



HAL
open science

Convection profonde : de la microphysique nuageuse aux éclairs

Christelle Barthe

► **To cite this version:**

Christelle Barthe. Convection profonde : de la microphysique nuageuse aux éclairs. Océan, Atmosphère. Université de La Réunion, 2013. tel-01355692

HAL Id: tel-01355692

<https://hal.science/tel-01355692>

Submitted on 27 Apr 2018

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.

UNIVERSITÉ DE LA REUNION
Ecole Doctorale : Sciences, Technologie et Santé
Spécialité : Physique de l'Atmosphère

Mémoire en vue de l'obtention du diplôme

Habilitation à Diriger les Recherches
délivré par l'Université de La Réunion

Titre

Convection profonde :
de la microphysique nuageuse aux
éclairs

Présenté par

Christelle BARTHE

le 18 septembre 2013

devant le jury composé de

Hassan BENCHERIF	Professeur Université de La Réunion, LACy	Examineur
Jean-Pierre CAMMAS	Directeur de Recherche CNRS, LACy	Examineur
Nadine CHAUMERLIAC	Directrice de Recherche CNRS, LaMP	Rapporteur
Sylvain COQUILLAT	Professeur Université de Toulouse, LA	Rapporteur
Evelyne RICHARD	Directrice de Recherche CNRS, LA	Rapporteur

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Mon parcours scientifique	1
1.2	Activité d’enseignement	2
1.3	Activité d’encadrement	2
1.4	Plan du manuscrit	3
2	Activité électrique des cellules convectives	5
2.1	Contexte	5
2.2	Développement du schéma d’éclairs dans Meso-NH	7
2.3	Principaux résultats	9
2.3.1	Simulations de cas idéalisés	9
2.3.2	Impact des processus non-inductifs sur l’activité électrique simulée	15
2.3.3	Première simulation de cas réel : l’épisode Cévennois du 6-8 Septem- bre 2010	18
2.3.4	Simulation de l’activité électrique d’un cyclone tropical idéalisé .	20
2.4	Conclusion	22
3	Microphysique nuageuse et précipitations	31
3.1	Contexte	31
3.2	Résultats avec un schéma microphysique à 1 moment en phase mixte dans Meso-NH	33
3.2.1	Episode convectif du 25-27 Juillet 2006 sur Niamey	34
3.2.2	Spatialisation des précipitations sur La Réunion	35
3.2.3	Les ondes de gravité générées par les cyclones tropicaux impactent- elles le champ de précipitation ?	38
3.3	Intégration d’un schéma microphysique à 2-moments en phase mixte dans Meso-NH	38
3.3.1	Premières simulations idéalisées avec la microphysique mixte à 2-moments	40
3.3.2	Premières simulations cas réel avec la microphysique mixte à 2- moments	42
3.4	Conclusion	43
4	Production d’oxydes d’azote par les éclairs	49
4.1	Contexte	49
4.2	Développements de paramétrisations des LiNOx pour les CRMs	51
4.2.1	A partir d’un modèle explicite d’éclairs	51

4.2.2	Paramétrisation des LiNO _x	51
4.3	Principaux résultats	53
4.3.1	Production de LiNO _x lors de l'orage du 10 juillet 1996 (campagne STERAO)	53
4.3.2	Analyse de sensibilité sur les paramètres morphologiques de l'éclair	55
4.3.3	Transport de traceurs par la convection profonde	55
4.4	Conclusion	58
5	L'activité électrique comme indicateur de l'état dynamique et micro-physique du nuage	65
5.1	Contexte	65
5.2	Détection de l'activité électrique en zone océanique	66
5.2.1	Le réseau WWLLN	66
5.2.2	Efficacité de détection du réseau dans la région sud-ouest Indien	68
5.2.3	Climatologie des éclairs dans le bassin Indien sud-ouest	70
5.3	Recherche de "proxies" de l'activité électrique	72
5.3.1	L'approche basée sur les observations	72
5.3.2	L'approche combinant modélisation et observations	73
5.3.3	L'approche modélisation explicite	74
5.4	Activité électrique et intensification des cyclones	76
5.5	Conclusion	81
6	Conclusion et éléments de prospective	85
6.1	Vers un schéma microphysique en phase mixte à deux moments pour tout type de nuage...	86
6.1.1	Amélioration des schémas à 2 moments en phase mixte	86
6.1.2	Une première validation du schéma autour d'une campagne de mesures nuages-aérosols au Maïdo ?	87
6.2	... pour une meilleure représentation des éclairs dans tout type d'orage	90
6.3	Les données d'éclairs pourraient-elles servir à améliorer l'état initial du modèle ?	90
6.4	La place de mes recherches dans le contexte international	92
6.5	Pour conclure	93
	Acronymes	98
	Références bibliographiques	113
	A Curriculum Vitae	115
	B Publications	121
	C Conférences et séminaires	124

Chapitre 1

Introduction

1.1 Mon parcours scientifique

J'ai aujourd'hui 34 ans et mes débuts dans la recherche datent de 2002 avec un stage de [DEA](#) effectué au [Laboratoire d'Aérodynamique \(LA\)](#) sous la direction de Frank Roux et de Jean-Pierre Pinty. La thématique de ce stage a largement orienté la suite de mes recherches puisqu'elle portait sur l'analyse des caractéristiques d'un orage isolé à l'aide du modèle Meso-NH doté d'une première version du schéma électrique. Je prenais alors la suite de Gilles Molinié dans le développement de ce schéma. Ce stage entraînait dans le cadre du projet de microsatellite [ORAGES](#) proposé au [CNES](#) par l'[ONERA](#) et le [LA](#). Ce microsatellite qui devait détecter le rayonnement [VHF](#) des éclairs dans la bande tropicale, n'a malheureusement pas vu le jour, mais le développement du schéma électrique de Meso-NH s'est malgré tout poursuivi (avec succès).

A la fin de mon [DEA](#), j'ai obtenu une bourse doctorale du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche et j'ai poursuivi le développement du schéma d'activité électrique dans le modèle Meso-NH. La thématique "Electricité atmosphérique" et notamment la partie modélisation, était à ce moment-là assez *exotique* dans la communauté française. Le choix de réaliser une thèse sur ce sujet plutôt que d'intégrer l'[Ecole Nationale de la Météorologie \(ENM\)](#) en 2^{ème} année d'Ingénieur des Travaux était alors assez risqué... Au cours de ma thèse, j'ai obtenu une bourse de l'Université Paul Sabatier de Toulouse pour faire un séjour au [National Severe Storm Laboratory \(NSSL\)](#) à Norman, dans l'Oklahoma. L'objectif était double : (1) travailler avec Ted Mansell sur le schéma électrique et comparer le comportement de nos deux modèles sur un cas d'étude simple, (2) et participer à la campagne de mesures [TELEX](#) (<http://www.nssl.noaa.gov/projects/telex/>) dont l'objectif était d'analyser les relations entre activité électrique, structure de l'orage et précipitations pour améliorer la prévision des orages sévères.

En fin de thèse, je suis resté une année de plus au [LA](#) pour travailler avec Céline Mari sur le transport de traceurs dans les systèmes convectifs Africains en préparation à la campagne [AMMA](#). En novembre 2006, je suis partie en post-doc au [National Center for Atmospheric Research \(NCAR\)](#) dans le groupe [Atmospheric Chemistry Division \(ACD\)](#), en collaboration avec Mary Barth, grâce à une bourse [Advanced Study Program \(ASP\)](#). L'objectif de mon post-doc était d'implémenter dans le modèle [WRF](#) une paramétrisation des oxydes d'azote produits par les éclairs basée sur des critères plus physiques que ce qui était fait jusqu'alors. Une partie importante de mon séjour

au [NCAR](#) a été dédiée à la recherche de proxies pour l'activité électrique, le taux d'éclairs n'étant pas pronostiqué dans [WRF](#). Ce post-doc s'inscrivait alors dans le cadre préparatoire à la campagne [DC3](#).

C'est dans le cadre de l'exploitation des données de la campagne de mesures [AMMA](#) que je suis revenue en post-doc fin 2007 à Toulouse. J'ai travaillé à la fois au Laboratoire d'Aérodynamique avec Michel Chong sur l'exploitation des données du radar Doppler du [MIT](#) à Niamey et au [CNRM/GMME/MOANA](#) avec Jean-Philippe Lafore et Nicole Asencio sur la partie modélisation mésoéchelle de l'épisode convectif du 25-27 Juillet 2006 sur Niamey. Lors de ce post-doc, j'ai réalisé une première analyse des processus multi-échelle et de leurs interactions à la fois à partir des données uniques recueillies lors d'[AMMA](#) (radar Doppler, radar [UHF](#), [GPS](#), radiosondages, pluviomètres) et de la modélisation.

C'est alors que j'ai traversé l'Equateur pour travailler en tant que Chargée de Recherche *2^{nde}* classe [CNRS](#) au [Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones \(LACy\)](#) à Saint-Denis, La Réunion. Je travaille désormais sur la convection profonde tropicale en particulier sur la microphysique, les précipitations intenses et l'activité électrique.

1.2 Activité d'enseignement

Pendant ma thèse, j'ai obtenu un poste de monitrice de l'Université Paul Sabatier de Toulouse de 2002 à 2005 et j'ai ainsi pu enseigner en cycle Licence en travaux pratiques et travaux dirigés en physique générale. Ensuite, en tant qu'[Attachée Temporaire d'Enseignement et de Recherche \(ATER\)](#) en 2006 à l'Université Paul Sabatier, je suis intervenue en travaux dirigés et travaux pratiques en physique et géophysique au niveau du cycle Licence.

1.3 Activité d'encadrement

Depuis mon recrutement au [CNRS](#) en 2009, j'ai eu la chance de co-encadrer deux thèses :

- Christophe Bovalo effectue sa thèse au [LACy](#) (bourse Région Réunion) sur "Activité électrique et variations d'intensité des systèmes convectifs tropicaux dans le sud-ouest de l'océan Indien : observations et modélisation". Je co-dirige sa thèse avec Serge Soula ([LA](#)). Sa thèse a débuté en octobre 2010 et la soutenance est prévu fin septembre 2013.
- Chouaïbou Ibrahim a effectué sa thèse au [LACy](#) (bourse Région Réunion, octobre 2008 - octobre 2011) sur "Analyse des ondes de gravité générés par les cyclones tropicaux dans le bassin sud ouest Indien". J'ai co-encadré cette thèse avec F. Chane-Ming qui était encadrant principal.

J'ai aussi co-encadré deux stages du Master 2 Océan, Atmosphère, Surfaces Continentales de Toulouse :

- Christophe Bovalo a effectué son stage de Master 2 au [LA](#) sur le thème : "Estimation du taux d'éclairs d'une cellule convective à partir de paramètres microphysiques et dynamiques du modèle Meso-NH". J'ai co-encadré ce stage avec Jean-Pierre Pinty ([LA](#)) au premier semestre 2010.
- L'année suivante, j'ai co-encadré avec O. Caumont ([CNRM/GMME](#)) et F. Chane-Ming ([LACy](#)) le stage de Master 2 de Nadya Bigjee, réalisé au [LACy](#) sur le sujet :

1.4 Plan du manuscrit

”Estimation et spatialisation des précipitations sur l’île de la Réunion à partir des observations radar et du modèle Meso-NH”.

Actuellement, je co-encadre avec Matthieu Plu ([LACy](#)) le post-doc de Nan Yu dans le cadre du projet [PRECYP](#), financé par la Fondation MAIF, sur le thème : ”Spatialisation des précipitations intenses à La Réunion par la modélisation numérique”. Ce post-doc a débuté en Décembre 2012 et doit durer 1 an.

Je co-encadre aussi avec Christine Lac ([CNRM/GMME](#)) le stage de fin d’étude Ingénieur des Travaux de l’[ENM](#) de Gabrielle Kaufmann sur ”Validation d’un schéma microphysique à deux moments pour la modélisation explicite de la convection profonde”. Ce stage a débuté en Février 2013 et doit durer 5 mois.

1.4 Plan du manuscrit

Le plan de mon manuscrit s’organise selon quatre thématiques qui ne correspondent pas au déroulement chronologique de mes travaux de recherche. Si l’on revient sur mon activité de recherche ces 10 dernières années, on s’aperçoit que tout est plus ou moins lié aux éclairs. C’est donc tout naturellement que le premier chapitre s’intéresse à mes travaux sur l’activité électrique dans les systèmes convectifs. Les deux chapitres suivants sont l’une des causes et l’une des conséquences de cette activité électrique orageuse. Le deuxième chapitre concerne la microphysique nuageuse et les précipitations. Bien qu’il se situe très tôt dans le manuscrit, ce chapitre est probablement le moins abouti en terme de résultats puisque c’est un sujet sur lequel je travaille depuis peu. Le troisième chapitre résume mes travaux en terme de production d’oxydes d’azote par les éclairs qui ont occupé une grande partie de mes activités post-doctorales. Le dernier chapitre traite des applications potentielles de l’étude des éclairs, notamment en terme de prévision immédiate, de production d’oxydes d’azote, ou d’intensification des cyclones tropicaux. Enfin, dans une dernière partie, je ferai un bref état des lieux de mes recherches et j’exposerai des pistes pour mes recherches dans les années à venir.

Chapitre 2

Activité électrique des cellules convectives

Sommaire

2.1	Contexte	5
2.2	Développement du schéma d'éclairs dans Meso-NH	7
2.3	Principaux résultats	9
2.3.1	Simulations de cas idéalisés	9
2.3.2	Impact des processus non-inductifs sur l'activité électrique simulée	15
2.3.3	Première simulation de cas réel : l'épisode Cévennois du 6-8 Septembre 2010	18
2.3.4	Simulation de l'activité électrique d'un cyclone tropical idéalisé	20
2.4	Conclusion	22

2.1 Contexte

Des motivations variées peuvent conduire à vouloir modéliser l'activité électrique des orages. Tout d'abord, on peut vouloir mieux comprendre la physique associée au cycle de vie des charges électriques et aux éclairs. On peut aussi vouloir étudier d'autres aspects de l'orage, par exemple les caractéristiques de l'orage et de son environnement qui affectent la production et l'évolution des éclairs (type, distribution des charges, localisation). Les résultats issus de ces études peuvent nous amener à une meilleure connaissance des relations entre les éclairs et les propriétés de l'orage. On a alors un large champ d'applications qui s'ouvrent à nous notamment en prévision immédiate, assimilation, détection de la glace ou des variations d'intensité des cellules convectives. L'activité électrique nuageuse peut aussi impacter d'autres aspects de l'orage : la microphysique (effets sur la coalescence, l'alignement des hydrométéores, la vitesse de chute), ou la chimie à travers la production de NO_x .

Mais, les orages sont des phénomènes complexes où interviennent des processus dynamiques, microphysiques et électriques. Avant qu'un éclair puisse être déclenché au sein du nuage, le nuage doit "s'électriser". Il est aujourd'hui admis que le processus non-inductif de séparation des charges est le plus apte à générer un champ électrique de $\sim 100 \text{ kV m}^{-1}$ en quelques minutes (Reynolds et al., 1957; Williams et Lhermitte, 1983; Dye

et al., 1989; Latham et al., 2007). Des études de laboratoire (Takahashi, 1978; Jayaratne et al., 1983; Saunders et al., 1991) ont montré que le signe et la quantité de charge échangée lors de ce processus dépendent à la fois de paramètres environnementaux comme la quantité d'eau surfondue ou la température, mais aussi du diamètre et de la vitesse de chute des particules. Suite à l'acquisition de charges électriques par les hydrométéores, et à leur chute et leur transport par les mouvements ascendants et subsidents au sein du nuage, des pôles de charges se forment à l'échelle du nuage donnant naissance à une structure stratifiée (Williams, 1989; Stolzenburg et al., 1998), et à un champ électrique intense. Lorsque, en un point, le champ électrique devient supérieur à un seuil de rupture ($\sim 200 \text{ kV m}^{-1}$), un éclair est déclenché. Son rôle est de diminuer le champ électrique en neutralisant et redistribuant partiellement les charges électriques. C'est donc l'ensemble de ces processus qui doivent être pris en compte pour modéliser le cycle de vie complet des charges électriques dans le nuage.

Les premières tentatives de calcul de l'électrisation des orages dans un modèle numérique de nuage ont eu lieu à la fin des années 1970 - début des années 1980. Les premières études se sont limitées à l'électrisation dans des nuages chauds de convection peu profonde (Takahashi, 1979), en ajoutant la modélisation des petits ions (Chiu, 1978). Etant donné que les interactions entre particules de glace sont la base même des processus non-inductifs, les applications d'électrisation des nuages chauds se sont vite révélées limitées. Rawlins (1982) a été le premier à inclure une paramétrisation de l'électrisation dans un modèle de nuage tri-dimensionnel. Plusieurs modélisations de l'électrisation de nuages de convection profonde ont suivi, à la fois dans des modèles 1D (Ziegler et al., 1986; Mitzeva et Saunders, 1990), 1,5D (Norville et al., 1991), 2D symétriques (Takahashi, 1983, 1984; Helsdon et Farley, 1987; Ziegler et al., 1991; Randall et al., 1994) ou 3D (Ziegler et MacGorman, 1994).

Cependant, jusqu'aux années 2000, la paramétrisation des éclairs dans les modèles, si elle était prise en compte, était assez simpliste. En général, seul le leader bidirectionnel, la partie verticale de l'éclair, était simulée avec plus ou moins de détail (Rawlins, 1982; Takahashi, 1987; Helsdon et al., 1992; Baker et al., 1995, entre autres).

A partir des années 2000, deux philosophies différentes de développement et d'utilisation des schémas d'éclairs sont apparues. Des modèles d'éclairs de plus en plus complets, comme celui de Rioussset et al. (2007) ont vu le jour. Ils s'attachent à décrire précisément la physique de la décharge à fine échelle, mais ne sont pas inclus dans des modèles de nuage résolu (ou CRM pour Cloud Resolving Model). Le deuxième type de modèle voit l'éclair et la neutralisation des charges subséquente comme une fermeture du cycle de vie des charges électriques dans le nuage. Ils permettent d'étudier l'éclair dans le contexte de l'orage (microphysique, dynamique) et de son environnement, tout en décrivant de façon réaliste le déclenchement et la propagation de l'éclair. C'est ce type de modèle qui nous intéresse ici.

L'inclusion de la totalité des éléments du cycle de vie des charges électriques dans un CRM est cependant difficile à réaliser. En particulier, les calculs du champ électrique et de la propagation des éclairs sont les plus complexes. C'est d'ailleurs pour cette raison que certaines études récentes se limitent encore à l'étude de la structure de charge du nuage au début de l'orage, avant que le premier éclair ne soit déclenché (Altartatz et al., 2005; Hou et al., 2009).

Actuellement, seuls trois modèles possèdent un module complet de simulation de l'activité électrique ouvrant un large champ d'applications. Le premier modèle de nu-

2.2 Développement du schéma d'éclairs dans Meso-NH

age à intégrer à la fois un schéma d'électrification et d'éclairs a été le **Storm Electrification Model (SEM)** de [Helsdon et al. \(1992\)](#). Il a été utilisé pour analyser la structure de charge et les courants de Maxwell dans un orage idéalisé ([Helsdon et al., 2001](#)), mais aussi pour étudier la production d'oxydes d'azote par les éclairs ([Zhang et al., 2003a,b](#)). [Sun et al. \(2002\)](#) ont adopté le **SEM** pour simuler les rétroactions de l'électricité nuageuse sur la convection. Cependant, le **SEM** ne prend pas en compte la géométrie 3D et donc l'extension horizontale significative des éclairs de façon réaliste.

Le premier schéma complet d'électrification couplé à un schéma réaliste d'éclairs a été développé au **NSSL** par [Mansell et al. \(2002\)](#) à partir des travaux de [MacGorman et al. \(2001\)](#). Il a été utilisé pour étudier la sensibilité de l'activité électrique aux paramétrisations des processus non-inductifs ([Mansell et al., 2005](#)), pour analyser la structure électrique dans un cyclone idéalisé ([Fierro et al., 2007](#)) et dans l'orage du 20 Juin 2000 de la campagne **STEPS** ([Kuhlman et al., 2006](#)). Cependant, la complexité du schéma d'éclairs fait qu'il a dû être simplifié pour être intégré dans le modèle **WRF** ([Fierro et al., 2013](#)).

En France, jusqu'aux années 2000, aucune étude de modélisation du cycle de vie des charges électriques dans un orage n'avait été réalisée. A ce moment-là, le projet de microsatellite **ORAGES** était mené par l'**ONERA** pour la partie technique et par le **LA** pour la partie scientifique. **ORAGES** aurait été dédié à l'observation des éclairs dans la bande tropicale. Le rôle du Laboratoire d'Aérodynamique était alors de préparer scientifiquement ce projet. A cette fin, un module de simulation de l'activité électrique devait être développé dans Meso-NH. C'est dans ce contexte que le développement de **CELLS** (Cloud Electrification and Lightning Scheme), le 3^{ème} module complet de simulation de l'activité électrique orageuse, a débuté.

2.2 Développement du schéma d'éclairs dans Meso-NH

Mon activité principale en thèse a été de poursuivre le développement du schéma électrique initié par Gilles Molinié pour la préparation scientifique du projet **ORAGES**. L'idée originale a été de proposer une approche fractale pour décrire la géométrie de l'éclair. Cette idée se basait à la fois sur des observations de la nature fractale des éclairs à partir de photographies ([Tsonis et Elsner, 1987](#)), sur des expériences de décharge sur des plaques de plastique ([Williams et al., 1985](#)) et sur l'utilisation du modèle stochastique diélectrique pour simuler des décharges électriques ([Wiesmann et Zeller, 1986](#); [Petrov et Petrova, 1993](#); [Sañudo et al., 1995](#); [Kawasaki et Matsuura, 2000](#)).

