based and airborne observations.

Roberts, G. C., Andreae, M. O., Zhou, J., and Artaxo, P. (2001). Cloud condensation nuclei in the amazon basin : "marine" conditions over a continent ? *Geophysical Research Letters*, 28 :2807–2810.

Roberts, G. C., Ramana, M. V., Corrigan, C., Kim, D., and Ramanathan, V. (2008). Simultaneous observations of aerosol–cloud–albedo interactions with three stacked unmanned aerial vehicles. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(21) :7370–7375.

Romps, D. M. (2010). A direct measure of entrainment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(6) :1908–1927.

Rossow, W. B. and Schiffer, R. A. (1991). Isccp cloud data products. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 71 :2–20.

Rémillard, J., Kollias, P., Luke, E., and Wood, R. (2012). Marine boundary layer cloud observations in the azores. *J. Climate*, 25 :7381–7398.

Sanchez, K. J., Roberts, G. C., Calmer, R., Nicoll, K., Hashimshoni, E., Rosenfeld, D., Ovadnevaite, J., Preissler, J., Ceburnis, D., O'Dowd, C., and Russell, L. M. (2017). Top-down and bottom-up aerosol–cloud closure : towards understanding sources of uncertainty in deriving cloud shortwave radiative flux. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(16) :9797–9814.

Sanchez, K. J., Roberts, G. C., Diao, M., and Russell, L. M. (2020). Measured constraints on cloud top entrainment to reduce uncertainty of nonprecipitating stratocumulus shortwave radiative forcing in the southern ocean. *Geophysical Research Letters*, 47(21) :e2020GL090513.

Sato, Y., Nishizawa, S., Yashiro, H., Miyamoto, Y., Kajikawa, Y., and Tomita, H. (2015). Impacts of cloud microphysics on trade wind cumulus : which cloud microphysics processes contribute to the diversity in a large eddy simulation ? *Progress in Earth and Planetary Science*, 2(1) :23.

Savre, J. (2020). Formation and maintenance of subsiding shells around non-precipitating and precipitating cumulus clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, n/a(n/a).

Schwarznboeck, A., Wieprecht, W., Mertes, S., and Heintzenberg, J. (2001). Cloud droplet residual sizes and residual mass concentrations in specific drop size classes. *Journal of Aerosol Science*, 32 :205–206. Abstracts of the European Aerosol Conference 2001.

Siebert, H., Beals, M., Bethke, J., Bierwirth, E., Conrath, T., Dieckmann, K., Ditas, F., Ehrlich, A., Farrell, D., Hartmann, S., Izaguirre, M. A., Katzwinkel, J., Nuijens, L., Roberts, G., Schäfer, M., Shaw, R. A., Schmeissner, T., Serikov, I., Stevens, B., Stratmann, F., Wehner, B., Wendisch, M., Werner, F., and Wex,

H. (2013). The fine-scale structure of the trade wind cumuli over barbados - an introduction to the carriba project. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(19) :10061–10077.

Siebesma, A. P., Bretherton, C. S., Brown, A., Chlond, A., Cuxart, J., Duynkerke, P. G., Jiang, H., Khairoutdinov, M., Lewellen, D., Moeng, C.-H., Sanchez, E., Stevens, B., and Stevens, D. E. (2003). A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(10) :1201–1219.

Siebesma, A. P. and Cuijpers, J. W. M. (1995). Evaluation of parametric assumptions for shallow cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(6) :650–666.

Simpson, J. (1971). On cumulus entrainment and one-dimensional models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(3) :449–455.

Squires, P. (1958). Penetrative downdraughts in cumuli. *Tellus*, 10(3) :381–389.

Squires, P. and Turner, J. S. (1962). An entraining jet model for cumulo-nimbus updraughts. *Tellus*, 14(4) :422–434.

Stephan, C. C., Schnitt, S., Schulz, H., Bellenger, H., de Szoeke, S. P., Acquistapace, C., Baier, K., Dauhut, T., Laxenaire, R., Morfa-Avalos, Y., Person, R., Quiñones Meléndez, E., Bagheri, G., Böck, T., Daley, A., Güttler, J., Helfer, K. C., Los, S. A., Neuberger, A., Röttenbacher, J., Raeke, A., Ringel, M., Ritschel, M., Sadoulet, P., Schirmacher, I., Stolla, M. K., Wright, E., Charpentier, B., Doerenbecher, A., Wilson, R., Jansen, F., Kinne, S., Reverdin, G., Speich, S., Bony, S., and Stevens, B. (2020). Ship- and island-based atmospheric soundings from the 2020 eurec^{4}a field campaign. *Earth System Science Data Discussions*, 2020 :1–35.