Le développement de **CELLS** a été une œuvre collective qui s'est déroulée en 3 phases. Tout d'abord, G. Molinié a initié le développement du modèle, et a notamment mis en place une première version du schéma fractal d'éclairs ([Molinié et al., 2002](#)). Pendant ma thèse, j'ai repris et documenté l'intégralité du code (électrification du nuage et éclairs) pour le rendre stable et plus efficace numériquement, et pour qu'il puisse fonctionner quelle que soit la configuration du modèle (2D ou 3D) ([Barthe et al., 2005](#); [Barthe et Pinty, 2007a](#)). En particulier la partie électrification du nuage intrinsèquement liée au schéma microphysique **ICE3** ([Pinty et Jabouille, 1998](#)) (Figure 2.1) a été reprise pour garantir la conservation de la charge électrique. Céline Mari et Jean-Pierre Pinty (**LA**) ont alors pu introduire une paramétrisation des oxydes d'azote produits par les éclairs que nous avons utilisée pour analyser la production de NO_x par les éclairs lors d'un orage de la campagne **STERAO** ([Barthe et al., 2007](#)). A la fin de ma thèse, en 2005,

le module électrique fonctionnait bien en mono-processeur, voire en multi-processeurs pour des orages idéalisés comme l'orage du 10 Juillet 1996 lors de la campagne [STERAO](#). La parallélisation n'étant pas optimale, le code n'a pu être porté, à ce stade là, dans la version standard de Meso-NH.

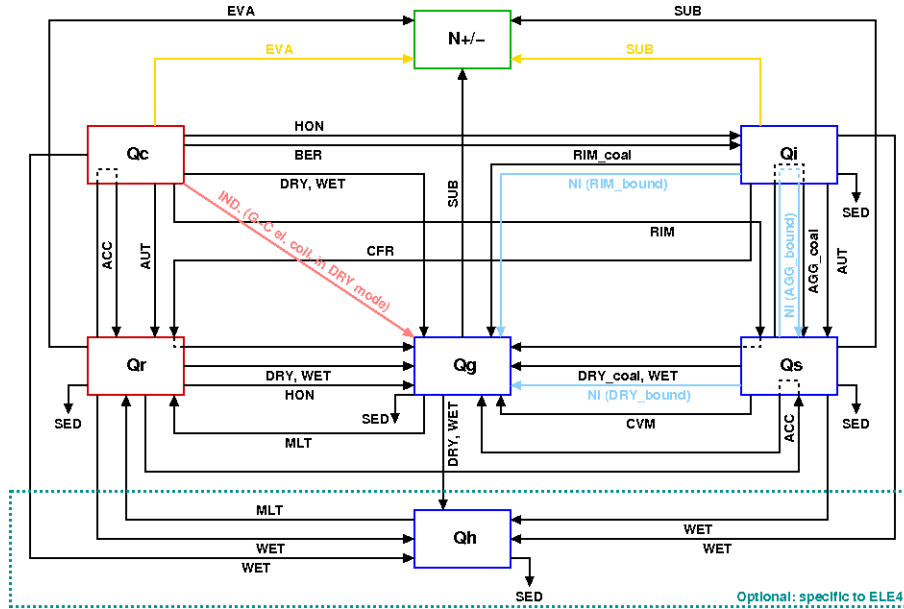


Figure 2.1: Diagramme des transferts de charge électrique. Q_c , Q_r , Q_i , Q_s , Q_g et Q_h représentent la charge électrique portée par l'eau nuageuse, la pluie, la glace nuageuse, la neige, le grésil et la grêle. N_+ et N_- représentent la concentration en nombre des ions positifs et négatifs. Les flèches noires, bleues et roses représentent les transferts de charge associés respectivement à des transferts de masse, au mécanisme non-inductif et au mécanisme inductif. Les flèches jaunes désignent les transferts de charge associés aux ajustements de vapeur d'eau.

En 2009, lors de ma prise de fonction en tant que chargée de recherche au [CNRS](#), j'avais pour objectif de réaliser une simulation de cyclone tropical électrisé pour étudier le lien possible entre la répartition et l'évolution de l'activité électrique dans les cyclones tropicaux. Or cet objectif ne pouvait pas être atteint avec le schéma électrique tel qu'il avait été développé en 2005. En effet, simuler un cyclone tropical électrisé nécessite de réaliser la simulation en multi-processeurs, et donc de revoir entièrement la parallélisation du code. Dans le même temps, la campagne de mesures [HyMeX](#) se préparait et un groupe de travail sur l'activité électrique était mis en place par Eric Defer ([LERMA](#)). La multitude de moyens d'observations qui étaient prévus pour la période d'observation intensive était l'occasion de tester et de calibrer notre schéma d'éclairs. Or pour cela, il faut faire des simulations de cas réels, initialisés et couplés à des analyses météorologiques. Il faut aussi que le modèle soit capable de gérer l'activité électrique sur un grand domaine et en terrain complexe.

C'est ainsi qu'un groupe de travail sur la modélisation de l'activité électrique s'est constitué, tout d'abord autour de scientifiques du [LA](#) et du [LACy](#). J'ai complètement repensé et recodé l'algorithme de développement et de propagation des éclairs. C'est à ce stade là que la philosophie du modèle d'éclairs du [NSSL](#) et de Meso-NH ont divergé. L'orientation que nous avons souhaité donner au modèle a été guidée à la fois par les

2.3 Principaux résultats

thématiques scientifiques que nous voulions aborder et par l'état des connaissances sur les différents processus du cycle de vie des charges électriques au sein du nuage. Tout d'abord, nous souhaitions nous engager sur des simulations sur grandes grilles et en cas réel. D'autre part, aucune étude n'a, jusqu'à présent, été capable d'expliquer quel mécanisme physique est à l'origine du processus non-inductif de séparation locale de charge. Les paramétrisations de ce processus ne sont basées que sur des expériences de laboratoire dont les résultats divergent dans certaines conditions de température et de contenu en eau liquide. Ainsi, le [NSSL](#) a pris l'option de complexifier la microphysique en intégrant 10 espèces de particules de glace (et donc 10 variables pronostiques supplémentaires) tout en gardant un modèle d'éclairs complexe et très coûteux. Nous avons considéré, que dans l'état actuel des connaissances sur l'électrification, il était plus raisonnable de conserver un schéma microphysique en phase mixte à 1 moment et 3 espèces de glace pronostiques. Pour le schéma d'éclairs, étant donné que nous ne pouvons pas décrire avec précision à l'échelle du modèle (~ 1 km, voire 500 m) la physique de la décharge, nous avons décidé de reproduire la géométrie fractale des éclairs.

J'ai donc poursuivi la troisième phase du développement de [CELLS](#) avec la définition d'un nouvel algorithme des éclairs dont la parallélisation a été réfléchiée avec Juan Escobar ([LA](#)), de l'équipe de soutien Meso-NH. Toutes les étapes de cet algorithme ont été pensées dans l'optique de simulations de plusieurs cellules orageuses dans un même domaine, avec notamment une étape préalable de détection des cellules électrisées contenant potentiellement un point de déclenchement d'un éclair. Le schéma de principe du nouvel algorithme d'éclairs est illustré sur la [Figure 2.2](#). Michel Chong ([LA](#)) a travaillé sur la paramétrisation des petits ions, dont le manque constituait un défaut de la précédente version. Jean-Pierre Pinty ([LA](#)) a révisé le calcul du champ électrique et notamment les conditions aux limites à la base et au sommet du domaine. Il a aussi modifié le code pour que la grêle soit prise en compte lorsque le schéma microphysique [ICE4](#) ([Lascaux et al., 2006](#)) est activé. Ainsi, en juin 2011, le schéma [CELLS](#) ([Barthe et al., 2012](#)) a été intégré dans la version standard de Meso-NH 4.9, et rendu disponible à l'ensemble des utilisateurs.

Le groupe de travail s'est agrandi avec la participation de Boryana Tsenova ([NIMH](#), Bulgarie) dont les travaux sur les paramétrisations des processus non-inductifs ont été intégrés dans [CELLS](#). Depuis 2012, les développements et la validation du schéma électrique de Meso-NH sont soutenus et financés par un projet [LEFE/IMAGO](#) sur 3 ans que je coordonne.

2.3 Principaux résultats

2.3.1 Simulations de cas idéalisés

Cycle de vie des charges électriques

Les premières simulations de l'activité électrique des cellules convectives ont uniquement concerné des cas idéalisés de systèmes convectifs des moyennes latitudes. Dans un premier temps, l'objectif de ces simulations était de vérifier si le cycle de vie des charges électriques dans le nuage était bien reproduit. On a montré que la chronologie des événements qui menaient à la génération d'un champ électrique suffisamment intense pour générer des éclairs était respectée dans une supercellule idéalisée. La mise en place d'un *updraft* suffisamment intense est nécessaire pour générer de la

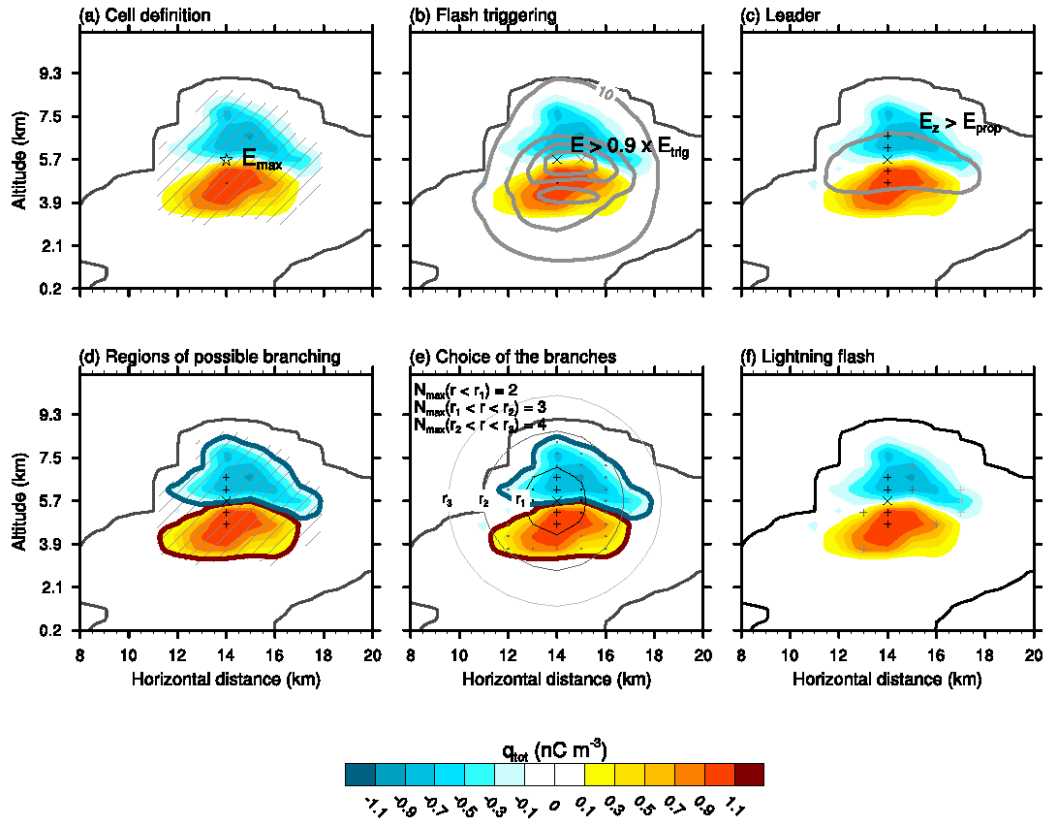


Figure 2.2: Schéma de principe du déclenchement et de la propagation des éclairs dans *CELLS* illustré sur une coupe verticale de la densité de charge (en couleurs; nC m^{-3}). La courbe noire représente le contour du nuage. (a) Définition des cellules : l'étoile localise le point de grille où le module du champ électrique est maximum (E_{max}). La zone hachurée matérialise la cellule électrisée. (b) Déclenchement d'un éclair : les contours gris représentent le module du champ électrique (10, 30, 50 et 70 kV m^{-1}). Les croix montrent les points de grille où le champ électrique excède le champ de déclenchement E_{trig} . La croix noire montre l'origine de l'éclair. (c) Leader bi-directionnel : le contour gris délimite la région où la composante verticale du champ électrique est supérieure au seuil de propagation E_{prop} . "x" et "+" montrent respectivement les points de grille où l'éclair est initié et où il se propage. (d) Régions où les branchements sont possibles : les contours bleus (rouges) limitent les régions de densité de charge totale négative (positive) où les branches positives (négatives) peuvent se propager. (e) Choix des branches : les points gris représentent les points de grille où le branchement est possible entre deux cercles successifs (ou sphères en 3D). $N_{II}(r)$ est le nombre maximum de branches entre deux cercles de rayon r et $r + dr$. (f) Eclair : l'éclair résultant est composé du point de déclenchement (croix noire), du leader bidirectionnel (+ noirs) et des branches (+ gris). Tiré de *Barthe et al. (2012)*.

2.3 Principaux résultats

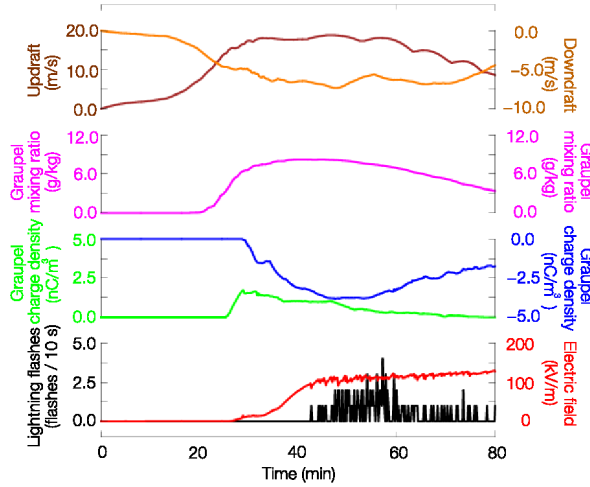


Figure 2.3: Evolution temporelle du maximum d’updraft (courbe marron, en $m s^{-1}$) et de downdraft (courbe orange, en $m s^{-1}$), du maximum de rapport de mélange en graupel (courbe rose, en $g kg^{-1}$), du maximum de densité de charge ($nC m^{-3}$) positive (courbe verte) et négative (courbe bleue) du graupel, du maximum de champ électrique (courbe rouge, en $kV m^{-1}$) et du taux d’éclairs (courbe noire, en $fl. (10 s)^{-1}$) pour l’orage supercellulaire idéalisé de *Klemp et Wilhelmson (1978)*. Tiré de *Barthe et Pinty (2007a)*.

microphysique en phase froide, qui elle-même est un précurseur à la séparation des charges et à l’électrisation du nuage (Figure 2.3). On a ainsi mis en évidence que l’électrisation débutait environ 10 minutes après l’apparition du graupel dans cette supercellule (*Barthe et Pinty, 2007a*). Quant au premier éclair, il n’est déclenché que 15 à 20 minutes plus tard. Globalement, on observe donc une cohérence dans le cycle de vie des charges, avec une bonne limitation de la charge électrique et du champ électrique en lien avec l’efficacité de l’algorithme des éclairs.

Structure de la charge électrique du nuage

La structure de charge d’un orage ne peut pas être observée directement. La mesure du champ électrique à partir d’un moulin à champ porté par un ballon sonde lancé à proximité ou au sein même de l’orage (*Marshall et al., 1995; Stolzenburg et al., 1998*) permet en dérivant spatialement E , via l’équation de Gauss, de remonter à la distribution des pôles de charge dans l’orage. Sous certaines hypothèses, la structure de charge d’un orage peut aussi être déduite à partir de la structure 3D des éclairs intra-nuage (IC pour Intra-Cloud) et nuage-sol (CG pour Cloud-to-Ground) à très haute résolution restituée par les interféromètres VHF de type LMA (*Thomas et al., 2001*). Les mesures de courant de précipitation au moyen d’un anneau d’induction (*Boussaton et al., 2004*) sont précieuses car elles renseignent directement sur la charge électrique portée individuellement par chaque goutte de pluie atteignant le sol. Ces charges retracent ainsi l’historique microphysique de l’orage puisqu’elles étaient portées au départ par les particules de glace précipitantes qui ont fondues. On voit donc la difficulté d’avoir une information complète sur la structure de charge dans les différentes régions du système convectif et sur toute la durée de l’événement à partir d’observations. Il faut la combinaison d’un grand nombre d’instruments pour espérer avoir une vision complète de l’évolution de la structure de charge de l’orage. Cependant, ces mesures, bien que locales, peuvent être directement exploitées par les modèles, pour leur validation et leur calibration. En retour, la modélisation de l’activité électrique des orages donne accès au suivi de la structure de charge de l’ensemble du système.

Les structures de charge les plus fréquemment rencontrées sont le tripole (*Williams, 1989*), le dipole direct et le dipole inversé (*Rust et MacGorman, 2002; Rust et al.,*

2005). En compilant les sondages de champ électrique dans de nombreux systèmes, Stolzenburg et al. (1998) ont montré un feuilletage plus complexe que les classiques dipôles et tripôles.

L'orage du 21 juillet 1998 lors de la campagne EULINOX (Huntrieser et al., 2002) en Allemagne, a été simulé dans un cadre idéalisé pour évaluer la capacité de CELLS à reproduire le cycle de vie complet des charges électriques dans un orage plus complexe qu'une simple cellule convective. Après un stade d'intensification, la cellule convective vigoureuse initiale se sépare en deux cellules distinctes. La structure de densité de charge totale est illustrée pour les deux phases de l'orage sur la Figure 2.4. Après 60 minutes de simulation, l'orage a une structure électrique tripolaire inclinée, excepté pour l'enclume caractérisée par un dipôle positif. Les charges électriques les plus fortes se trouvent au cœur de l'*updraft* et de la zone de chargement, à 5-6 km d'altitude. A 120 minutes, la structure électrique de l'*updraft* dans la cellule située au sud est plus complexe et rend compte à la fois des processus de génération locale de charge, de transport par les ascendances et les subsidences, et de redistribution des charges par les éclairs. Dans l'enclume, la structure de charge est maintenant assimilée à un tripôle inversé. Cet orage illustre bien la variabilité de la structure de charge au sein d'un orage, à la fois d'une région à l'autre (cœur convectif, enclume) et au cours du temps. La structure de charge au tout début de l'électrification est relativement simple et rend compte directement de la paramétrisation étudiée. Au fur et à mesure du vieillissement de la cellule, les interactions entre l'électricité nuageuse, la microphysique et la dynamique, complexifient la structure de charge (Barthe et al., 2012).

Robustesse du schéma d'éclairs

Comme cela a été précisé plus tôt, la principale difficulté lorsque l'on développe un modèle complet d'activité électrique orageuse vient de la représentation des éclairs, ce qui explique, en grande partie, le faible nombre de modèles de nuage comportant un schéma d'éclairs. La robustesse de notre schéma d'éclairs, dont le principal objectif est de diminuer le stress électrique au sein du nuage, a été testée de différentes manières.

Tout d'abord, il me semble indispensable de débiter par l'illustration d'un éclair simulé par Meso-NH. On voit bien sur la Figure 2.5 l'extension verticale suivie par une extension horizontale à deux niveaux d'altitude, typique des éclairs intra-nuage observés (Shao et Krehbiel, 1996; Rison et al., 1999). Les deux niveaux où l'éclair se propage correspondent à deux zones de charge distinctes. Meso-NH est ainsi capable de simuler une structure 3D réaliste d'éclair (Barthe et al., 2005).

Les paramètres relatifs aux éclairs ont été analysés en détail sur 2 orages idéalisés : l'orage du 10 juillet 1996 lors de la campagne STERAO (Dye et al., 2000) et celui du 21 juillet 1998 lors de la campagne EULINOX. Seuls les résultats de l'orage EULINOX sont détaillés dans la suite. Le taux d'éclairs simulé par CELLS est représenté sur la Figure 2.6a. Durant une première phase, le taux d'éclairs varie entre 5 et 15 fl. min⁻¹ en accord avec la période de faible activité électrique observée et reportée par Fehr et al. (2004). Après 75 min, le taux d'éclairs augmente et atteint un pic de 58 fl. min⁻¹ à 128 min, pour ensuite se stabiliser entre 35 et 55 fl. min⁻¹. Les observations sont quelque peu différentes en fin de simulation, mais Fehr et al. (2004) indiquent que la détection des éclairs était probablement dégradée lorsque la supercellule est sortie de la région de détection de l'antenne interférométrique. Le nombre total d'éclairs détectés et simulés est en bon accord (3321 vs. 4521), mais Meso-NH sous-estime d'un facteur 10 la pro-

2.3 Principaux résultats

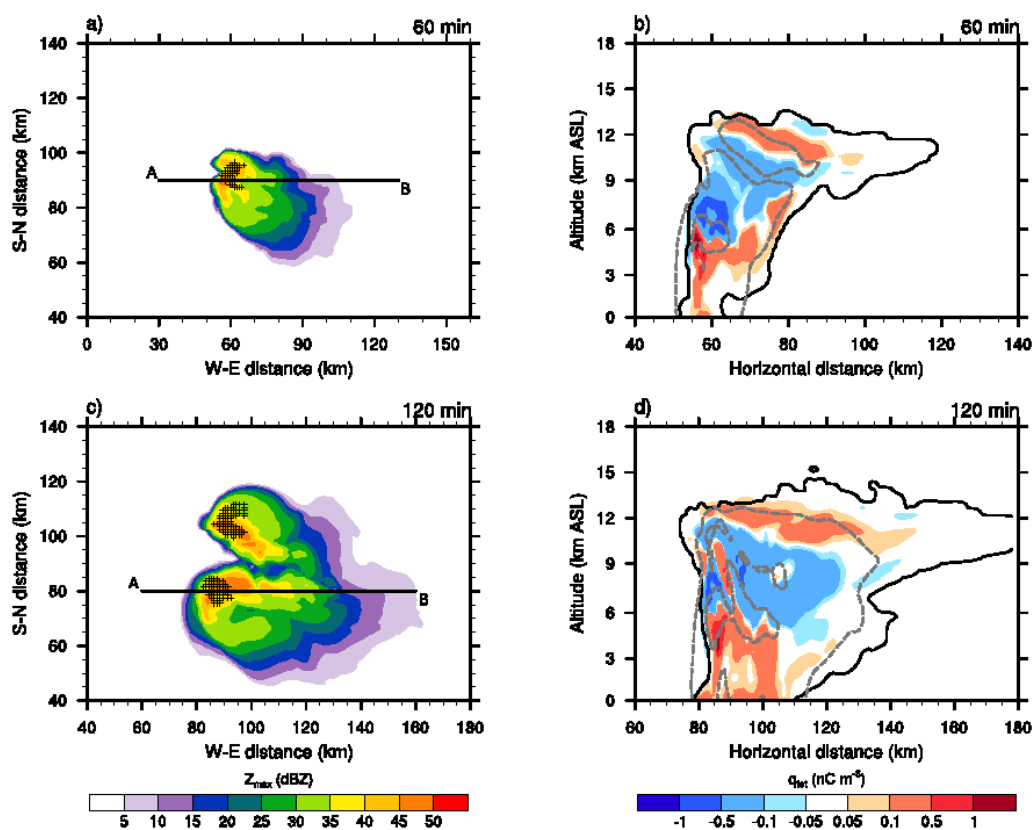


Figure 2.4: (a/c) Réflectivité radar maximale par colonne (Z_{max} , en dBZ) issue de Meso-NH, et (b/d) coupe verticale de la densité de charge totale (couleurs; en $nC m^{-3}$) le long du segment [AB] défini en (a/c) à 60/120 min. Les symboles + indiquent les origines des éclairs simulés par CELLS dans un intervalle de 10 min à partir de la date de la coupe. Tiré de Barthe et al. (2012).

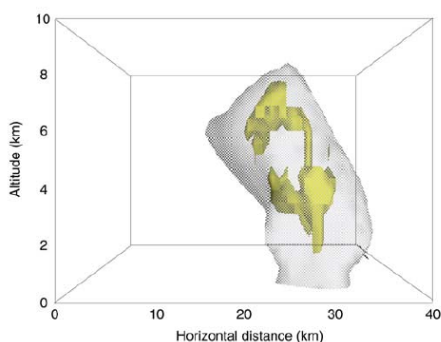


Figure 2.5: Volume affecté par un éclair individuel (surface jaune) dans un orage idéalisé. L'éclair a été déclenché à 5500 m d'altitude. La surface grise représente le contour du nuage. Tiré de *Barthe et al. (2005)*.

portion de nuage-sol. Ce mauvais diagnostic des éclairs nuage-sol n'est pas surprenant puisque le critère pour décider qu'un éclair est un nuage-sol est très simpliste. Les his-

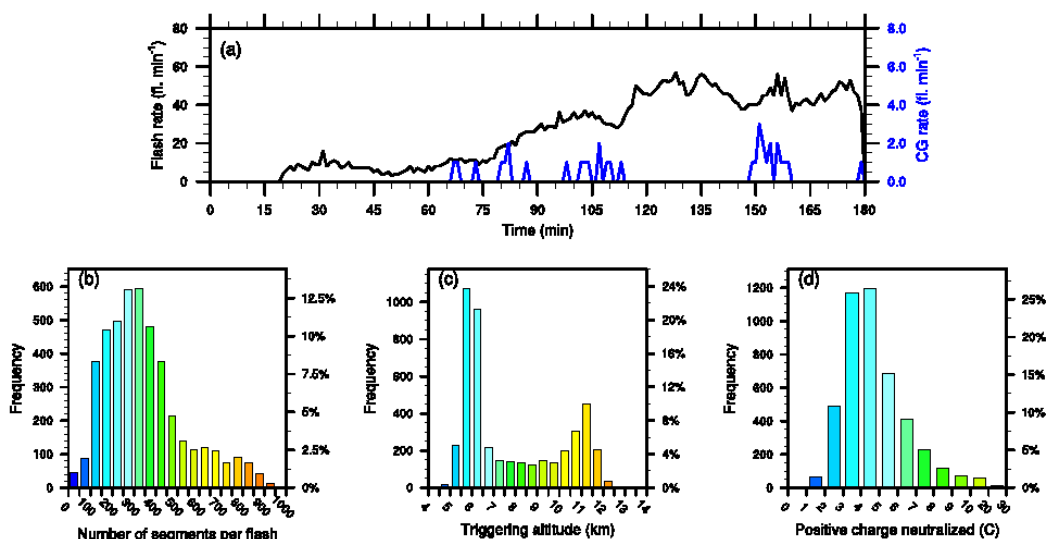


Figure 2.6: Caractéristiques des éclairs simulés par Meso-NH : (a) évolution temporelle du taux d'éclairs total (courbe noire) et du taux de CG (courbe bleue), et histogrammes (b) du nombre de segments par éclair, (c) de l'altitude de déclenchement (km) par éclair, et (d) de la charge neutralisée (C) par éclair. Tiré de *Barthe et al. (2012)*.

togrammes (Figure 2.6b-d) illustrent la distribution du nombre moyen de segments par éclair, de l'altitude de déclenchement et de la charge moyenne neutralisée par éclair. Ces distributions ne montrent aucune valeur irréaliste. En particulier, la charge moyenne neutralisée par un éclair est de 5,02 C, en accord avec les valeurs de la littérature à la fois dans des études de modélisation (*MacGorman et al., 2001; Mansell et al., 2002; Rioussel et al., 2007*) ou déduites d'observations (*Krehbiel, 1981; Shao et Krehbiel, 1996; Rakov et Uman, 2003*).

Des analyses de sensibilité sur les paramètres fractaux décrivant la géométrie de l'éclair ont aussi été menées (*Barthe et Pinty, 2007a*). Des simulations ont été conduites en faisant varier la dimension fractale χ et le facteur d'échelle L_χ indépendamment. Les résultats (cf Tableau 1 de *Barthe et Pinty (2007a)*) montrent que la longueur moyenne d'un éclair et le nombre total d'éclairs sont sensibles à ces paramètres, alors que la longueur cumulée des éclairs et le champ électrique maximum restent quasiment iden-

2.3 Principaux résultats

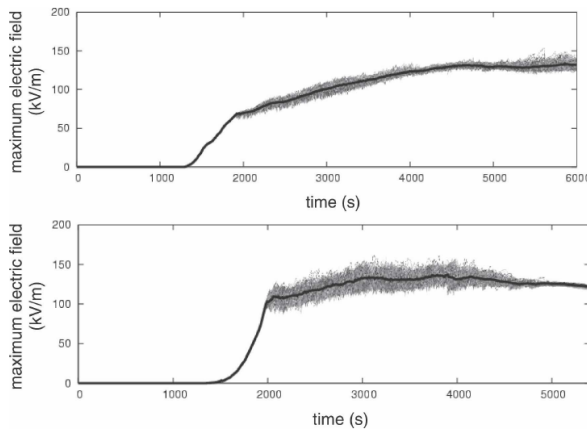


Figure 2.7: Evolution temporelle du maximum de champ électrique pour les expériences WK84 (haut) et KW78 (bas). La courbe noire représente le champ électrique maximum moyenné sur les 120 simulations. Tiré de *Pinty et Barthe (2008)*.

tiques. On a ainsi une compensation entre le nombre et la longueur des éclairs qui réussit à limiter le champ électrique à des valeurs inférieures au champ de rupture.

Cette robustesse du schéma d'éclairs a aussi été mise en évidence dans le cadre d'une simulation d'ensemble d'un orage électrisé (*Pinty et Barthe, 2008*). La variabilité électrique des deux orages simulés résulte de la recherche aléatoire du point de déclenchement d'un éclair et de l'algorithme de branchement qui permet de décrire le chemin de l'éclair (*Barthe et Pinty, 2007a*). La simulation d'ensemble (120 membres) montre que le modèle est stable et s'auto-régule comme le montre l'évolution temporelle du maximum de champ électrique (Figure 2.7).

La robustesse du schéma électrique de Meso-NH est aussi visible grâce au grand nombre de simulations d'orages électrisés réalisées que ce soit en cas réel ou idéalisé.

2.3.2 Impact des processus non-inductifs sur l'activité électrique simulée

La structure de charge du nuage est fortement dépendante de la paramétrisation du processus d'électrisation qui est choisie. Pour la majorité des simulations qui ont été réalisées depuis 2002, j'utilise la paramétrisation de *Takahashi (1978)*. Il ne faut voir dans ce choix aucun jugement de valeur. Mon choix d'utiliser la paramétrisation de *Takahashi (1978)* vient du fait qu'elle est unique et relativement facile à mettre en œuvre puisqu'elle est basée dans Meso-NH sur une table d'interpolation issue de *Wojcik (1994)* et reprise en annexe de son manuscrit de thèse par E. Mansell (*Mansell, 2000*). Au contraire, différentes paramétrisations issues des expériences en laboratoire de C. Saunders ont vu le jour, avec ou sans zones d'anomalie, et en utilisant le contenu en eau liquide effectif ou le taux d'accrétion par givrage.

Dans *Barthe et Pinty (2007b)*, on montre que le choix de la paramétrisation du processus non-inductif influence à la fois la structure de charge, le nombre total d'éclairs, mais aussi le rapport $CG/(IC+CG)$. On montre aussi que le processus inductif devient important en supplément du processus non-inductif pour renforcer la zone de charge à la base du nuage et ainsi favoriser la production d'éclairs nuage-sol.

Comme je l'ai déjà souligné, la paramétrisation des processus non-inductifs voit s'opposer deux approches basées sur deux jeux d'expériences de laboratoire : les expériences de *Takahashi (Takahashi, 1978; Takahashi et Miyawaki, 2002)* et celles de l'équipe de l'Université de Manchester conduites par Clive Saunders (*Jayarathne et al., 1983; Saunders et al., 1991, 2004*). En renouvelant les expériences de *Saunders et al. (1991)*, *Brooks*

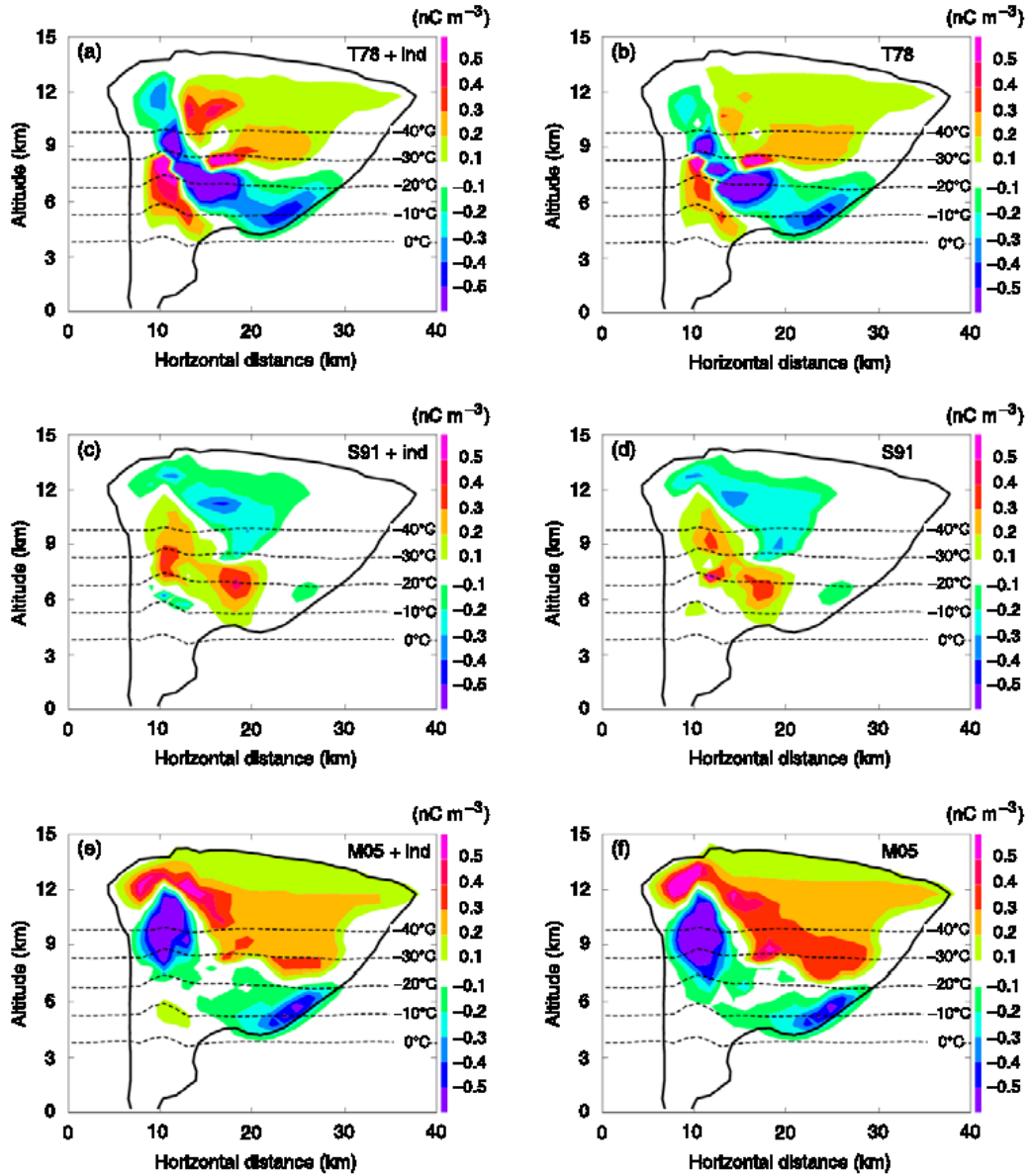


Figure 2.8: Coupes verticales à 40 min de la densité de charge totale (couleurs, en nC m^{-3}) pour (a) T78, (b) T78+ind, (c) S91, (d) S91+ind, (e) M05, et (f) M05+ind. les sigles T78, S91 et M05 signifient que les paramétrisations de *Takahashi (1978)*, *Saunders et al. (1991)* et *Mansell et al. (2005)* (modification de la paramétrisation originale de *Saunders et Peck (1998)*) ont été utilisées. "ind" indique que le processus inductif est pris en compte. Les isothermes 0, -10, -20, -30 et -40° C sont indiqués. La courbe pleine délimite le contour du nuage. Tiré de *Barthe et Pinty (2007b)*.

2.3 Principaux résultats

et al. (1997) ont montré qu'en augmentant la vitesse d'impact entre la cible givrée et le cristal de glace, l'inversion du signe de chargement apparaissait à des contenus en eau liquide effectif ($EW = LWC \times E_{cg}$, avec LWC le contenu en eau liquide et E_{cg} l'efficacité de collision gouttelettes-graupel) plus faibles. Ils ont donc suggéré d'utiliser le taux d'accrétion par givrage (RAR pour Rime Accretion Rate; $RAR = EW \times V$) qui inclu l'effet de la vitesse relative V des particules impliquées dans la collision (paramétrisation BSMP). Tsenova et Mitzeva (2009) ont poursuivi l'exploitation de cette idée en incluant l'effet du contenu en eau effectif dans les expériences de laboratoire de Takahashi (1978). Elles ont ainsi défini un jeu de polynômes qui décrit le taux d'échange de charge par collision pour les expériences de Takahashi (paramétrisation TEEWC). Par la suite, elles ont aussi inclu l'effet de la vitesse d'impact en paramétrant les équations de Takahashi en fonction du taux d'accrétion par givrage (Tsenova et Mitzeva, 2011) (paramétrisation TERAR dans Meso-NH). Cependant, jusque là, les différences de structures testées par Boryana Tsenova et Rumjana Mitzeva n'avaient été menées qu'avec un modèle 1,5D. Boryana Tsenova a donc implémenté les paramétrisations décrites dans Tsenova et Mitzeva (2009) et Tsenova et Mitzeva (2011) dans Meso-NH. Les résultats obtenus sur

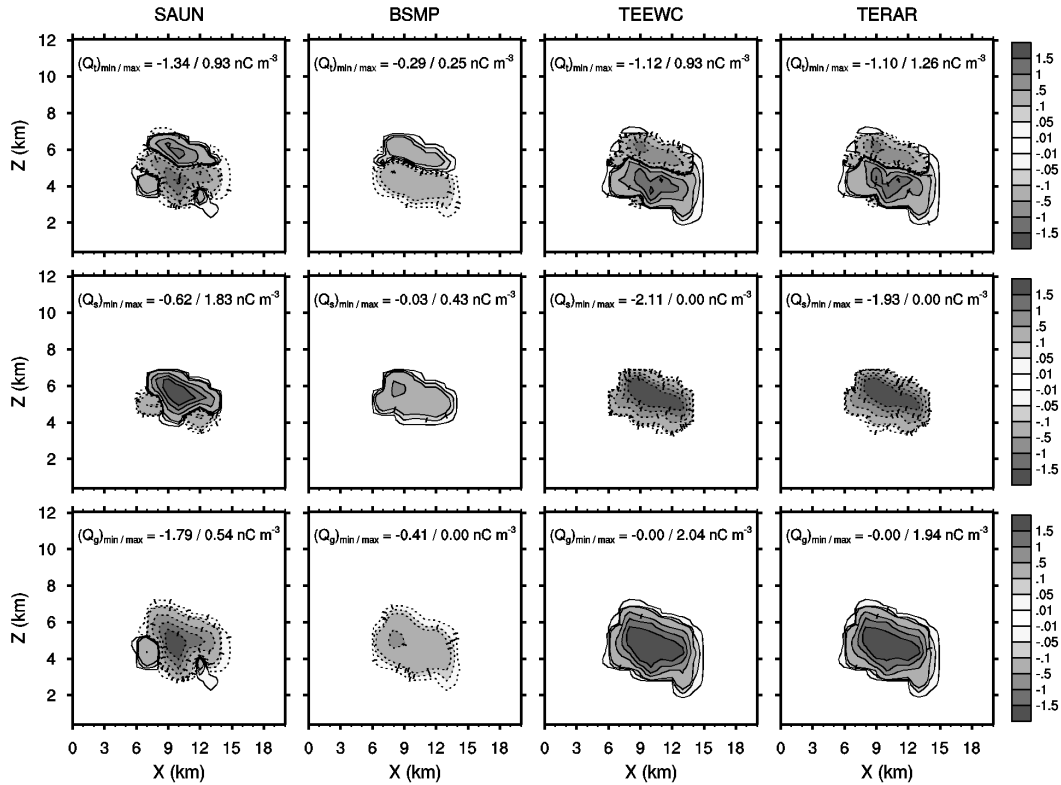


Figure 2.9: Coupes verticales à 38 min de la densité de charge (nC m^{-3}) totale (haut), de la neige (milieu) et du graupel (bas) obtenue avec SAUN, BSMP, TEEWC et TERAR. Tiré de Tsenova et al. (2013).

deux cas idéalisés sont en accord avec les résultats de Tsenova et Mitzeva (2011). Ainsi, on montre que la façon dont la charge échangée est déterminée (EW ou RAR) affecte plus la structure de charge quand les résultats de Saunders et al. (1991) sont utilisés. Ceci est probablement dû aux valeurs différentes de la vitesse relative que Saunders

et Takahashi utilisent pour leurs expériences de laboratoire ($V = 3 \text{ m s}^{-1}$ pour [Saunders et al. \(1991\)](#) et $V = 8 \text{ m s}^{-1}$ pour [Takahashi \(1978\)](#)). Les valeurs des coefficients utilisées dans les équations sont ainsi directement impactées par les différences de conditions expérimentales.

2.3.3 Première simulation de cas réel : l'épisode Cévenol du 6-8 Septembre 2010

Un des challenges les plus importants en modélisation de l'activité électrique orageuse concerne la simulation d'éclairs en conditions météorologiques et topographiques réelles. A l'heure actuelle, aucune simulation de ce type n'a été réalisée avec un autre modèle que [CELLS](#) couplé à Meso-NH. Outre les difficultés inhérentes à la paramétrisation des éclairs dans une cellule convective dans un cadre idéalisé, des problèmes supplémentaires apparaissent lorsque l'on veut représenter un orage dans un cadre réel :

- La propagation de chaque éclair se fait séquentiellement et pas à pas, ce qui rend le calcul du chemin de l'éclair assez mal adapté aux machines actuelles (algorithmes non-vectorisables et difficilement parallélisables).
- Dans le cas d'orages simulés sur de grandes grilles, plusieurs cellules convectives isolées les unes des autres peuvent produire des éclairs simultanément ([Barthe et Barth, 2008](#)). Le schéma électrique doit donc être capable d'itérer pour analyser chaque cellule convective électrisée du domaine de calcul.
- Le relief pose des problèmes de géométrie liés à la coordonnée curviligne verticale pour retracer la structure filamentaire et fractale des éclairs.