Stephens, G., Li, J., Wild, M., Clayson, C., Loeb, N., Kato, S., L'Ecuyer, T., Stackhouse Jr, P., Lebsock, M., and Andrews, T. (2012). An update on earth's energy balance in light of the latest global observations. 5 :691–696.

Stevens, B., Bony, S., Brogniez, H., Hentgen, L., Hohenegger, C., Kiemle, C., L'Ecuyer, T. S., Naumann, A. K., Schulz, H., Siebesma, P. A., Vial, J., Winker, D. M., and Zuidema, P. (2020). Sugar, gravel, fish and flowers : Mesoscale cloud patterns in the trade winds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(726) :141–152.

Stevens, B., Bony, S., Farrell, D., Ament, F., Blyth, A., Fairall, C., Karstensen, J., Quinn, P. K., Speich, S., Acquistapace, C., Aemisegger, F., Albright, A. L., Bellenger, H., Bodenschatz, E., Caesar, K.-A., Chewitt-Lucas, R., de Boer, G., Delanoë, J., Denby, L., Ewald, F., Fildier, B., Forde, M., George, G., Gross, S., Hagen, M., Hausold, A., Heywood, K. J., Hirsch, L., Jacob, M., Jansen, F., Kinne, S., Klocke, D., Kölling, T., Konow, H., Lothon, M., Mohr, W., Naumann, A. K., Nuijens, L., Olivier, L., Pincus, R., Pöhlker, M., Reverdin, G., Roberts, G., Schnitt, S., Schulz, H., Siebesma, A. P., Stephan, C. C., Sullivan, P., Touzé-Peiffer, L., Vial, J., Vogel, R., Zuidema, P., Alexander, N., Alves, L., Arixi, S., Asmath, H., Bagheri, G., Baier, K., Bailey, A., Baranowski, D., Baron, A., Barrau, S., Barrett, P. A., Batier, F., Behrendt, A., Bendinger, A., Beucher, F., Bigorre, S., Blades, E., Blossey, P., Bock, O., Böing, S., Bosser, P., Bourras, D., Bouruet-Aubertot, P., Bower, K., Branellec, P., Branger, H., Brennek, M., Brewer, A., Brilouet, P.-E., Brügmann, B., Buehler, S. A., Burke, E., Burton, R., Calmer, R., Canonici, J.-C., Carton, X., Cato Jr., G., Charles, J. A., Chazette, P., Chen, Y., Chilinski, M. T., Choularton, T., Chuang, P., Clarke, S., Coe, H., Cornet, C., Coutris, P., Couvreux, F., Crewell, S., Cronin, T., Cui, Z., Cuypers, Y., Daley, A., Damerell, G. M., Dauhut, T., Deneke, H., Desbios, J.-P., Dörner, S., Donner, S., Douet, V., Drushka, K., Dütsch, M., Ehrlich, A., Emanuel, K., Emmanouilidis, A., Etienne, J.-C., Etienne-Leblanc, S., Faure, G., Feingold, G., Ferrero, L., Fix, A., Flamant, C., Flatau, P. J., Foltz, G. R., Forster, L., Furtuna, I., Gadian, A., Galewsky, J., Gallagher, M., Gallimore, P., Gaston, C., Gentemann, C., Geyskens, N., Giez, A., Gollop, J., Gouirand,