La ré-écriture et la parallélisation de l'algorithme des éclairs ([Barthe et al., 2012](#)) ont permis de réaliser avec succès la première simulation d'un orage électrisé en terrain complexe dans un cadre météorologique réel ([Pinty et al., 2013](#)). L'événement simulé est un cas fortement précipitant du 6-8 septembre 2010 sur les Cévennes. Selon Météorage, la journée du 7 septembre a été identifiée comme le second jour le plus actif en terme d'impacts au sol sur les 20 dernières années sur le sud-est de la France. La simulation dure 54 heures à partir du 6 septembre 00 UTC et est réalisée sur un domaine horizontal de 384×384 points à 1 km de résolution. 50 niveaux sont utilisés sur la verticale. Meso-NH est initialisé et couplé avec les analyses [AROME](#) à 2,5 km de résolution toutes les 3 heures.

Pour la séquence du 7 septembre 06 UTC au 8 septembre 06 UTC, Meso-NH reproduit bien les observations de précipitations le long des Cévennes (Figure 2.10). Cependant, à l'est du Gard, Meso-NH ne parvient pas à reproduire les précipitations observées, probablement en raison d'une atmosphère trop sèche dans les analyses. Les principales caractéristiques de cet événement sont bien reproduites par Meso-NH, notamment en terme de localisation spatio-temporelle de la convection et d'intensité des précipitations. L'activité électrique de ce système a donc pu être analysée. Sur une durée de 6 heures (le 7 septembre de 12 UTC à 18 UTC), le schéma [CELLS](#) a été appelé à chaque pas de temps. Durant cette période, Meso-NH a généré 120999 éclairs. Ce nombre doit être comparé aux 12368 *strokes* observés par [LInet](#) et aux 12513 *strokes* détectés par le réseau [ATDnet](#) sur la même zone et sur le même intervalle de temps ; plusieurs *strokes* pouvant être liés au même éclair. Or le réseau [LInet](#) ne détecte que les *strokes* avec un courant supérieur à 10 kA. Dans la simulation, si on élimine les éclairs de petite taille et qui neutralisent peu de charge ($< 5 \text{ C}$), le nombre total d'éclairs simulés tombe à 14261 ([Pinty et al., 2013](#)). Par la suite, les conditions aux limites à la base et au sommet

2.3 Principaux résultats

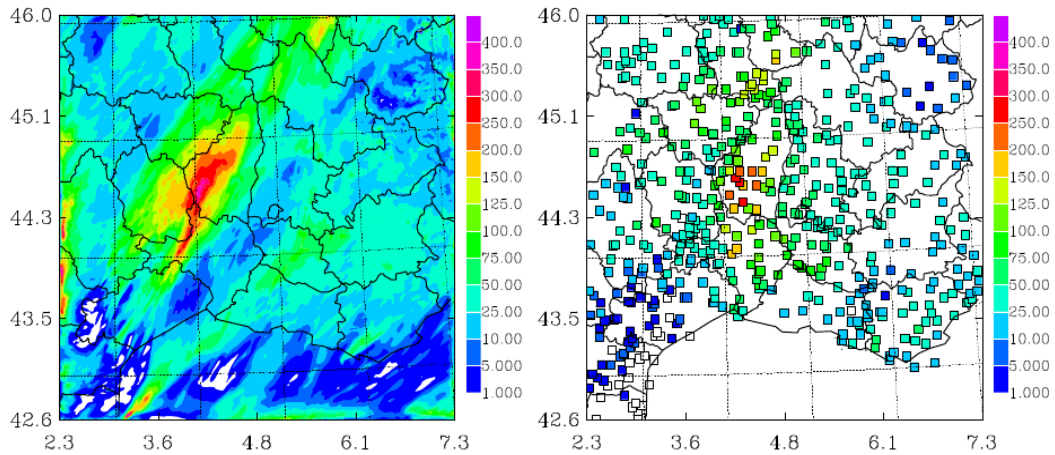


Figure 2.10: Cumul 24 h des précipitations (mm) pour la période du 7-8 septembre 2010 à 06 UTC simulé par Meso-NH (gauche) et observé par le réseau de pluviomètres (droite). Tiré de *Pinty et al. (2012)*.

du domaine ont été modifiées dans Meso-NH conduisant à une réduction drastique du nombre de petits éclairs déclenchés lors de cet épisode (*Pinty et al., 2012*). Le nombre d'éclairs générés par Meso-NH est de 10143 et tout à fait comparable aux observations *LInet* et *ATDnet*. La distribution horizontale des éclairs simulée par Meso-NH est en

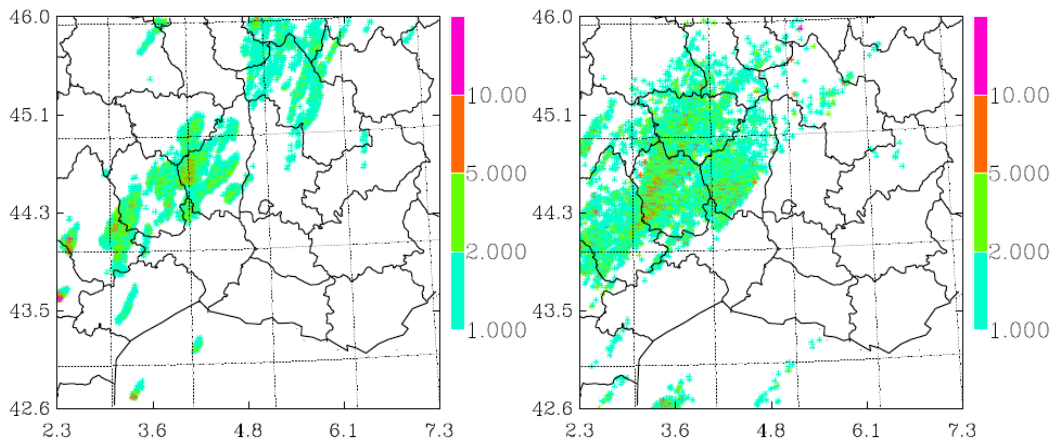


Figure 2.11: Carte de la densité d'éclairs (fl. km⁻²) sur 6 heures simulés par Meso-NH (gauche) et observée par le réseau *LInet* (droite). Tiré de *Pinty et al. (2012)*.

très bon accord avec la restitution par *LInet* (Figure 2.11). On note que la zone de forts taux d'éclairs (> 5 fl. km⁻²) est bien reproduite par le modèle principalement grâce à la bonne représentation du nuage électrisé et au développement réaliste de la structure microphysique essentielle pour l'électrisation.

2.3.4 Simulation de l'activité électrique d'un cyclone tropical idéalisé

Jusqu'à présent, peu d'exercices de modélisation ont été menés sur l'activité électrique des cyclones tropicaux. A ma connaissance, seules deux études ont été publiées : l'analyse de la microphysique et de l'activité électrique dans un cyclone tropical idéalisé (Fierro et al., 2007) et l'étude de l'activité électrique durant la phase d'intensification rapide de Rita (Fierro et Reisner, 2011). Bien que s'appuyant sur le modèle de Straka et Mansell (2005) avec un schéma microphysique à 12 classes de particules et le schéma électrique de Mansell et al. (2005), le taux d'éclairs simulé par Fierro et al. (2007) dans un cadre idéalisé n'est pas réaliste. Après 10 h de simulation, le taux d'IC est de l'ordre de 1000 fl. min⁻¹, et bien qu'il n'existe pas de données d'IC fiables pour des cyclones matures sur océan, les auteurs eux-même jugent ce taux irréaliste. Ils montrent cependant une structure électrique différente selon la région du cyclone (mur de l'œil, bandes pluvieuses). La deuxième étude a été menée par Fierro et Reisner (2011). Leur simulation a été réalisée en grid-nesting avec 2 domaines emboîtés à 4 km et 2 km de résolution. Un schéma d'électrification basé sur Mansell et al. (2005) a été développé dans le modèle d'ouragan basé sur le modèle de nuage HIGRAD du Los Alamos National Laboratory (LANL) (Reisner et Jeffery, 2009). Cependant, le schéma d'éclairs est relativement simpliste puisqu'un éclair a pour effet global de réduire de 10% les charges électriques portées par les hydrométéores à la verticale du point de décharge. Un point fort de cette étude est l'initialisation de la convection dans les bandes pluvieuses à partir de l'assimilation des données d'éclairs. Les résultats sont en bon accord avec les observations : en particulier, un pic d'activité électrique précède une chute de pression de 5 hPa en lien avec une augmentation du flux de masse d'*updraft* associé à une bouffée convective.

Pendant sa thèse, C. Bovalo a mis au point une simulation de cyclone tropical idéalisé et électrisé basée sur des développements de D. Barbary. L'objectif est d'étudier la répartition spatiale des charges électriques en lien avec les hydrométéores, ainsi que les processus physiques en jeu dans le mur de l'œil. Le schéma électrique est introduit après 15 h de simulation et pendant 18 h. Le taux d'éclairs simulé par Meso-NH-CELLS pour ce cyclone tropical à un stade mature est réaliste à la fois du point de vue de l'ordre de grandeur (le taux d'éclairs ne dépasse pas 100 fl. min⁻¹ sur toute la durée de la simulation) et de l'intermittence du taux d'éclairs.

Si on examine une coupe verticale le long d'un cercle centré sur la P_{mer} minimale et dont le rayon est de l'ordre du rayon de vent maximum, on voit bien que la répartition de la vitesse horizontale et verticale, de la phase glace et donc des charges électriques, n'est absolument pas uniforme au sein du mur de l'œil (Figure 2.12). On observe que, dans le mur de l'œil, la glace est présente en quantité significative uniquement dans les régions où la vitesse verticale est positive au dessus de 6 km d'altitude. La charge électrique est présente dans tout le mur de l'œil, mais dans des quantités très variables. Un tripole (+ - +) est visible dans les régions où la vitesse verticale est relativement forte au dessus de 6 km (0-90° d'azimuth). On peut observer une structure plus complexe entre 300° et 345° d'azimuth, avec de la charge négative près du sol. Dans la région où on trouve peu de glace (135-270° d'azimuth), la charge électrique est beaucoup plus diffuse. Elle a pu être soit transportée, soit produite plus tôt localement par une cellule convective. Pour trancher sur le rôle respectif du transport et de la production locale, deux pistes de travail sont envisagées :

- suivre l'évolution temporelle dans différentes parties du cyclone (œil, mur de l'œil

2.3 Principaux résultats

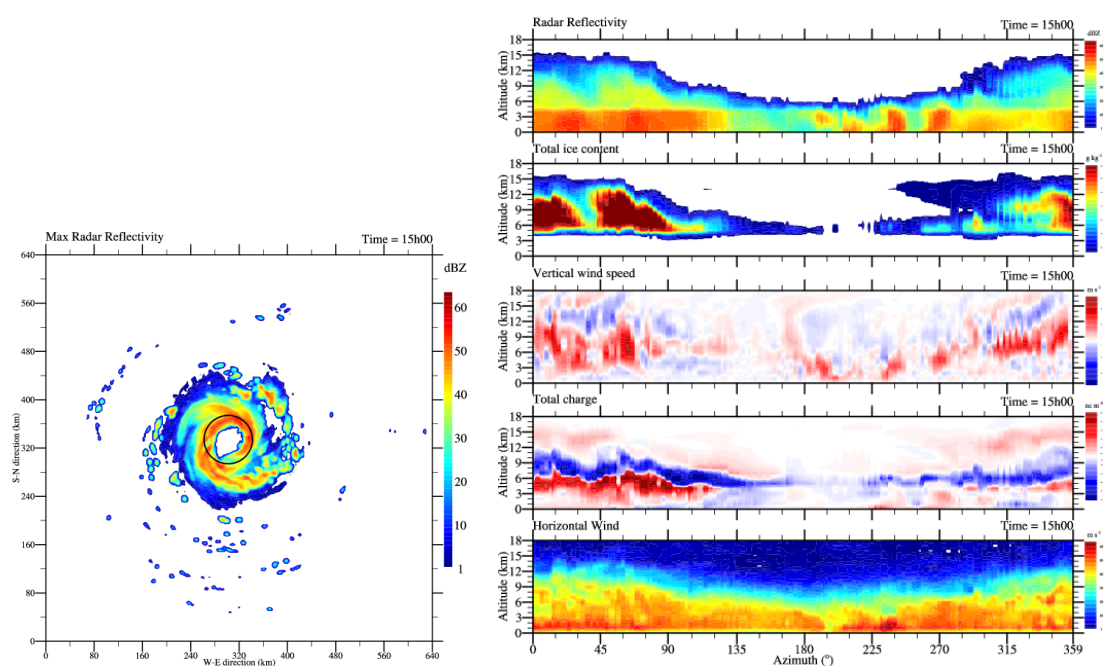


Figure 2.12: Réflectivité radar maximale (dBZ) par colonne après 15 h de simulation du cyclone tropical idéalisé (gauche). A droite est représenté une coupe verticale de la réflectivité radar (dBZ), du contenu en glace total ($g\ kg^{-1}$), de la vitesse verticale ($m\ s^{-1}$), de la charge totale ($nC\ m^{-3}$) et du module du vent horizontal ($m\ s^{-1}$) le long du cercle noir tracé sur la figure de gauche.

- et extérieur) de paramètres microphysiques, dynamiques et électriques ;
- réaliser une nouvelle simulation en activant les bilans dans Meso-NH

2.4 Conclusion

Grâce aux efforts conjugués de plusieurs scientifiques, Meso-NH est aujourd’hui le seul modèle de nuage résolu à être doté d’un schéma électrique explicite qui reproduit de façon réaliste le cycle de vie des charges électriques. Que ce soit pour des orages idéalisés de différents types ou des orages initialisés par des analyses météorologiques, les taux d’éclairs restitués par le modèle sont en assez bon accord avec les taux d’éclairs que l’on peut trouver dans la littérature pour ces types d’orage.

Une prochaine étape importante va être la confrontation des résultats du modèle avec les observations disponibles. En cela, la campagne HyMeX fournit une base de données unique pour calibrer et valider le schéma CELLS, notamment avec le jeu de données très riche du LMA qui permet une cartographie tri-dimensionnelle des éclairs.

CELLS doit maintenant continuer à s’enrichir, ce qui est aussi rendu possible par son intégration dans la version standard du modèle communautaire Meso-NH. Dans l’état actuel du code Meso-NH, les étapes suivantes à envisager pour améliorer CELLS reposent sur l’inclusion de la rétroaction de la charge des particules sur les transferts de masse et sur la vitesse de chute des hydrométéores. Un point essentiel à résoudre concerne le traitement des éclairs nuage-sol. Comme dans le schéma de Mansell et al. (2002), la façon dont les CG sont connectés au sol est beaucoup trop simpliste. Tel que le schéma d’éclairs est développé, et notamment avec l’hypothèse de ne pas prendre en compte le champ électrique local dans le calcul de la propagation du leader, il est quasiment impossible de connecter naturellement un CG au sol. Dans le cadre d’HyMeX, en confrontant des résultats issus de CELLS avec les observations disponibles, il serait intéressant de mettre en évidence un paramètre physique clé dans la connexion au sol. On pourrait aussi introduire la rugosité du sol pour faciliter ou non la connexion au sol.

De nombreuses questions se posent aussi sur les processus de séparation de charge qui conditionnent la structure électrique du nuage. Cependant, ce verrou ne pourra sauter que lorsqu’une théorie sur les processus non-inductifs aura abouti et/ou lorsque des expériences de laboratoire auront réconcilié les paramétrisations issues des travaux de Saunders et de Takahashi.

Au niveau de la communauté internationale en électricité atmosphérique, les enjeux scientifiques majeurs actuels relevés lors des différentes conférences (ICAE, AMS Conference Meteorological Applications of Lightning Data) dédiées concernent :

- l’impact des éclairs sur les processus chimiques et notamment en convection tropicale ;
- les alertes et la prévision à courte échéance de l’activité électrique, notamment pour l’aérospatiale, l’aéronautique, et les activités d’extérieur ;
- l’étude des processus météorologiques.

Comme nous allons le voir dans les Chapitres 4 et 5, le développement de CELLS a jusque là été utilisé pour analyser la distribution des oxydes d’azote produits par les éclairs au sein du nuage, et pour la recherche de *proxies* à des fins de prévision immédiate d’orages sévères ou d’assimilation de données d’éclairs, en adéquation avec les enjeux actuels dans cette thématique.

2.4 Conclusion

A ceux qui se demandent si [CELLS](#) pourrait être utilisé en prévision numérique, je répondrais pourquoi pas, mais avec quelques bémols. Dans un premier temps, le schéma électrique nécessite une calibration-validation avec des observations d'éclairs, de charge, de courants de précipitations, de champ électrique. Cette phase a débuté au [LA](#) avec la mise au point de nouveaux diagnostics et surtout une comparaison avec les observations disponibles de la campagne [HyMeX](#), et notamment les données du [LMA](#). Dans un second temps, il faudra travailler sur l'optimisation du code (ou sa simplification) pour limiter le coût de calcul qui est encore trop important pour une application opérationnelle.



ELSEVIER

Atmospheric Research 76 (2005) 95–113

ATMOSPHERIC
RESEARCH

www.elsevier.com/locate/atmos

Description and first results of an explicit electrical scheme in a 3D cloud resolving model

Christelle Barthe, Gilles Molinié, Jean-Pierre Pinty*

Laboratoire d'Aérodynamique, Observatoire Midi-Pyrénées, 14, Avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France

Received 31 October 2003; accepted 23 July 2004

Abstract

The three-dimensional non-hydrostatic mesoscale model MésoNH of the French community offers the numerical environment to develop a cloud electrification scheme in a consistent way with the original mixed phase microphysical scheme. The charge separation mechanisms are entirely due to non-inductive processes and result from elastic ice–snow, ice–graupel and snow–graupel collisions. The electric charges carried by each of the five hydrometeor categories are transported along the airflow and are exchanged according to the various microphysical mass transfer rates but assuming a power law distribution of the individual charges as a function of the particle size. The electric field is diagnosed at each time step after integrating the electric potential induced by a net charge density in the Poisson equation. Finally, a lightning flash is triggered when the electric field locally steps over a given threshold. It propagates in two opposite directions until the magnitude of the electric field falls below a prescribed value. A fractal branching algorithm is then activated to extend lightning streamers away from the main channel and toward cloudy regions where substantial charge densities are present. Charges are neutralized along the tortuous lightning path with a simple procedure that preserves total charge conservation.

The complete electrification scheme tested for an ideal case of vigorous supercellular storm shows an intense electrical activity all along its lifecycle. We show that the model is able to produce a direct tripolar structure of the charges as the result of a temperature charge reversal of $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ and of the different sedimentation rates of the hydrometeors.

© 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Mesoscale model; Lightning scheme; Charge separation

* Corresponding author.

E-mail address: pinjp@aero.obs-mip.fr (J.-P. Pinty).



Simulation of a supercellular storm using a three-dimensional mesoscale model with an explicit lightning flash scheme

Christelle Barthe¹ and Jean-Pierre Pinty¹

Received 5 May 2006; revised 28 September 2006; accepted 2 November 2006; published 28 March 2007.

[1] A complete lightning flash scheme is implemented in the three-dimensional (3-D) nonhydrostatic mesoscale model Méso-NH of the French community. The scheme, which is part of the electrical scheme, follows a new approach with two steps. First, lightning flashes are modeled as bidirectional leaders to mimic the vertical propagation of the initial discharge channels along the electric field. Then, a probabilistic branching algorithm is adapted from the dielectric breakdown concept to reinforce the flash propagation toward distant regions of high charge density but immersed in a weak electric field. This results in a high increase of the total length of the lightning flash channel and also in a better capture of the morphology of intracloud lightning flashes. The electrification and lightning schemes are tested for an ideal case of a supercellular storm. The model succeeds in reproducing the general features of a storm and the electric charge cycle. Sensitivity analyses show that the implementation of a branching stage is necessary and efficient enough to relax the growth of the electric field. The intracloud discharges generated by the model look realistic with a two-layer horizontal structure extending over tens of kilometers from the triggering area. The lightning flash length and the quantity of charge neutralized are ten times more important when the branching algorithm is taken into account. The main conclusion drawn from this study is the feasibility and the benefit of an advanced treatment of lightning flashes in 3-D numerical simulations with an electrification scheme.

Citation: Barthe, C., and J.-P. Pinty (2007), Simulation of a supercellular storm using a three-dimensional mesoscale model with an explicit lightning flash scheme, *J. Geophys. Res.*, 112, D06210, doi:10.1029/2006JD007484.

1. Introduction

[2] Lightning flashes are natural markers of the electrical activity accompanying deep convection and severe weather. They are sources of electromagnetic radiations in a wide range of frequency that make them relatively easy to detect at different spatial and temporal scales. In the past decade, various lightning detection systems have been used to monitor lightning events and their climatology. Among them, one can distinguish those operating from space like OTD (Optical Transient Detector) [Christian *et al.*, 1996], LIS (Lightning Imaging Sensor) [Christian *et al.*, 1999], FORTE (Fast Onboard Recording of Transient Events) [Jacobson *et al.*, 1999]. Other lightning detection systems operate from the ground: LASA (Los Alamos Sferic Array) [Smith *et al.*, 2002], NLDN (National Lightning Detection Network) [Cummins *et al.*, 1998] or the recent 3-D portable VLF/LF detection network [Betz *et al.*, 2004]. Moreover, the propagation of lightning is now fully trackable at storm scale. Three-dimensional detectors such as the ONERA (Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales)'s

Interferometric Mapper [Laroche *et al.*, 1994; Defer *et al.*, 2001] and LMA (Lightning Mapping Array) [Rison *et al.*, 1999] reveal many details on the sequence of short duration events and on the dendritic nature of lightning structures.

[3] In contrast to all these tools dedicated to observation, lightning parameterizations are far less advanced in numerical cloud models. Lightning parameterizations are indeed required to simulate long-lasting electrified storms. For instance, in the absence of a lightning scheme, the results shown by Altartatz *et al.* [2005] are restricted to the occurrence of the first lightning flash. This constitutes a severe limitation to ongoing studies of electrified storms with several tens and even hundreds of lightning flashes as simulated by Mansell *et al.* [2005] or by C. Barthe and J.-P. Pinty (Simulation of electrified storms with comparison of the charge structure and lightning efficiency, submitted to *Journal of Geophysical Research*, 2006).

[4] Lightning discharges are a key component of the electric charges cycle in thunderstorms because a charge redistribution occurs instantaneously in different part of the cloud when a lightning flash is triggered. As stressed by MacGorman *et al.* [2001], lightning limits the growth of the electric field by charge neutralization at the location of lightning channels but also unmasks and so enhances the charges of opposite polarity. Consequently, an electrification

¹Laboratoire d'Aérodynamique, Toulouse, France.



Simulation of electrified storms with comparison of the charge structure and lightning efficiency

Christelle Barthe¹ and Jean-Pierre Pinty¹

Received 10 November 2006; revised 12 March 2007; accepted 17 July 2007; published 12 October 2007.

[1] An electrification and lightning flash scheme was run in a cloud-resolving model to study the electrical structure of idealized convective storms with several charge separation parameterizations. The electrification of an intense multicellular storm was first simulated. The results confirm the sensitivity of the cloud polarity and lightning flash characteristics to three noninductive charging formulations. Furthermore, it is found that the inductive charging is an efficient mechanism to enhance the lower electric charge, which favors cloud-to-ground flashes. Then, microphysical and electrical budgets were calculated for the convective and stratiform regions of a two-dimensional squall line. The simulation shows that the liquid water content is high enough to generate graupel by riming. Thus the noninductive separation process is efficient to charge the stratiform plume as well, and lightning flashes can be triggered. Finally, the application of various noninductive charging schemes to several convective storms showed the storm electrification variability, which heavily depends on the cloud dynamics and microphysics. The study reveals some remarkable features concerning the charge structure and the cloud-to-ground flash polarity.

Citation: Barthe, C., and J.-P. Pinty (2007), Simulation of electrified storms with comparison of the charge structure and lightning efficiency, *J. Geophys. Res.*, 112, D19204, doi:10.1029/2006JD008241.

1. Introduction

[2] The concomitant dynamical, microphysical, and purely electrical aspects of deep convection is currently a source of perplexity, especially when one attempts to unravel and to simulate the mechanisms responsible for sustained electrical activity inside thunderstorms [Ziegler *et al.*, 1986; MacGorman and Burgess, 1994; Lang and Rutledge, 2002; Carey *et al.*, 2003; MacGorman *et al.*, 2005]. At present, the occurrence, the polarity, and the frequency of lightning flashes can still be considered as one of the most unpredictable features among short-range atmospheric events.

[3] In numerical models, a potential source of uncertainty comes from the mixed-phase microphysical schemes. They quantify the growth of the condensate and all the possible collection rates between cloud particles and hydrometeors. Even with some evidence that cloud-resolving models can simulate the amount of precipitation at high resolution with some confidence [Stoelinga *et al.*, 2003; Walser *et al.*, 2004; Colle *et al.*, 2005], little is known about the capability of these mixed-phase microphysical schemes to treat the charge separation and charge transfer mechanisms which are at the origin of electrical activity inside the storms. In addition, according to recent views, the triggering and the propagation of lightning discharges themselves have a probabilistic nature to some degree [Mansell *et al.*, 2002;

Barthe *et al.*, 2005]. This means that interpreting lightning flash characteristics (location, frequency, type, strength, etc.) as an index of severity of deep convection or as an indicator of storm maturity [Zipser and Lutz, 1994; Toracinta *et al.*, 2002; Cecil *et al.*, 2005; Prigent *et al.*, 2005] is definitely a difficult task. It would therefore be worthwhile to try to obtain more insights in electrification models by exploring idealized test cases using an electric charge cycle scheme [Helsdon *et al.*, 2001; Mansell *et al.*, 2005; Altaratz *et al.*, 2005], here coupled to an original lightning scheme [Barthe *et al.*, 2005; Barthe and Pinty, 2007].

[4] Besides the dynamical and microphysical contributions to the poorly determined electrical state of thunderstorms, the numerical representation of the electrification processes is a matter of debate. Extensive studies agree now that the noninductive process is the leading charging process in clouds. However, the physics of this mechanism is not firmly established despite recent progress [Dash *et al.*, 2001; Nelson and Baker, 2003]. So existing parameterizations rely solely on meticulous laboratory measurements [Takahashi, 1978; Jayaratne *et al.*, 1983; Saunders *et al.*, 1991; Saunders and Peck, 1998; Pereyra *et al.*, 2000]. A common finding of these laboratory experiments is that noninductive charge separation rates depend on the temperature, the liquid water content, the relative vertical velocity, and the crystal diameter. However, because of different experimental designs, substantially different parameterizations have been published for the amplitude and even the sign of the quantity of charge exchanged at a given temperature and liquid water content. In the Takahashi

¹Laboratoire d'Aérodynamique, Université Paul-Sabatier and CNRS, Toulouse, France.

NOTES AND CORRESPONDENCE

Ensemble Simulation of the Lightning Flash Variability in a 3D Cloud Model with Parameterizations of Cloud Electrification and Lightning Flashes

JEAN-PIERRE PINTY AND CHRISTELLE BARTHE*

Laboratoire d'Aérodynamique, University of Toulouse, CNRS UMR 5560, Toulouse, France

(Manuscript received 1 March 2007, in final form 4 May 2007)

ABSTRACT

A series of ensemble simulations were performed to study the statistics of flash characteristics produced by an electrification and lightning scheme in the cloud-resolving model Méso-NH. Here, the electrical variability of two storms—one supercellular and one multicellular—results from a random triggering location of the flashes and from a branching algorithm that describes the flash path. The study shows that the electrical model is able to generate several estimates of the total flash number for an identical evolution of the dynamics and microphysics of each storm in the 120 ensemble members. The variability of the flash number spans over three standard deviations taken from the ensemble mean. The simulations produce regularly shaped distributions of flash internal parameters (i.e., number of segments and branching levels per flash). The ensemble simulation shows that the model is stable and self-regulatory as suggested by the limited overshoot on the maximum electric field time series. An application to the production of nitrogen oxides indicates that the two storms produce 200 ± 150 mol of NO per flash on average.

1. Introduction

The simulation of lightning flash parameters (location, frequency, length, polarity, peak current, etc.) is undoubtedly a difficult task; even the origin of cloud electrification (the inductive and noninductive charge separation processes) is still not fully understood. Consequently, the driving charging mechanisms are highly parameterized, which leads to known uncertainties in cloud electrification models as concluded by Helsdon et al. (2001), Mansell et al. (2005), Altaratz et al. (2005), and Barthe and Pinty (2007b). Concerning the lightning flashes more precisely, it is even questionable whether flash characteristics could be correctly resolved with a pure deterministic algorithm. For instance, Mansell et

al. (2002) showed that the seminal model of dielectric breakdown of Niemeyer et al. (1984) is well suited to simulating electrical discharges in the atmosphere, with lightning channels segmented in a fractal structure with branches. Dielectric breakdown models are based on the step-by-step probabilistic growth of a structure that propagates preferentially in cloudy regions of high charge density. The extension of the structure from a grid point on the channel is chosen randomly and according to the local value of the electric field. This picture of flash growth was also adopted by Barthe et al. (2005) and Barthe and Pinty (2007a), but after simplification for computational efficiency. In this model, the lightning scheme is directly based on a fractal geometry analog to generate the skeletal structure of the flashes. In summary, a common ingredient of these recent lightning schemes is the probabilistic nature of their branching algorithm. This feature leads to an inherent variability of the flash characteristics, which have not been evaluated so far.

Beyond the propagation of the flashes, another uncertainty, which stems from discharge models, is the undetermined location of the flash initiation. In the model of Barthe and Pinty (2007a), lightning is initiated

* Current affiliation: National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.

Corresponding author address: Jean-Pierre Pinty, Laboratoire d'Aérodynamique, CNRS, Université Paul Sabatier Toulouse III, UM5560, 14 av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.
E-mail: pinjp@aero.obs-mip.fr



CELLS v1.0: updated and parallelized version of an electrical scheme to simulate multiple electrified clouds and flashes over large domains

C. Barthe¹, M. Chong², J.-P. Pinty², C. Bovalo¹, and J. Escobar²

¹Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (LACy) – UMR8105, CNRS, Université de la Réunion and Météo-France, Saint-Denis, La Réunion, France

²Laboratoire d'Aérologie, CNRS and Université de Toulouse, Toulouse, France

Correspondence to: C. Barthe (christelle.barthe@univ-reunion.fr)

Received: 28 September 2011 – Published in Geosci. Model Dev. Discuss.: 26 October 2011

Revised: 19 January 2012 – Accepted: 20 January 2012 – Published: 26 January 2012

Abstract. The paper describes the fully parallelized electrical scheme CELLS which is suitable to simulate explicitly electrified storm systems on parallel computers. Our motivation here is to show that a cloud electricity scheme can be developed for use on large grids with complex terrain. Large computational domains are needed to perform real case meteorological simulations with many independent convective cells.

The scheme computes the bulk electric charge attached to each cloud particle and hydrometeor. Positive and negative ions are also taken into account. Several parametrizations of the dominant non-inductive charging process are included and an inductive charging process as well. The electric field is obtained by inverting the Gauss equation with an extension to terrain-following coordinates. The new feature concerns the lightning flash scheme which is a simplified version of an older detailed sequential scheme. Flashes are composed of a bidirectional leader phase (vertical extension from the triggering point) and a phase obeying a fractal law (with horizontal extension on electrically charged zones). The originality of the scheme lies in the way the branching phase is treated to get a parallel code.

The complete electrification scheme is tested for the 10 July 1996 STERAO case and for the 21 July 1998 EU-LINOX case. Flash characteristics are analysed in detail and additional sensitivity experiments are performed for the STERAO case. Although the simulations were run for flat terrain conditions, they show that the model behaves well on multiprocessor computers. This opens a wide area of application for this electrical scheme with the next objective of running real meteorological case on large domains.

1 Introduction

The ground detection of the electrical activity inside convective systems revealed the strong links with the dynamics (Goodman et al., 1988; Wiens et al., 2005), the cloud microphysics and even the atmospheric chemistry through the formation of nitrogen monoxide, an ozone precursor (Schumann and Huntrieser, 2007). As a result, cloud discharges were related to the presence of precipitating ice in deep clouds (Blyth et al., 2001; Petersen et al., 2005; Prigent et al., 2005; Deierling et al., 2008; Barthe et al., 2010), to the intensification of tropical cyclones (Cecil and Zipser, 1999; Squires and Businger, 2008; Price et al., 2009) and to useful nowcasting index of severe hail-bearing storms (Darden et al., 2010; Emersic et al., 2011).

In contrast, modeling the electrical activity of a storm is still a very difficult task owing to the large number of physical mechanisms to represent and to the poor knowledge and parameterization of basic processes. To reproduce the electric charge cycle in a thunderstorm, the following issues must be considered: a micro-scale charge separation mechanism, the transfer and the transport of the electric charges according to the evolution of the hydrometeors at cloud-scale, the computation of the electric field, the propagation of the lightning flashes and a partial neutralization of the charges.

Most of the modeling studies in cloud electricity have concentrated on the microphysical aspects of the charge cycle or attempted to reproduce the bulk effect of lightning flashes. Altartatz et al. (2005) introduced an electrification scheme in the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) model, but in absence of lightning scheme, they restricted



Explicit simulation of electrified clouds: From idealized to real case studies

J.-P. Pinty^{a,*}, C. Barthe^b, E. Defer^c, E. Richard^a, M. Chong^a

^a Laboratoire d'Aérodynamique, University of Toulouse/CNRS, 14 avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France

^b Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (CNRS, Université de la Réunion and Météo-France), Saint-Denis, La Réunion, France

^c Laboratoire d'Etude du Rayonnement et de la Matière en Astrophysique, Observatoire de Paris, Paris, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 27 December 2011

Received in revised form 10 April 2012

Accepted 11 April 2012

Keywords:

Explicit electrical scheme of MesoNH
Cloud electrification at regional scale
Orographic precipitating system
Llnet and ATDnet data

ABSTRACT

Original results obtained with the revised version of the explicit cloud electrification module developed in the French mesoscale model MesoNH are presented. The module includes three ingredients: (i) a prognostic budget equation of the electric charges carried by each type of hydrometeor and by the positive and negative ions, (ii) a computation of the electric field by inverting the Gauss equation and (iii) a statistical algorithm to produce intra-cloud and cloud-to-ground discharges. Electric charges are generated by non-inductive (NI) processes involving ice particles that collide in the presence of supercooled water. The geometry of the lightning flashes obeys a fractal law that characterizes the densely branched flash structures with a marked horizontal extent in electrically charged regions of the clouds.

For the first time, the electrical module of MesoNH is used to simulate the electrical aspects of a heavy precipitation event over the Cevennes area in the South of France. MesoNH is initialized with "AROME" analyses of Météo-France for the 6–8 September 2010 event that produced locally 250 to 300 mm of precipitation over the Cevennes ridge. A 54 hour simulation starting 6 September 2010 at 00 UTC and without electricity, is performed at 1 km resolution over a $384 \times 384 \text{ km}^2$ area in order to check the ability of the model to reproduce the very fine scale structure of the rainfall. MesoNH is then restarted on 7 September 2010 at noon for a 6 hour simulation involving the full electrical module. Several aspects of the electrical state of the clouds could be simulated at this scale: the cloud charge structure, the electric field and the lightning flash characteristics. Finally a map of flash density is compared to observations taken from two conventional detection networks (Llnet and ATDnet). Both networks suggest that the model produces ten times too many flashes but arguments are put forward to explain this discrepancy, e.g., filtering the less energetic flashes improves the comparison. In conclusion, this study calls for a reference evaluation of the electrical module of MesoNH against statistics of flash data at high resolution in a next planned field experiment in 2012.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The electrification of clouds is a natural phenomenon that can be studied and observed in many ways: networks of detectors to count and to map the lightning flashes, but also field mills and even induction rings to record the local

evolution of the electric field and to sample the electric charge carried by the raindrops, respectively. These observations are precious to understand the physical processes that drive the electrical properties of the clouds. They are absolutely essential to test and to calibrate the electrical schemes which contain many uncertainties in the description of the non-inductive cloud charging processes and the electrical charge neutralization rates by means of intra-cloud and cloud-to-ground discharges.

For the moment, very few three-dimensional (3D) models with a complete cloud electrification scheme have emerged

* Corresponding author. Tel.: +33 5 61 33 27 53; fax: +33 5 61 33 27 90.
E-mail addresses: pinjp@aero.obs-mip.fr (J.-P. Pinty),
christelle.barthe@univ-reunion.fr (C. Barthe), eric.defer@obsmpm.fr (E. Defer),
rice@aero.obs-mip.fr (E. Richard), chom@aero.obs-mip.fr (M. Chong).



Impact of parameterizations of ice particle charging based on rime accretion rate and effective water content on simulated with MésoNH thunderstorm charge distributions



B. Tsenova ^{a,*}, C. Barthe ^b, R. Mitzeva ^c, J.-P. Pinty ^d

^a National Institute of Meteorology and Hydrology, (BAS), Sofia, Bulgaria

^b Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (CNRS, Météo-France, Université de la Réunion), Saint Denis, La Réunion, France

^c University of Sofia, (Faculty of Physics), Sofia, Bulgaria

^d Laboratoire d'Aérodynamique (CNRS, Université de Toulouse), Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 28 September 2012

Received in revised form 12 March 2013

Accepted 21 March 2013

Available online 28 March 2013

Keywords:

Thundercloud electrification

Parameterization

Effective water content

Rime accretion rate

MésoNH model

ABSTRACT

The effect of the parameterization of non-inductive charging based on effective water content (*EW*) or on rime accretion rate (*RAR*) on simulated cloud charge structure was tested by numerical simulations of two idealized cloud cases with the 3-D cloud model MésoNH. The tested parameterizations are based on two different sets of well known laboratory experiments, [Saunders et al. \(1991\)](#) and [Takahashi \(1978\)](#). The simulations show that there is no regular tendency in the impact of the manner the charge is determined (by means of *EW* or *RAR*) on the cloud charge structures. However, results show that the determination of the separated charge based on *EW* or on *RAR* affects more the cloud charging when [Saunders et al. \(1991\)](#) parameterizations are used. In these cases, the simulated cloud charge structures are positive dipole, while in cases when [Takahashi \(1978\)](#) parameterizations are used, the simulated cloud charge structures are negative dipole. The charge densities obtained with the rime accretion rate based parameterization of [Saunders et al. \(1991\)](#) laboratory results tend to be lower in comparison to the three other parameterizations.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

It is accepted that thunderstorm electrification is due mainly to non-inductive charging resulting from charge separation (independently of external electric fields) during rebounding collision between riming graupel and ice crystals in the presence of supercooled cloud droplets. Based on laboratory experiments ([Takahashi \(1978\)](#), [Jayaratne et al. \(1983\)](#), [Saunders et al. \(1991\)](#), [Takahashi and Miyawaki \(2002\)](#), [Saunders et al. \(2004\)](#), [Saunders et al. \(2006\)](#), [Emersic and Saunders \(2010\)](#) and others) it was established that the sign and the magnitude of the charge transfer during a collision between a riming target (simulating a graupel particle) and an ice crystal depend on cloud temperature and cloud effective

water content, which is determined by the ability of the graupel to capture supercooled water droplets. However, a persistent discrepancy remains between the results of the experiments because the different experimental laboratory techniques used to simulate the electrical charging of real clouds lead to different temperature-liquid water diagrams of graupel charging signs.

In numerical models, the electrical charging rate of a thunderstorm can be calculated using different parameterizations based on the laboratory experiments. For instance, [Saunders et al. \(1991\)](#) proposed empirical equations for the sign and for the magnitude of the separated charge as a function of effective water content and in-cloud temperature. During their laboratory experiments [Brooks et al. \(1997\)](#) found that with the increase of the impact speed, the charge sign reversal line moves to lower values of effective water content *EW*. The consequence is that large graupel particles falling with

* Corresponding author. Tel.: +359 2 4624651; fax: +359 2 9625276.
E-mail address: boryana.tsenova@meteo.bg (B. Tsenova).

Chapitre 3

Microphysique nuageuse et précipitations

Sommaire

3.1	Contexte	31
3.2	Résultats avec un schéma microphysique à 1 moment en phase mixte dans Meso-NH	33
3.2.1	Episode convectif du 25-27 Juillet 2006 sur Niamey	34
3.2.2	Spatialisation des précipitations sur La Réunion	35
3.2.3	Les ondes de gravité générées par les cyclones tropicaux impactent-elles le champ de précipitation ?	38
3.3	Intégration d'un schéma microphysique à 2-moments en phase mixte dans Meso-NH	38
3.3.1	Premières simulations idéalisées avec la microphysique mixte à 2-moments	40
3.3.2	Premières simulations cas réel avec la microphysique mixte à 2-moments	42
3.4	Conclusion	43

3.1 Contexte

L'orographie de la Réunion associée au passage régulier de cyclones tropicaux ou à la convection locale fait que l'île est régulièrement soumise à des précipitations très intenses. La Réunion détient d'ailleurs tous les records mondiaux de précipitations entre 12 heures (1170 mm) et 15 jours (6083 mm) (Source : <http://wmo.asu.edu/>).

Une autre caractéristique remarquable de la pluviométrie à La Réunion est liée à son extrême variabilité. Entre les zones les plus humides, situées à l'est, et les régions plus sèches de l'ouest, distantes d'à peine 40 à 50 kilomètres, le cumul annuel de précipitation varie d'un facteur 20 (10 m vs. 500 mm) (Jumaux et al., 2011). A cette variabilité spatiale singulière s'ajoute une importante variabilité saisonnière liée à l'existence d'une saison sèche (mai à novembre) et d'une saison humide (décembre à mars) pendant laquelle l'île est régulièrement sujette au passage de cyclones et de tempêtes tropicales. L'estimation de la quantité et de la répartition spatiale des précipitations demeure un défi considérable pour la prévision numérique, en particulier sur cette île dont le relief a une influence importante sur la structure et le cycle de vie des systèmes orageux. Des

progrès significatifs dans ce domaine nécessitent de développer des modèles adaptés à l’environnement particulier de l’île, ainsi qu’une meilleure connaissance des processus physiques liés à la formation et au cycle de vie des nuages et systèmes précipitants.

En particulier, la microphysique a un fort impact sur la modélisation des précipitations associées aux systèmes convectifs mais elle rétroagit aussi sur leur dynamique. Dans la convection profonde “classique” (par opposition à la convection liée aux cyclones tropicaux), le choix des espèces microphysiques et les réglages des paramétrisations associées ont un impact important sur la dynamique du système, notamment sur l’intensité des courants subsidents (Proctor, 1988, 1989; Straka et Anderson, 1993) et sur l’intensité et la distribution des précipitations (Cotton et al., 1982; McCumber et al., 1991; Ferrier et al., 1995; Gilmore et al., 2004).