I., Gourbeyre, C., de Graaf, D., de Groot, G. E., Grosz, R., Güttler, J., Gutleben, M., Hall, K., Harris, G., Helfer, K. C., Henze, D., Herbert, C., Holanda, B., Ibanez-Landeta, A., Intrieri, J., Iyer, S., Julien, F., Kalesse, H., Kazil, J., Kellman, A., Kidane, A. T., Kirchner, U., Klingebiel, M., Körner, M., Kremper, L. A., Kretzschmar, J., Krüger, O., Kumala, W., Kurz, A., L'Hégaret, P., Labaste, M., Lachlan-Cope, T., Laing, A., Landschützer, P., Lang, T., Lange, D., Lange, I., Laplace, C., Lavik, G., Laxenaire, R., Le Bihan, C., Leandro, M., Lefevre, N., Lena, M., Lenschow, D., Li, Q., Lloyd, G., Los, S., Losi, N., Lovell, O., Luneau, C., Makuch, P., Malinowski, S., Manta, G., Marinou, E., Marsden, N., Masson, S., Maury, N., Mayer, B., Mayers-Als, M., Mazel, C., McGeary, W., McWilliams, J. C., Mech, M., Mehlmann, M., Meroni, A. N., Mieslinger, T., Minikin, A., Minnett, P., Möller, G., Morfa Avalos, Y., Muller, C., Musat, I., Napoli, A., Neuberger, A., Noisel, C., Noone, D., Nordsiek, F., Nowak, J. L., Oswald, L., Parker, D. J., Peck, C., Person, R., Philippi, M., Plueddemann, A., Pöhlker, C., Pörtge, V., Pöschl, U., Pologne, L., Posyniak, M., Prange, M., Quiñones Meléndez, E., Radtke, J., Ramage, K., Reimann, J., Renault, L., Reus, K., Reyes, A., Ribbe, J., Ringel, M., Ritschel, M., Rocha, C. B., Rochetin, N., Röttenbacher, J., Rollo, C., Royer, H., Sadoulet, P., Saffin, L., Sandiford, S., Sandu, I., Schäfer, M., Schemann, V., Schirmacher, I., Schlenczek, O., Schmidt, J., Schröder, M., Schwarzenboeck, A., Sealy, A., Senff, C. J., Serikov, I., Shohan, S., Siddle, E., Smirnov, A., Späth, F., Spooner, B., Stolla, M. K., Szkółka, W., de Szoeke, S. P., Tarot, S., Tetoni, E., Thompson, E., Thomson, J., Tomassini, L., Totems, J., Ubele, A. A., Villiger, L., von Arx, J., Wagner, T., Walther, A., Webber, B., Wendisch, M., Whitehall, S., Wiltshire, A., Wing, A. A., Wirth, M., Wiskandt, J., Wolf, K., Worbes, L., Wright, E., Wulfmeyer, V., Young, S., Zhang, C., Zhang, D., Ziemen, F., Zinner, T., and Zöger, M. (2021). Eurec^{4}a. *Earth System Science Data Discussions*, 2021 :1–78.

Stevens, B., Farrell, D., Hirsch, L., Jansen, F., Nuijens, L., Serikov, I., Brügmann, B., Forde, M., Linne, H., Lonitz, K., and Prospero, J. M. (2016). The barbados cloud observatory : Anchoring investigations of clouds and circulation on the edge of the itcz. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(5) :787–801.

Stevens, B., S. Ackerman, A., Albrecht, B., R. Brown, A., Chlond, A., Cuxart, J., G. Duynkerke, P., C. Lewellen, D., K. Macvean, M., Neggers, R., Sanchez, E., Siebesma, A., and Stevens, D. (2001). Simulations of trade wind cumuli under a strong inversion. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58 :2001.

Stokes, G. M. and Schwartz, S. E. (1994). The atmospheric radiation measurement (arm) program : Programmatic background and design of the cloud and radiation test bed. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75(7) :1201–1222.

Stommel, H. (1947). Entrainment of air into a cumulus cloud. *Journal of Meteorology*, 4(3) :91–94.

Strauss, C., Ricard, D., Lac, C., and Verrelle, A. (2019). Evaluation of turbulence parametrizations in convective clouds and their environment based on a large-eddy simulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(724) :3195–3217.

Stull, R. B. (1988). An introduction to boundary layer meteorology. *Kluwer Academic Publishers*.

Taylor, G. R. and Baker, M. B. (1991). Entrainment and detrainment in cumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(1) :112–121.

Tiedtke, M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117(8) :1779–1800.

vanZanten, M. C., Stevens, B., Nuijens, L., Siebesma, A. P., Ackerman, A. S., Burnet, F., Cheng, A., Couvreux, F., Jiang, H., Khairoutdinov, M., Kogan, Y., Lewellen, D. C., Mechem, D., Nakamura, K., Noda, A., Shipway, B. J., Slawinska, J., Wang, S., and Wyszogrodzki, A. (2011). Controls on precipitation and cloudiness in simulations of trade-wind cumulus as observed during rico. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 3(2).