Selon Houze Jr. (2010), même s’il est tentant de voir les nuages du cœur des cyclones tropicaux comme des cumulonimbus dans un vortex en rotation, cette vision est trop simpliste. En effet, les nuages dans un cyclone tropical sont intrinséquement connectés avec la dynamique du cyclone et avec son stade d’évolution. Dans l’œil d’un cyclone mature, les nuages stratiformes sont surmontés par une subsidence. Le mur de l’œil en pente est contrôlé par un ajustement du vortex vers l’équilibre du vent du gradient qui est maintenu par un courant en pente transportant en altitude de l’air de la couche limite dans une zone symétriquement quasi-neutre. Cet équilibre est interrompu de façon intermittente par de la flottabilité issue d’air à haute énergie statique humide entrant à la base du mur de l’œil. Si les bandes principales sont composées de cellules convectives avec des ascendances en pente, les bandes précipitantes distantes ne sont plus dominées par la dynamique du vortex, mais sont composées de cumulonimbus similaires à ceux de la convection non-tropicale.

Depuis les années 1980, de plus en plus d’études ont montré l’impact significatif du choix de la paramétrisation des processus microphysiques dans l’intensité, la structure et la répartition des précipitations des cyclones tropicaux. Lord et al. (1984) ont montré l’importance de la phase glace qui permet, à travers le refroidissement lié à la fonte des particules de glace d’initier et de maintenir des subsidences, ralentissant la croissance du vortex à des valeurs plus réalistes. De façon générale, les études numériques montrent que dans les cyclones tropicaux, la vitesse de chute des hydrométéores peut avoir un impact sur la pression minimale au niveau de la mer et sur le maximum du vent de surface qui sont les principaux indicateurs de l’intensité du cyclone (McFarquhar et Black, 2004; Gao et al., 2006; McFarquhar et al., 2006; Zhu et Zhang, 2006). Un changement de la vitesse de sédimentation du grésil modifie la structure microphysique du système et donc la distribution verticale de chaleur latente et du refroidissement. Ces modifications rétroagissent sur la dynamique du système et par conséquent sur la structure et l’évolution du cyclone. A partir d’études de sensibilité, Wu et al. (2009) ont montré que le réchauffement par condensation est la clé pour maintenir la structure annulaire de tourbillon potentiel dans le mur de l’œil. A travers une analyse de sensibilité sur la simulation du typhon Hagupit (2008), Li et al. (2013a,b) ont conclu que les processus microphysiques dominants pour le relâchement de chaleur latente était la condensation de vapeur d’eau et la croissance par déposition de vapeur sur la neige et la glace nuageuse. Au contraire, l’absorption de chaleur latente est dominée par l’évaporation de la pluie, la sublimation de la neige et la fonte du grésil. Ainsi, le changement dans le bilan de chaleur latente impacte largement l’intensité, la vitesse de propagation, les nuages, les précipitations et les structures dynamiques et thermiques. En se concentrant

3.2 Résultats avec un schéma microphysique à 1 moment en phase mixte dans Meso-NH

sur la représentation des bandes précipitantes, [Franklin et al. \(2005\)](#) ont montré que le modèle était le plus sensible au choix des coefficients a et b décrivant la vitesse de chute du grésil.

Alors qu'un certain consensus existe pour dire que la microphysique a un impact significatif voire crucial sur l'intensité et la structure du cyclone tropical, les résultats sont plus mitigés concernant l'impact sur la trajectoire. Seuls [Fovell et al. \(2009\)](#) en utilisant [WRF](#) à une résolution horizontale de 3 km montrent que les hypothèses sur la microphysique modulent les gradients de température qui eux-mêmes déterminent largement les gradients de pression qui génèrent les vents aidant à déterminer la trajectoire.

En 2004, [McFarquhar et Black](#) dressent le constat que la grande majorité des schémas microphysiques existants dans les modèles mesoéchelles ont été développés à partir d'observations aux moyennes latitudes. Il est donc légitime de se demander si ces paramétrisations sont adaptées pour les simulations de cyclones tropicaux. A cela s'ajoute le fait que les modèles qui ont été développés dans les années 1980-1990 l'étaient pour une utilisation dans des modèles à une résolution plus lâche. Une meilleure connaissance de la microphysique des cyclones tropicaux associée à une meilleure représentation dans les modèles numériques est donc importante pour améliorer la prévision quantitative des précipitations et l'intensification des cyclones.

A l'heure actuelle, trois schémas microphysiques pour la phase chaude sont implémentés dans la version standard de Meso-NH. Le schéma de [Kessler \(1969\)](#) pronostique le rapport de mélange de l'eau nuageuse et de la pluie. Le schéma en phase chaude à 2 moments [C2R2 \(Cohard et Pinty, 2000\)](#) prédit le rapport de mélange et la concentration de l'eau nuageuse et des gouttes de pluie. Quant au schéma [KHKO \(Geoffroy, 2007\)](#), une extension de [C2R2](#) dédiée aux stratocumulus, il prédit le rapport de mélange et la concentration de l'eau nuageuse et de la bruine. Ce type de schéma microphysique s'attache à décrire la formation et le développement des hydrométéores dans les nuages chauds (stratus et convection peu profonde). Un seul schéma microphysique en phase mixte mais à 1 moment ([ICE3](#) ; [Pinty et Jabouille \(1998\)](#)) est disponible dans Meso-NH et permet de simuler les nuages de convection profonde ou les cirrus. Il est également implanté et opérationnel dans [AROME](#). Il pronostique le rapport de mélange de la vapeur d'eau, des gouttelettes nuageuses d'eau liquide et de glace, de la pluie, de la neige et du graupel. Son extension [ICE4](#) permet aussi de prédire le rapport de mélange de la grêle ([Lascaux et al., 2006](#)). Un schéma à 2 moments en phase mixte expérimental existe hors version standard ([LIMA](#) ; [Berthet et al. \(2010\)](#)). Dans ce schéma, la nucléation hétérogène de la glace est basée sur les travaux de [Meyers et al. \(1992\)](#). Ce schéma a été modifié pour prendre en compte la superposition de plusieurs modes de noyaux glaçogènes en mélange interne selon [Phillips et al. \(2008\)](#).

3.2 Résultats avec un schéma microphysique à 1 moment en phase mixte dans Meso-NH

Avant de travailler sur un schéma microphysique à 2 moments en phase mixte dans Meso-NH, j'ai mené plusieurs études sur les précipitations associées à de la convection profonde avec le schéma [ICE3](#) disponible en version standard.

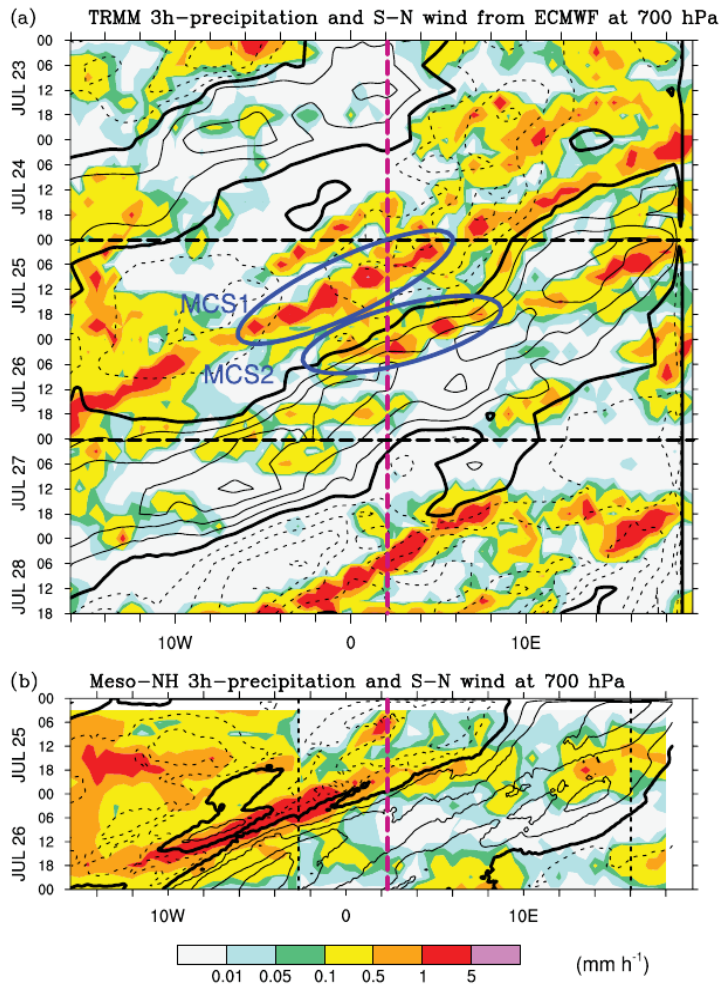


Figure 3.1: Diagramme de Hovmöller (a) des précipitations cumulées sur 3 h issues de TRMM 3B42 et vent méridien à 700 hPa issue des réanalyses 6 h du CEPMMT pour la période du 23-28 juillet, et (b) des précipitations cumulées sur 3 h et du vent méridien 1 h à 700 hPa issus de Meso-NH pour la période du 25-26 juillet. Pour les deux figures, les précipitations (couleurs, en mm h^{-1}) et le vent méridien (contours à intervalles de 2 m s^{-1} ; les lignes pleines et pointillées représentent respectivement un vent de sud et de nord, et la ligne en trait épais, le contour 0 m s^{-1}) sont moyennés entre 8° N et 15° N . Tiré de Barthe et al. (2010a).

3.2.1 Episode convectif du 25-27 Juillet 2006 sur Niamey

Dans le cadre de la campagne de mesures AMMA, l'objectif de mon post-doc au CNRM/LA était d'étudier les processus multi-échelles associés à des lignes de grains d'Afrique de l'Ouest. Meso-NH a été utilisé en mode *grid-nesting* pour simuler les deux lignes de grains du 25-26 juillet 2006 qui sont passées respectivement au sud et au nord de Niamey. Afin de comprendre l'organisation de la convection et l'interaction du système avec son environnement, les données disponibles (radiosondages, GPS, radar UHF, radar Doppler, satellites, pluviomètres...) ont été utilisées conjointement avec Meso-NH à relativement faible résolution (5 km). Seule la simulation démarrante à partir des réanalyses AMMA du CEPMMT a permis de reproduire les systèmes observés, mettant en évidence l'importance de l'état initial. D'autre part, si les précipitations sont bien reproduites dans le domaine à 5 km de résolution dans lequel la convection profonde est explicitement résolue, elles sont surestimées et trop dispersées dans le domaine à 10 km de résolution par rapport aux observations (Figure 3.1). La résolution plus lâche et donc l'utilisation du schéma de convection profonde ne permettent plus de reproduire le couplage entre la convection et l'onde d'est africaine (Barthe et al., 2010a).

3.2 Résultats avec un schéma microphysique à 1 moment en phase mixte dans Meso-NH

3.2.2 Spatialisation des précipitations sur La Réunion

Dans le cadre du projet [PRECYP](#) coordonné par l'équipe Cyclones, une première étape a consisté à évaluer la capacité de Meso-NH à reproduire des précipitations intenses sur une île tropicale avec un relief fortement accidenté. Pendant son stage de Master2, Nadya Bigjee a mis au point une première simulation de l'événement fortement précipitant du 27 au 30 janvier 2011. Cette première simulation à 4 km de résolution couplée au modèle Aladin-Réunion, n'a pas permis de représenter l'intensité et la localisation des précipitations de façon satisfaisante. En particulier, Meso-NH échoue à reproduire les pluies du 29 janvier.

J'ai poursuivi ces simulations en descendant en résolution jusqu'à 500 m de résolution. Le premier point marquant de cette descente en résolution est l'apport en terme de représentation de la topographie qui est réellement visible à 500 m de résolution, avec une relativement bonne définition des cirques, des sommets et des principales ravines de l'île (Figure 3.2). Ce gain en réalisme de la topographie de l'île a un impact important

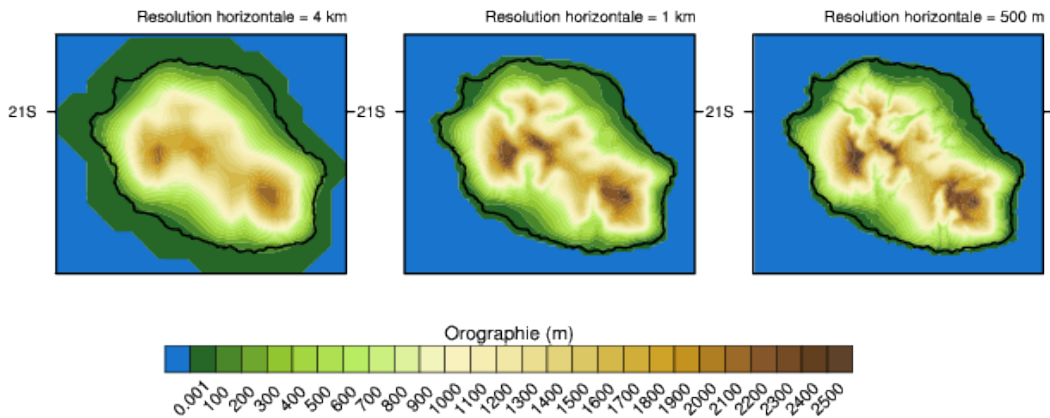


Figure 3.2: Orographie de La Réunion reproduite par le modèle Meso-NH à 4 km (gauche), 1 km (centre) et 500 m (droite) de résolution horizontale. A 4 km et 1 km de résolution, la topographie est obtenue à partir de [GTOPO30](#), alors qu'à 500 m de résolution, la topographie issue de [SRTM](#) est utilisée.

sur les cumuls de précipitations produits par le modèle.

Dans le cadre du post-doc de Nan Yu, de nouvelles simulations ont été réalisées pour évaluer le rôle de la résolution (4 km, 2 km, 1 km et 500 m), de l'orographie ([GTOPO30](#) et [SRTM](#)) et de la physique du modèle (avec et sans schéma de convection profonde et peu profonde) dans la simulation des pluies sur La Réunion. Un résultat marquant concerne la simulation à 4 km avec et sans le schéma de convection profonde (Figure 3.3). A cette résolution, on est dans la zone grise pour la convection profonde, il est donc important d'évaluer le comportement de ce schéma dans le contexte des pluies intenses à La Réunion. Si le schéma de convection profonde est utilisé à 4 km de résolution, on observe le phénomène bien connu des prévisionnistes de Météo-France à La Réunion de "pluies en croissant" qui étaient jusque là l'apanage d'Aladin-Réunion. Les précipitations sont localisées sur mer, au vent de l'île. Par contre, si le schéma de convection n'est pas utilisé, les noyaux de précipitations intenses sont sur l'île, mais beaucoup trop au sud par rapport aux observations. Il faut descendre à la résolution de 1 km pour que les précipitations non observées sur les pentes du volcan disparaissent. Les

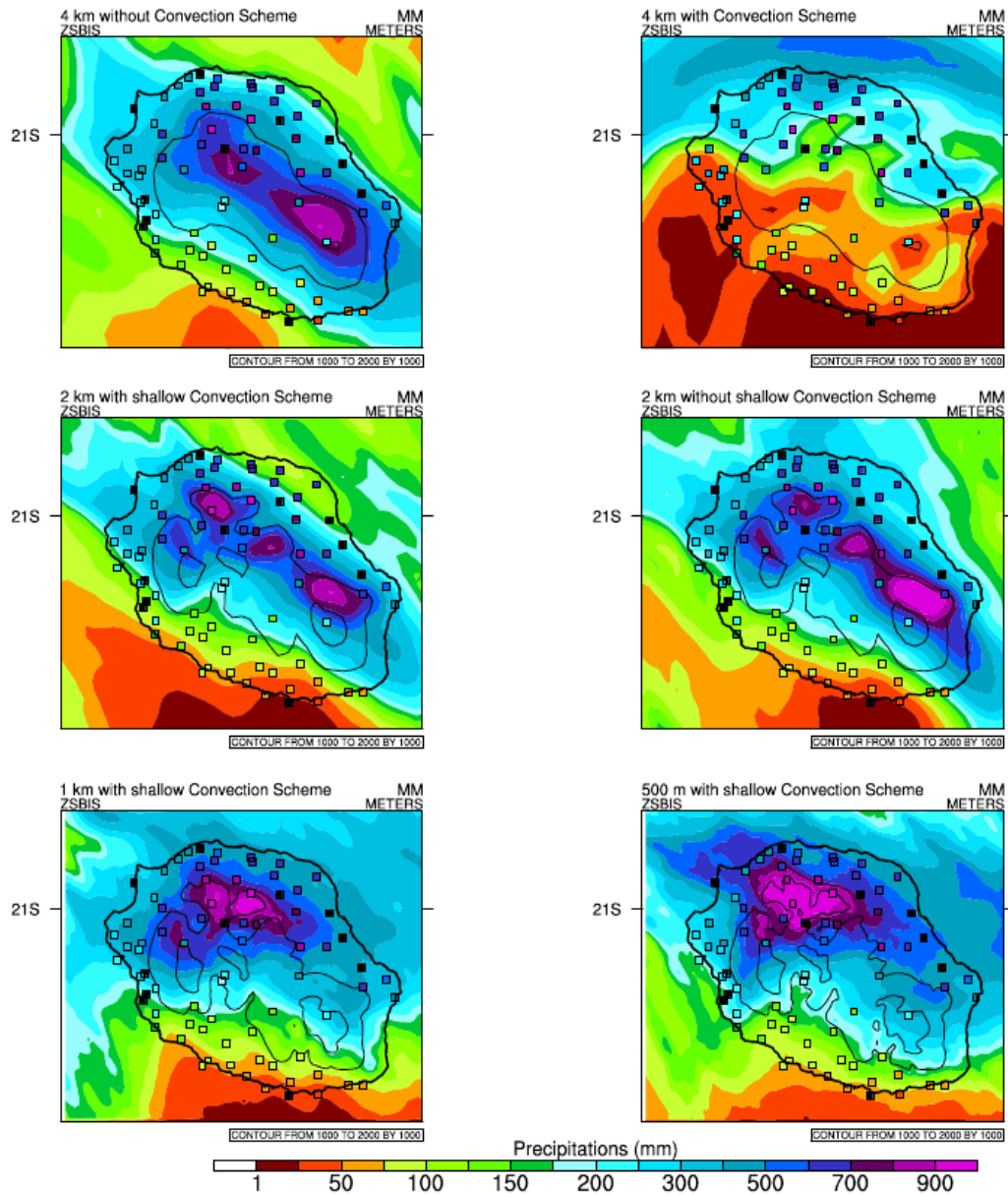


Figure 3.3: Cumul des précipitations (en mm) sur La Réunion entre le 27 janvier 2011 00 UTC et le 30 janvier 2011 24 UTC pour différentes configurations du modèle. De haut en bas et de gauche à droite : résolution horizontale de 4 km avec le schéma de convection profonde, résolution horizontale de 4 km avec la convection profonde résolue, résolution horizontale de 2 km avec le schéma de convection peu profonde, résolution horizontale de 2 km sans le schéma de convection peu profonde, résolution horizontale de 1 km et résolution horizontale de 500 m.

3.2 Résultats avec un schéma microphysique à 1 moment en phase mixte dans Meso-NH

différences entre la simulation à 1 km et celle à 500 m sont beaucoup moins importantes que pour des résolutions plus grossières. L'apport du domaine à 500 m de résolution réside principalement dans une meilleure représentation des pluies du 29 janvier qui sont d'autant plus sous-estimées que la résolution est lâche (Figure 3.4). N. Yu, a mis au point

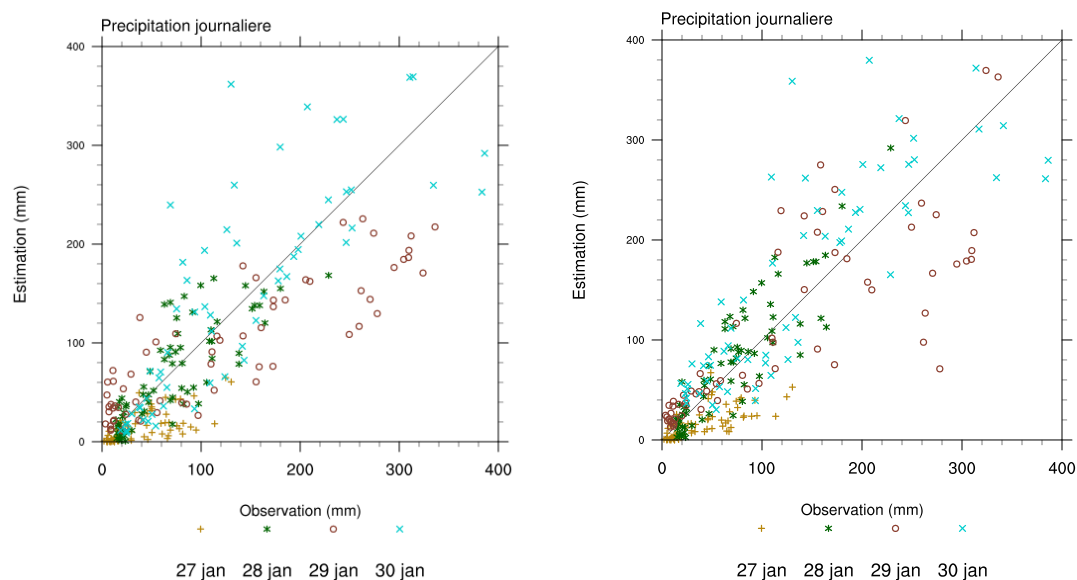


Figure 3.4: Précipitations journalières (mm) simulées par Meso-NH à une résolution de 1 km (gauche) et de 500 m (droite) vs. précipitations journalières (mm) observées par les pluviomètres. Chaque point correspond à un pluviomètre. Les + oranges, les * vertes, les o marrons et les x turquoises sont associées respectivement aux journées du 27, 28, 29 et 30 janvier.

une procédure pour évaluer la représentation des précipitations par le modèle en fonction des données des pluviomètres. Il a découpé La Réunion en 5 régions, correspondants aux 5 zones de vigilance, et travaillé sur des bandes d'altitude. Même si la simulation à 500 m de résolution donne les meilleurs résultats, elle peine à reproduire les précipitations sur la bande littorale au nord-est et à l'est de l'île, alors que les précipitations intenses sur les sommets du nord sur les hauts sont bien simulées. Dans le cas d'un domaine à 500 m de résolution, la dégradation de la topographie (utilisation de [GTOPO30](#) au lieu de [SRTM](#)) a permis de mettre en évidence le rôle crucial de la topographie le 29 janvier (Yu et al., en préparation).

Cette simulation a aussi mis en évidence le problème récurrent de l'initialisation et du couplage du modèle Meso-NH. En effet, étant donné la taille de l'île de La Réunion (elle contient dans un cercle de 60 km de diamètre) et la taille des paquets convectifs étudiés, on aura beau améliorer la physique du modèle, augmenter la résolution et représenter de mieux en mieux l'orographie de l'île, si l'état initial d'abord, et les forçages ensuite, sont mal représentés, on ne pourra pas reproduire la localisation des précipitations à fine échelle spatio-temporelle.

Cette étude se poursuit actuellement avec la simulation du cyclone tropical Dumile qui est passé à proximité de La Réunion en janvier 2013.

3.2.3 Les ondes de gravité générées par les cyclones tropicaux impactent-elles le champ de précipitation ?

Cette question était l'un des objectifs de la thèse de Chouaïbou Ibrahim que j'ai co-encadré avec F. Chane-Ming et l'un des items du projet PRECYP. Malheureusement, ce point-là n'a pas pu être traité au cours des 3 années de thèse. Cependant, C. Ibrahim a mené une étude préliminaire pour tenter de répondre à cette question.

Dans un premier temps, une première climatologie des ondes de gravité générée par les cyclones tropicaux au dessus de l'île de Tromelin (15,53°S, 54,31°E) dans l'océan Indien sud-ouest tropical a été réalisée. A partir des données radiosondages sur Tromelin entre les saisons cycloniques 1997/1998 et 2006/2007, des données OLR, et des données *best-tracks* du CMRS La Réunion, C. Ibrahim a montré que statistiquement, les ondes de gravité générées par les cyclones tropicaux sont plus énergétiques que les ondes de gravité produites par la convection classique (Ibrahim et al., 2010).

Une simulation du cyclone tropical Ivan (2008) sur le bassin Indien sud-ouest, initialement mise au point par G. Samson pour l'étude des interactions océan-atmosphère, a été reprise et adaptée pour l'étude des ondes de gravité générée par ce cyclone. Meso-NH a reproduit avec réalisme la trajectoire, l'intensité et la structure du cyclone tropical Ivan, et a été capable de produire des ondes de gravité convectives associées à ce système. De façon générale, les ondes de gravité produites par Meso-NH ont des caractéristiques similaires à celles observées par radiosondages ou par GPS COSMIC RO, et déduites des analyses du CEPMMT. Par la suite, une analyse de la rétroaction des ondes de gravité produites par la convection sur les bandes précipitantes pourrait être envisagée.

3.3 Intégration d'un schéma microphysique à 2-moments en phase mixte dans Meso-NH

Lors de mon séjour post-doctoral au NCAR, j'ai rencontré Hugh Morrison, lui même en post-doc ASP, qui venait de développer un nouveau schéma microphysique à 2 moments pour la phase mixte. L'originalité de son schéma vient du traitement de la glace. En se basant sur le modèle conceptuel de Heymsfield (1982) pour la croissance de la glace (Figure 3.5), Morrison et Grabowski (2008) ont construit la phase glace de leur schéma autour de 2 nouvelles variables pronostiques : le rapport de mélange de la glace croissant par déposition et celui de la glace croissant par givrage. Ainsi, au lieu de séparer a priori les particules par type (typiquement glace nuageuse, neige, grésil et éventuellement grêle), les caractéristiques de la glace sont déterminées par les relations masse-diamètre qui évoluent tout au long de la simulation en fonction de la fraction de masse givrée pronostique.

L'idée, au départ, était de brancher le schéma, fourni par H. Morrison, tel quel, à travers une interface pour pouvoir bénéficier des modifications et des corrections apportées par les utilisateurs de ce schéma. Mais son implémentation dans Meso-NH ne s'est pas fait sans heurt. Le principal problème du schéma original vient du fait que les variables à l'instant t sont mises à jour après chaque processus microphysique, ce qui rend le schéma extrêmement dépendant de l'ordre dans lequel les processus sont traités. Comme dans Meso-NH, ce sont les tendances qui sont mises à jour (les variables à l'instant t ne sont calculées qu'à la fin du pas de temps), des adaptations ont été nécessaires. D'autre part, la table d'interpolation qui pré-calculait certains processus,

3.3 Intégration d'un schéma microphysique à 2-moments en phase mixte dans Meso-NH

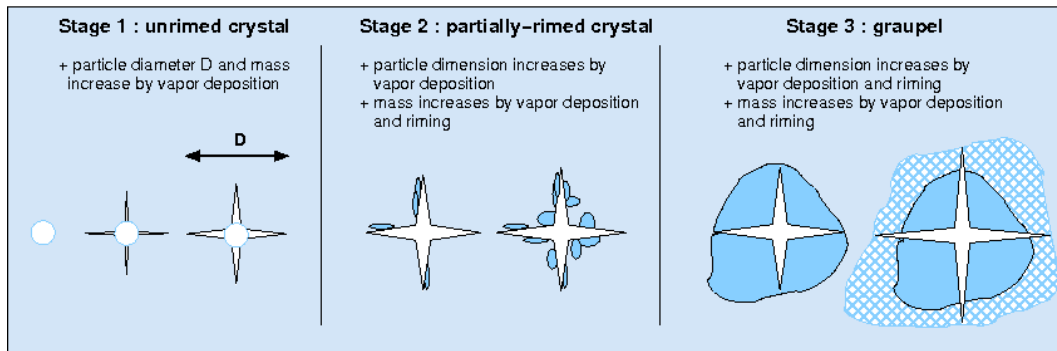


Figure 3.5: Diagramme représentant la croissance d'une particule de glace dans le schéma microphysique de Morrison et Grabowski (2008).

dépend du pas de temps. Le code générant cette table doit donc être recompilé et la table régénérée pour chaque nouveau pas de temps. J'ai donc optimisé ce code pour pouvoir générer plus rapidement cette table (12 h contre plus d'un jour auparavant). Enfin, l'appel aux bilans a du être rajouté pour pouvoir évaluer chaque processus de ce nouveau schéma (Figure 3.6).

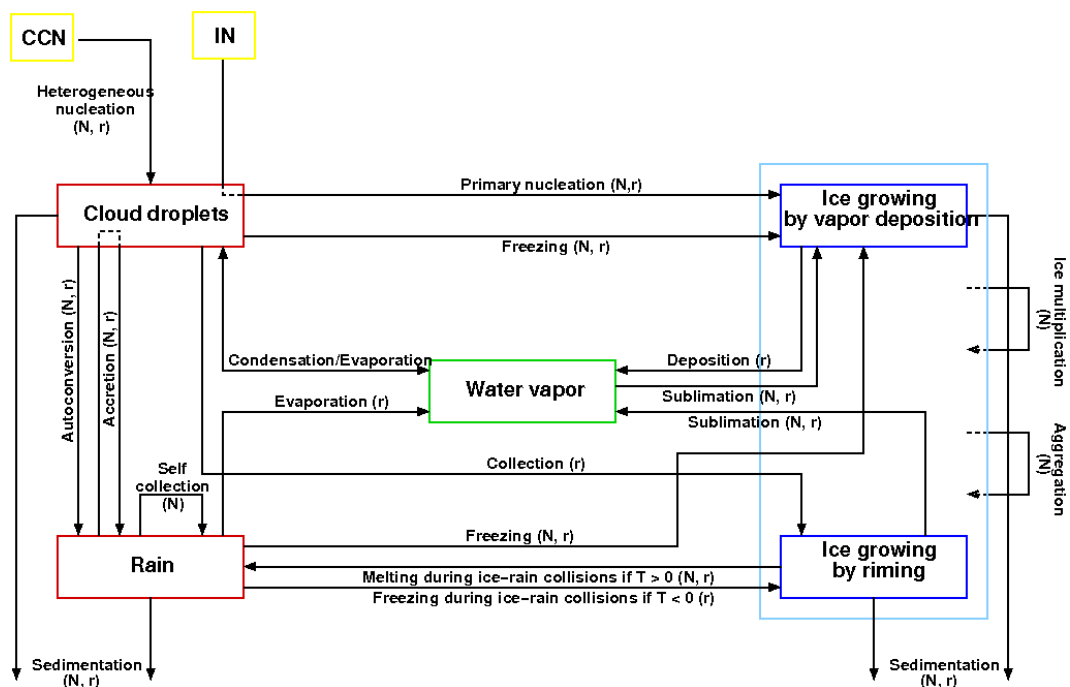


Figure 3.6: Diagramme des processus microphysiques pour les nuages en phase mixte dans le schéma de Morrison et Grabowski (2008).

A partir de l'intégration de ce schéma microphysique à 2 moments dans Meso-NH, le premier objectif est de le tester tel quel (aucune correction n'est effectuée, hormis technique) pour évaluer sa capacité à reproduire le cycle de vie des nuages et les précipitations associées.

3.3.1 Premières simulations idéalisées avec la microphysique mixte à 2-moments

La première simulation que j'ai réalisé avec le schéma microphysique en phase mixte à 2 moments de Morrison et Grabowski (2008) (noté MG08 dans la suite) est un cas de convection peu profonde idéalisé basé sur le projet HaRP. Ce cas a été mis au point par Szumowski et al. (1998). Il s'agit d'une cellule précipitante forcée par une circulation divergente évoluant avec le temps. H. Morrison a refroidi le sondage pour pouvoir tester la partie froide de son schéma. La simulation tourne sur un domaine 2D de 9 km de large ($\Delta x = 50$ m) sur 3 km de haut ($\Delta z = 50$ m), avec un pas de temps de 0,5 s.

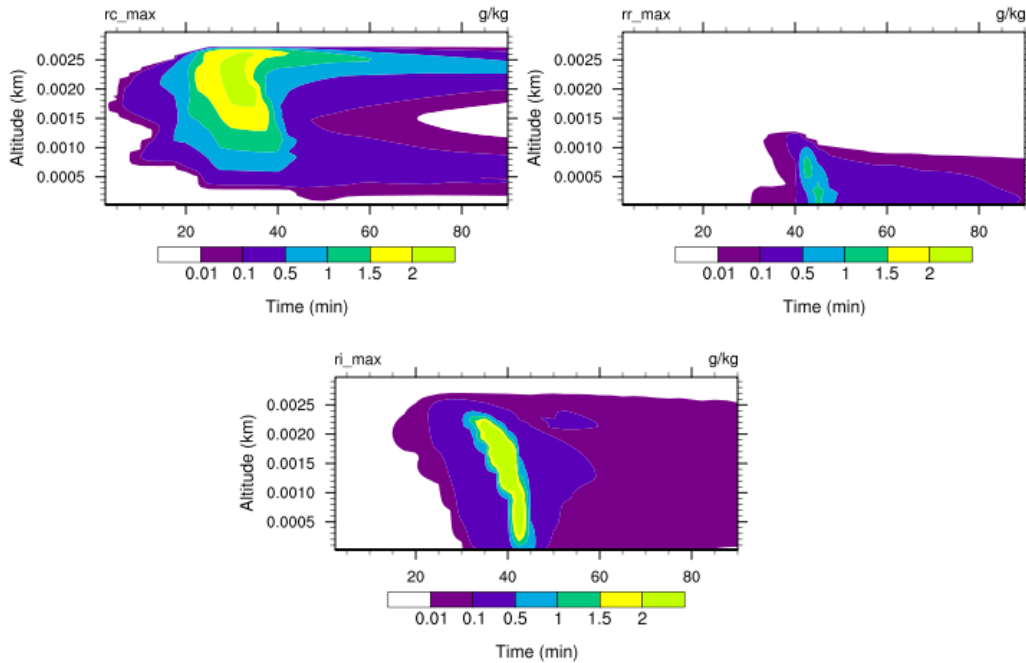


Figure 3.7: Evolution temporelle du maximum de rapport de mélange par niveau vertical de l'eau nuageuse, de la pluie et de la glace totale (en $g\ kg^{-1}$) pour la simulation HaRP.

Les résultats avec Meso-NH sont de façon générale en bon accord avec les résultats de Morrison et Grabowski (2008) sur ce même cas d'étude. Pour le rapport de mélange de l'eau nuageuse, le noyau de maximum d'eau nuageuse ($> 1,5\ g\ kg^{-1}$) se situe au dessus de 1500 m d'altitude et est observé entre 20 et 40 min de simulation. On observe deux différences notables : (i) la zone avec $(r_c)_{max} > 2\ g\ kg^{-1}$ est plus étendue avec Meso-NH, (ii) après 60 min, de l'eau nuageuse $> 0,01\ g\ kg^{-1}$ subsiste en dessous de 1500 m d'altitude avec Meso-NH. Meso-NH produit aussi plus de pluie et à partir d'une plus haute altitude (800 m vs. 500 m). Pour la glace, le rapport de mélange de la glace totale est en bon accord avec les résultats de Morrison et Grabowski (2008). Il apparaît tout d'abord vers 2000 m d'altitude. On a ensuite une propagation des fortes valeurs vers le sol avec le temps.

Cette première simulation avec le schéma MG08 ayant donné des résultats tout à fait cohérent avec ceux de Morrison et Grabowski (2008), les simulations ont été poursuivies sur d'autres cas d'étude idéalisés : la ligne de grains de COPT81, la supercellule de

3.3 Intégration d'un schéma microphysique à 2-moments en phase mixte dans Meso-NH

Klemp et Wilhelmson (1978) et l'orage du 10 juillet 1996 lors de la campagne STERAO. Seuls les résultats issus de la simulation de la ligne de grains COPT81 seront traités ici.

La simulation est basée sur l'idéalisation de la ligne de grains observée le 23 juin 1981 lors de la campagne de mesures COPT81. La ligne de grains est simulée en 2D et son initialisation suit Caniaux et al. (1994). Cette simulation a été réalisée dans le cadre du stage de fin d'étude de l'ENM de Gabrielle Kaufmann au premier semestre 2013. Afin d'analyser plus finement les processus microphysiques codés dans MG08 et de les comparer aux processus d'ICE3, j'ai codé les bilans pour MG08 en parallèle à ce qui est fait pour les autres schémas microphysiques de Meso-NH.

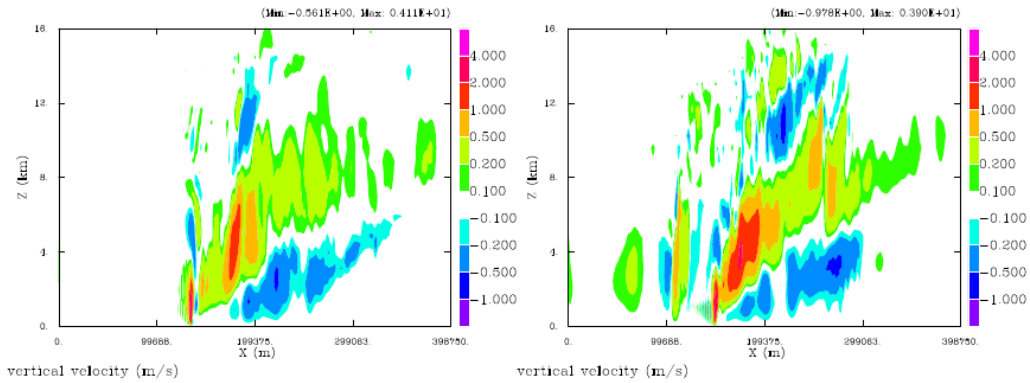


Figure 3.8: Coupe verticale à travers la ligne de grains de la vitesse verticale ($m s^{-1}$) moyennée sur la 8^{ème} heure de simulation, pour ICE3 (à gauche) et MG08 (à droite).

Le point positif important concerne la représentation générale correcte de la ligne de grains par MG08, notamment au niveau de la dynamique. Si les vents horizontaux et verticaux sont plus forts avec MG08 qu'avec ICE3, les deux simulations reproduisent bien la partie convective centrée sur le maximum de vitesse verticale à l'avant de la ligne de grains (Figure 3.8). La partie stratiforme, l'ascendance de méso-échelle qui surplombe la subsidence de méso-échelle résultat du refroidissement de l'air environnant par la fonte et l'évaporation des particules précipitantes sont aussi bien marquées dans les deux simulations. Les déviations de température potentielle montrent cependant un diabatisation beaucoup plus fort avec MG08 avec un courant de densité plus froid et un réchauffement plus important dans la partie stratiforme.

Par contre, les résultats présentent des divergences lorsque l'on se concentre sur les bilans microphysiques dans les parties convectives et stratiformes (Figure 3.9). Sans rentrer dans les détails des bilans ici, on note avec MG08 la présence d'une quantité significative d'eau surfondue en altitude, visible à la fois sur les bilans en masse et en nombre des hydrométéores. En analysant les bilans, on se rend compte que de l'eau nuageuse est formée en altitude, au dessus de 10000 m, ce qui est peu réaliste. Cette eau nuageuse est formée suite à l'activation des CCNs en gouttelettes nuageuses. Cette activation irréaliste à haute altitude est liée au traitement de l'ajustement à saturation dans le code de Morrison et Grabowski (2008). Cet ajustement intervient juste avant l'activation, mais n'est basée que sur la saturation par rapport à l'eau liquide. La saturation par rapport à la glace n'est pas prise en compte. Or étant donné que la pression de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide est supérieure à celle par rapport à la glace, une atmosphère saturée en eau liquide est sur-saturée par rapport à la glace.

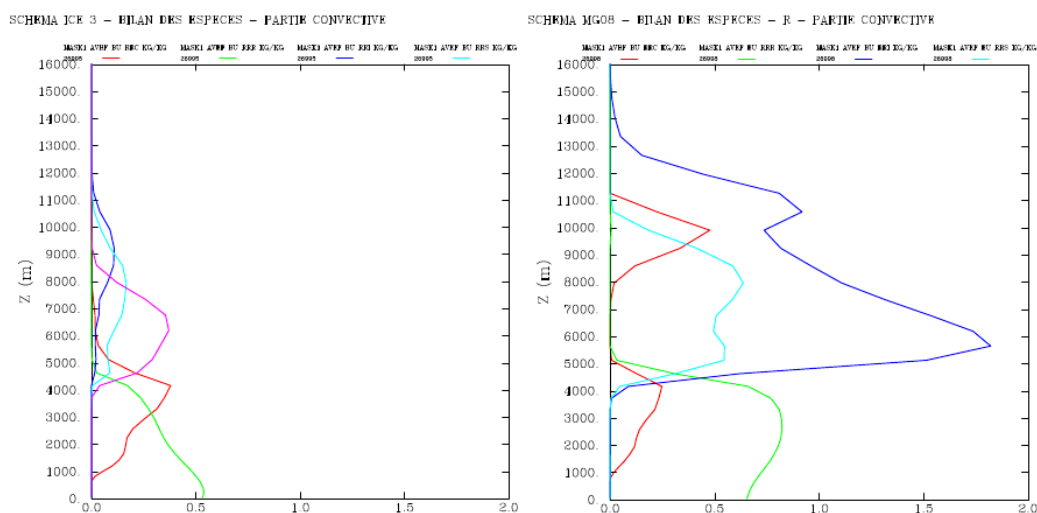


Figure 3.9: Profil vertical des rapports de mélange (g kg^{-1}) dans la partie convective, moyennés sur la 8^{ème} heure de simulation, pour *ICE3* (à gauche) et *MG08* (à droite). Les courbes rouges et vertes représentent le rapport de mélange de l'eau nuageuse et de la pluie dans les 2 schémas. Pour *ICE3*, les rapports de mélange de la glace primaire, de la neige et du graupel sont dessinés en bleu, turquoise et magenta. Pour *MG08*, les rapports de mélange de la glace croissant par dépôt de vapeur et par givrage sont en bleu et turquoise.

Le code doit donc être corrigé pour prendre en compte correctement l'ajustement à saturation. Ainsi, alors que, pour *ICE3* les processus chauds sont confinés en dessous de 5000 m, les processus mixtes de 4000 à 8000 m, et les processus froids au dessus de 5000 m, la distribution est différente avec *MG08* et probablement lié à cet artefact identifié. On a les trois mêmes zones qu'avec *ICE3*, mais les processus microphysiques sont différents. La zone chaude est en bon accord avec *ICE3*. Par contre, dans la zone mixte, on a peu de transfert de masse. Quant à la zone normalement froide, on retrouve à la fois des processus chauds, des processus mixtes et des processus froids qui vont agir pour diminuer le rapport de mélange de l'eau nuageuse.

Cette étude illustre bien la nécessité de procéder à une analyse des bilans sur un cas simple de convection profonde, car ces problèmes d'eau nuageuse en altitude n'avaient pas été identifiés sur les simulations de la supercellule de [Klemp et Wilhelmson \(1978\)](#) et de l'orage du 10 juillet 1996 lors de la campagne [STERAO](#) qui avaient été réalisées précédemment.