Verdu, T., Maury, N., Narvor, P., Seguin, F., Roberts, G., Couvreux, F., Cayez, G., Bronz, M., Hattenberger, G., and Lacroix, S. (2020). Experimental flights of adaptive patterns for cloud exploration with UAVs. In *International Conference on Intelligent Robots and Systems (IROS 2020)*, Las Vegas (on line), United States.

Vie, B., Pinty, J.-P., Berthet, S., and Leriche, M. (2016). Lima (v1.0) : A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei. *Geoscientific Model Development*, 9(2) :567–586.

Villefranque, N. (2019). *Les effets radiatifs 3D des nuages de couche limite : de leur simulation explicite à leur paramétrisation*. PhD thesis. Thèse de doctorat dirigée par Fournier, Richard et Couvreux, Fleur Océan, Atmosphère, Climat Toulouse 3 2019.

Villefranque, N., Fournier, R., Couvreux, F., Blanco, S., Cornet, C., Eymet, V., Forest, V., and Tregan, J.-M. (2019). A path-tracing monte carlo library for 3-d radiative transfer in highly resolved cloudy atmospheres. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(8) :2449–2473.

Wang, C.-C. and Kirshbaum, D. J. (2015). Thermally forced convection over a mountainous tropical island. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(6) :2484–2506.

Wang, Y., Zhou, L., and Hamilton, K. (2007). Effect of convective entrainment/detrainment on the simulation of the tropical precipitation diurnal cycle. *Monthly Weather Review*, 135(2) :567–585.

Warner, J. and Mason, B. J. (1975). Discussion of mason and jonas' model of droplet growth in cumulus clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(427) :176–181.

Williams, A. G., Zahorowski, W., Chambers, S., Griffiths, A., Hacker, J. M., Element, A., and Werczynski, S. (01 Jan. 2011). The vertical distribution of radon in clear and cloudy daytime terrestrial boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(1) :155 – 174.

Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, W. H., and Young, S. A. (2009). Overview of the calipso mission and caliop data processing algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11) :2310 – 2323.

Xiao, H., Berg, L. K., and Huang, M. (2018). The impact of surface heterogeneities and land-atmosphere interactions on shallow clouds over arm sgp site. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(6) :1220–1244.

Xie, S., Xu, K.-M., Cederwall, R. T., Bechtold, P., Genio, A. D. D., Klein, S. A., Cripe, D. G., Ghan, S. J., Gregory, D., Iacobellis, S. F., Krueger, S. K., Lohmann, U., Petch, J. C., Randall, D. A., Rotstayn, L. D., Somerville, R. C. J., Sud, Y. C., Salzen, K. V., Walker, G. K., Wolf, A., Yio, J. J., Zhang, G. J., and Zhang, M. (2002). Intercomparison and evaluation of cumulus parametrizations under summertime midlatitude continental conditions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(582) :1095–1135.

Yang, Y., Xie, S.-P., and Hafner, J. (2008). The thermal wake of kauai island : Satellite observations and numerical simulations. *Journal of Climate*, 21(18) :4568–4586.

Zhang, Y. and A. Klein, S. (2010). Mechanisms affecting the transition from shallow to deep convection over land : Inferences from observations of the diurnal cycle collected at the arm southern great plains site. *Journal of The Atmospheric Sciences - J ATMOS SCI*, 67 :2943–2959.

Zhang, Y., A. Klein, S., Fan, J., Chandra, A., Kollias, P., Xie, S., and Tang, S. (2017). Large-eddy simulation of shallow cumulus over land : A composite case based on arm long-term observations at its southern great plains site. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74.

Zhang, Y. and Klein, S. A. (2013). Factors controlling the vertical extent of fair-weather shallow cumulus clouds over land : Investigation of diurnal-cycle observations collected at the arm southern great plains site. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(4) :1297–1315.

Zhao, M. and Austin, P. H. (2005a). Life cycle of numerically simulated shallow cumulus clouds. part i : Transport. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(5) :1269–1290.

Zhao, M. and Austin, P. H. (2005b). Life cycle of numerically simulated shallow cumulus clouds. part ii : Mixing dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(5) :1291–1310.