3.3.2 Premières simulations cas réel avec la microphysique mixte à 2-moments

Toujours dans le cadre de son stage de fin d'étude, Gabrielle Kaufmann a réalisé une simulation de la *POI6* d'[HyMeX](#) (24 septembre 2012). Cet épisode convectif, outre sa structure de *bow echo*, a l'avantage d'offrir des observations microphysiques au sol à Candillargues et Banne, et aéroportées sur le Falcon 20. Des simulations Meso-NH à 2,5 km de résolution, initialisé et couplé aux analyses AROME WestMed¹, ont été

1. Le modèle AROME WestMed couvre toute la Méditerranée occidentale. Il a tourné en temps réel pendant la campagne de mesures avec des assimilations du modèle [AROME France](#).

3.4 Conclusion

menées.

Après une analyse de sensibilité aux conditions initiales, les cumuls horaires simulés ont été comparés aux observations (Figure 3.10). De 2 h à 4 h, la simulation **MG08** localise légèrement mieux le maximum de précipitation, plus au sud. A partir de 6 h, **MG08** produit deux bandes de précipitation cumulée au sol se rapprochant plus des observations. A partir de 8 h, les deux expériences sous-estiment l'activité précipitante. Avec **MG08**, la zone de précipitations faibles (entre 1 et 10 mm) est nettement plus étendue qu'avec **ICE3** : si **ICE3** tend à les sous-estimer par rapport aux observations, **MG08** tend à les surestimer. Cette caractéristique de **MG08** est probablement la conséquence des paramétrisations de **Khairoutdinov et Kogan (2000)** pour les processus chauds, avec un seuil d'autoconversion décalé vers les petites gouttes ($d_{crit} = 5 \mu\text{m}$), favorisant les petites gouttes de pluie.

Les résultats des deux simulations ont été comparés aux observations disponibles pendant la **POI6** : lidar **BASIL** à Candillargues, radar micro-onde à Banne et radar Doppler **RASTA** qui équipe le **Falcon 20** (**Kaufmann, 2013**). Les deux schémas microphysiques montrent un assez bon accord général sur les précipitations au sol, avec un développement commun d'une ligne de forte activité convective de type *bow echo*. Par contre, la comparaison avec les données microphysiques mesurées met en évidence des comportements significativement différents entre **ICE3** et **MG08**. **MG08** favorise la présence de cristaux formés par déposition de vapeur et la présence d'eau surfondue en haute altitude (suite au problème d'ajustement à saturation identifié dans la Section 3.3.1), et développe des contenus en glace formée par givrage plus faibles dans la moyenne troposphère. Ceci induit une faible occurrence d'hydrométéores entre 5 et 8 km d'altitude. **ICE3** favorise quant à lui fortement la formation de graupel en moyenne troposphère, la glace primaire et la neige étant présentes aussi en moyenne et haute troposphère, mais dans des quantités nettement plus faibles. Les réflectivités observées ne mettent pas en défaut les résultats d'**ICE3**, mais les contenus en glace restitués tendent à montrer qu'**ICE3** surestime la présence de graupel en moyenne troposphère, de même que les vitesses de chute associées. Par contre, **MG08** surestime les contenus en glace formée par déposition de vapeur en haute altitude. Les deux schémas ont également un comportement différent sur la microphysique chaude, **MG08** favorisant plus les petites gouttes qu'**ICE3**. Les observations de cumuls de pluie au sol semblent tendre vers une réalité intermédiaire.

3.4 Conclusion

Mes travaux sur ce thème ont donc porté principalement sur l'évaluation d'un nouveau schéma microphysique et sur l'analyse de la distribution des précipitations. Concernant la simulation des systèmes convectifs dans les modèles de nuage résolu, et les précipitations associées, trois points clé doivent être traités en parallèle :

- la capture de la convection à l'état initial. Pour les études centrées sur La Réunion, cela passe par l'assimilation d'un grand nombre de données et en particulier par l'assimilation des données radar dans **Arome-Réunion** ;
- une amélioration des paramétrisations de la convection profonde pour les simulations avec des domaines imbriqués ;
- une amélioration du traitement de la microphysique. On soulignera en particulier le rôle crucial des aérosols. Ce raffinement peut paraître superflu si le modèle utilisé

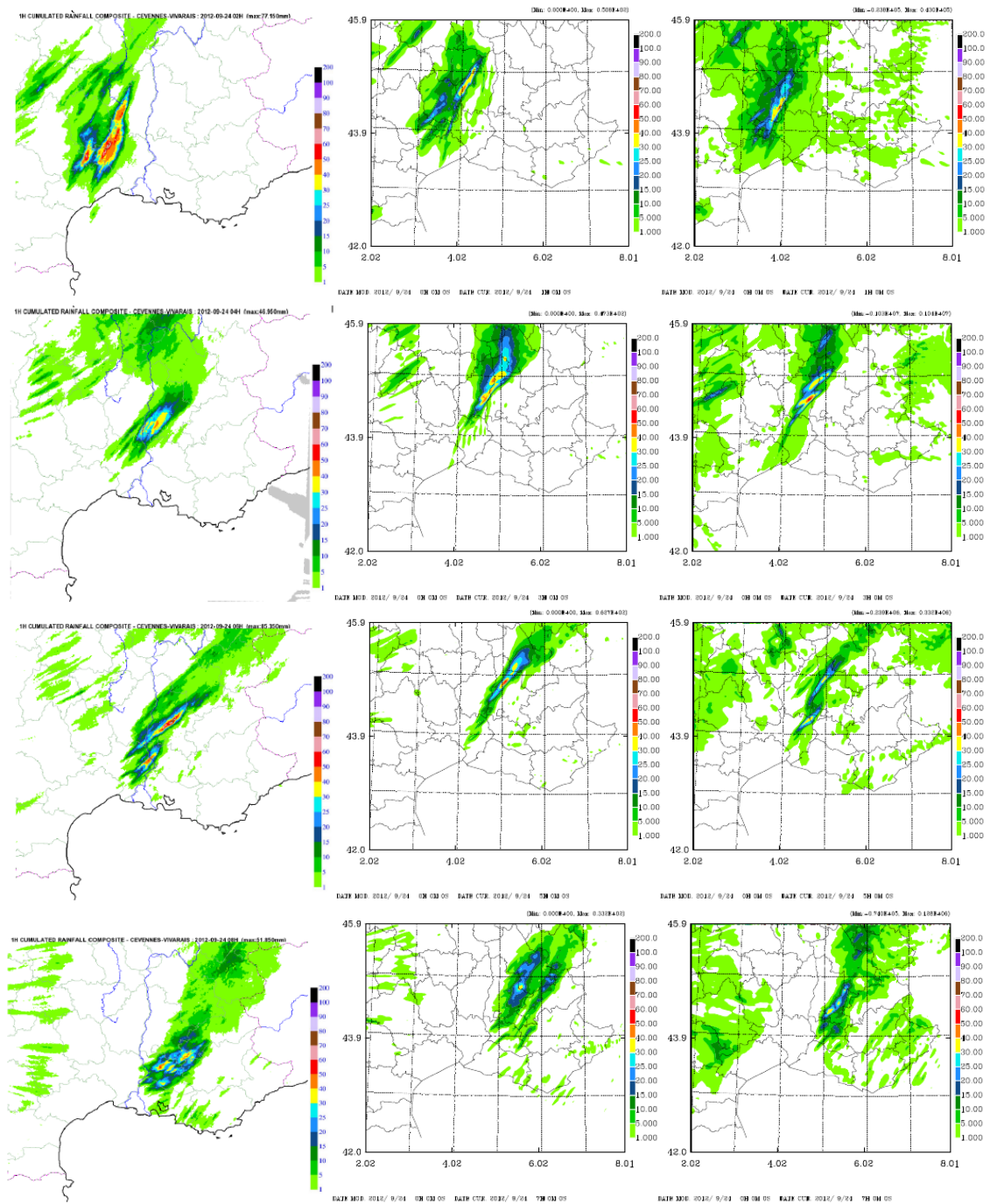


Figure 3.10: Cumuls horaires de précipitations (mm) observées (gauche), et modélisées avec ICE3 (centre) et MG08 (droite) à 2h (1^{ère} ligne), 4h (2^{ème} ligne), 6h (3^{ème} ligne) et 8h (4^{ème} ligne).

3.4 Conclusion

a été calé pour cette zone. Par contre, si l'on souhaite simuler différents types de systèmes convectifs dans différentes régions du globe, un traitement correct de l'activation des CCN et des IN associé à une bonne connaissance de la distribution et de la composition sur zone en aérosols doit être envisagée.

Sur la deuxième partie de mes travaux, très préliminaires, liés au schéma microphysique à deux moments de Morrison et Grabowski (2008), on peut voir un aspect positif et un aspect plus négatif. Le point positif, c'est que lorsque ce schéma est utilisé dans Meso-NH, au niveau de la dynamique, les résultats sont tout à fait satisfaisants. Dans le cas de la POI6 d'HyMeX, MG08 localise même mieux les pluies que ICE3. Par contre, lorsqu'on rentre dans les détails de la microphysique, la présence d'eau surfondue en quantité significative en altitude pose problème car non seulement elle est irréaliste, mais en plus, par effet d'entraînement, des transferts de masse associés normalement à la phase chaude ou mixte prennent place à ces altitudes. Une origine probable de cet artefact a été identifiée dans le code et sera prochainement corrigée et testée. Pour conclure sur une note positive, la comparaison de ICE3 et MG08 sur la POI6 d'HyMeX met en évidence la nécessité de prendre en compte trois variables pronostiques pour la phase chaude (eau nuageuse, bruine et pluie) (cf Chapitre 6).

Mes recherches sur la microphysique et les précipitations associées aux systèmes convectifs profonds sont au cœur des préoccupations de la communauté internationale comme en attestent les points clé à traiter mis en avant par les différents programmes (GEWEX, IGAC, IUGG/IAMAS/ICCP). En particulier, l'amélioration de la représentation des nuages et des précipitations dans les modèles atmosphériques sont l'un des développements à prioriser (GEWEX, 2011; IUGG, 2003).

Multi-scale analysis of the 25–27 July 2006 convective period over Niamey: Comparison between Doppler radar observations and simulations

Christelle Barthe^{a*}, Nicole Asencio^a, Jean-Philippe Lafore^a, Michel Chong^b,
Bernard Campistron^b, and Frédéric Cazenave^c

^a CNRM/GMME (Météo-France and Centre National de la Recherche Scientifique), Toulouse, France

^b Laboratoire d'Aérodynamique (Université de Toulouse and Centre National de la Recherche Scientifique), Toulouse, France

^c Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement (Institut de Recherche pour le Développement, Centre National de la Recherche Scientifique and Université de Grenoble), Grenoble, France

ABSTRACT: The present study investigates the multi-scale processes associated with a sequence of convective events that occurred over Niamey during the period 25–26 July 2006. This period corresponds to the active stage of the first intense monsoon surge over Sahel for 2006. During this two-day period, two successive sequences of mesoscale convective systems (MCSs) were located ahead of and in phase with the trough of an African Easterly Wave (AEW). They were followed by suppressed or isolated convection behind the trough and in the vicinity of the ridge. The large AMMA-SOP dataset, in particular the UHF radar and the MIT Doppler radar in Niamey, are used in combination with a low-resolution (5 km) cloud-resolving model to understand the convection organization and its interaction with the environment. Several initial and boundary conditions have been tested, but only the simulation starting with the ECMWF AMMA reanalysis succeeds in reproducing the observed features; this emphasizes the importance of the initial state. From the simulated MCSs, the along-line component of the apparent source of momentum due to the convection is found to be up to $1 \text{ m s}^{-1} \text{ h}^{-1}$. It seems that MCSs globally reduce the monsoon flow and generate southerlies at mid levels which can reinforce the rotation of the wind at the passage of the trough. During the afternoon of 26 July, the local convection over Niamey resulted from some favourable factors (humidity, CAPE, CIN) that triggered convection, while inhibiting factors (mid-level dry layer, weaker low-level wind shear pointing to the north, anticyclonic curvature of the streamlines at 700 hPa) prevented it organizing itself and propagating. In particular, the low-level wind shear seems of critical importance. Copyright © 2010 Royal Meteorological Society

KEY WORDS West African monsoon; monsoon surge; African easterly waves; convection; cloud-resolving simulations

Received 9 December 2008; Revised 25 September 2009; Accepted 9 October 2009

1. Introduction

In West Africa, rainfall is primarily associated with Mesoscale Convective Systems (MCSs) (Le Barbé and Lebel, 1997) mostly originating from the Jos Plateau, the Darfur Mountains and the Ethiopian Highlands (Laing and Fritsch, 1993), propagating westward, and crossing western Africa in 2 to 3 days. Most of these systems have areas between 2×10^5 and $3 \times 10^5 \text{ km}^2$ (Laing and Fritsch, 1993). Although MCSs constitute 10–20% of the regional population of convective systems, they contribute 70–80% of the rainfall in the wet Tropics (Mohr *et al.*, 1999). Therefore, MCSs play a major role in the rainfall amount and its variability. Several large-scale factors that modulate MCS activity have been identified: in particular the moisture convergence in the

lower troposphere, the African Easterly Waves (AEWs) and the African Easterly Jet (AEJ).

During the West African Monsoon (WAM) season, the monsoon flow brings moist air in the low levels of the atmosphere from the Gulf of Guinea to the continent. Using both numerical model analysis and observations from the JET2000 experiment, Parker *et al.* (2005) showed that the meridional advection of moist air from the Gulf of Guinea mainly occurs during the night in association with the development of a nocturnal jet. During daytime, water vapour is well mixed in the vertical and the meridional circulations are weaker. Lothon *et al.* (2008), who used the UHF wind profiler and radiosoundings at Niamey (western Niger; 13.5°N , 2.6°E), confirmed the role of the nocturnal low-level jet in bringing water vapour from the south during the night and the role of the daytime planetary boundary layer in mixing this water vapour within a large depth of the troposphere. Using a simplified 2D model (Peyrillé *et al.*, 2007), Peyrillé and Lafore (2007) have shown that this monsoon circulation helps to sustain deep convection.

*Correspondence to: Christelle Barthe, Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, Université de la Réunion, 15 avenue René Cassin, BP 7151, 97715 Saint-Denis Cedex 9, La Réunion, France.
E-mail: christelle.barthe@meteo.fr

Diagnosis of tropical cyclone activity through gravity wave energy density in the southwest Indian Ocean

C. Ibrahim,¹ F. Chane-Ming,¹ C. Barthe,¹ and Y. Kuleshov²

Received 16 February 2010; revised 1 April 2010; accepted 2 April 2010; published 11 May 2010.

[1] Tropical cyclone (TC) activity is diagnosed through convective gravity waves (GWs) observed in the upper troposphere (UT)/lower stratosphere (LS) above Tromelin island (15.53°S, 54.31°E) in the tropical southwest Indian Ocean. Monthly and weekly GW total energy densities derived from daily GPS windsonde data are compared with Outgoing Longwave Radiation (OLR) and TC hours in the vicinity of Tromelin. A relationship between GW energy density and TC activity is observed in the LS, for the TC season 2001/2002. Moreover TCs (local convection) produce GWs with total energy density mostly higher (lower) than 12 J kg^{-1} . A 10-season climatology (1997/1998–2006/2007) confirms that large values of GW total energy density in the LS are associated with weak values of OLR during the TC passage. Monthly total, kinetic and potential GW energy densities within 2000 km radius of Tromelin can be estimated using linear relationships with TC hours for a threshold of above 6 TC days per month. A linear relationship also exists between weekly GW total energy density in the LS and the activity of intense TCs above a threshold of 2 TC days per week within 1000 km radius of Tromelin. GW energy density in the LS could be used as a possible index to investigate TC activity in the UT/LS. **Citation:** Ibrahim, C., F. Chane-Ming, C. Barthe, and Y. Kuleshov (2010), Diagnosis of tropical cyclone activity through gravity wave energy density in the southwest Indian Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L09807, doi:10.1029/2010GL042938.

1. Introduction

[2] Tropical cyclones (TCs) are the most severe meteorological phenomena in the tropical southwest Indian Ocean (SWIO; 30–90°E and 0–40°S). The TC activity in this basin represents 10–12% of the total annual TC activity [Neumann, 1993] with an annual average of 5 TCs [Caroff *et al.*, 2008].

[3] TCs, as convective systems, are identified to be the sources of low frequency convective gravity waves (GWs) in the tropical basins [Chane-Ming *et al.*, 2010]. The GW activity influences the dynamics of the middle atmosphere as well as the general circulation [Fritts and Alexander, 2003].

[4] Previously, Hung and Smith [1978] suggested ray tracing of acoustic GWs from the upper atmosphere as a possible warning for hurricanes. More recent studies based

on observations or numerical simulations have shown the characteristics of GWs, their relationship with TCs, and their possible impact on the environment over some TC basins. For example, Dhaka *et al.* [2003] used a MU radar to observe high frequency GWs in the lower stratosphere due to the passage of the typhoon Orchid near Japan islands. Chun *et al.* [2007] investigated the primary sources of high frequency GWs as convective clouds in rainbands associated with typhoon Rusa near the Korean peninsula.

[5] Using the MM5 model, Kuester *et al.* [2008] gave insight into source mechanisms of GWs from hot tower regions of hurricane Humberto (2001) in the north-west Atlantic. Zonal mean flux of TC induced GWs in the northern hemisphere (NH) was estimated and shown to be a significant contribution in stratospheric forcing during hurricanes seasons. The analysis of convective GWs generated by typhoons Rusa and Ewiniar modeled by the MM5 and WRF models, respectively, also supported the importance of eastward propagating convective GWs in the middle latitudes for positive momentum forcing in the mesosphere in NH summer [Kim *et al.*, 2009].

[6] During TC Hudah landfall in the SWIO, Chane-Ming *et al.* [2002] detected large amounts of inertia GW energy density from vertical GPS windsonde data at Tromelin island. Recently, Chane-Ming *et al.* [2010] revealed a clear correlation between the daily maximum surface wind speed and the total energy density of low frequency GWs produced by intense TCs Dina and Faxai in the upper troposphere (UT)/lower stratosphere (LS). Among others, a positive contribution in total energy density of about 30% in the LS was quantified above Tromelin during intense TC Dina as compared with climatology in austral summer [Chane-Ming *et al.*, 2007].

[7] This study aims at diagnosing TC activity through the total energy density of low frequency convective GWs.

2. Data and Analysis

[8] A 10-year daily GPS windsonde dataset (1997–2007) is used to determine the GW energy density above Tromelin (15.53°S, 54.31°E). Daily vertical profiles of temperature, horizontal winds and relative humidity with 100-m vertical resolution are available from the surface up to ~25 km heights [Chane-Ming *et al.*, 2002]. Temperature and horizontal wind data accuracies are $\pm 0.1 \text{ K}$ and $< 1 \text{ m s}^{-1}$ respectively. More than 75% of daily profiles reached the altitude of 23 km. In this study, a first quality control procedure was applied to raw temperature and wind profiles at heights of 10–15 km (UT) and 19–23 km (LS) for GW analysis to remove erroneous profiles. Temperature profiles were selected using criteria of annual mean temperature and standard deviation $\pm 3\sigma$ while monthly mean values were

¹Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, Université de la Réunion, CNRS, Météo-France, Saint-Denis, France.

²National Climate Centre, Melbourne Australian Bureau of Meteorology, Melbourne, Victoria, Australia.

Chapitre 4

Production d'oxydes d'azote par les éclairs

Sommaire

4.1	Contexte	49
4.2	Développements de paramétrisations des LiNO_x pour les CRMs .	51
4.2.1	A partir d'un modèle explicite d'éclairs	51
4.2.2	Paramétrisation des LiNO _x	51
4.3	Principaux résultats	53
4.3.1	Production de LiNO _x lors de l'orage du 10 juillet 1996 (campagne STERAO)	53
4.3.2	Analyse de sensibilité sur les paramètres morphologiques de l'éclair . .	55
4.3.3	Transport de traceurs par la convection profonde	55
4.4	Conclusion	58

4.1 Contexte

L'intérêt porté aux oxydes d'azote ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$) troposphériques est largement dû à sa qualité de précurseur de l'ozone troposphérique. En affectant la concentration en OH, ils modifient aussi la capacité oxydante de l'atmosphère (Stockwell et al., 1999; Labrador et al., 2004). Les NO_x issus des sources anthropiques sont émis à la surface et doivent donc être transportés pour atteindre la troposphère libre. Les éclairs sont une source particulièrement importante de NO_x pour la troposphère libre puisqu'ils sont émis directement dans la moyenne et la haute troposphère où leur durée de vie est augmentée jusqu'à plusieurs jours (Bond et al., 2001). Ils peuvent être alors transportés sur de longues distances et affecter des régions initialement pauvres en NO_x . Cependant, de très grandes incertitudes persistent sur leur taux de production à la fois à l'échelle locale et globale. Dans leur article de revue sur les LiNO_x (pour Lightning-produced NO_x), Schumann et Huntrieser (2007) ont relevé dans la littérature des valeurs comprises entre 2 et 40×10^{25} molécules de NO produites par éclair. Ces incertitudes sont en grande partie liées à la difficulté d'observer directement ce phénomène ou à le répliquer en laboratoire.

Or, l'émission de NO_x par les éclairs est un élément primordial dans les modèles de chimie-transport (CTM pour Chemistry Transport Model) pour estimer le bilan global

de l'ozone. Les modèles globaux évaluent la production d'oxydes d'azote par les éclairs à environ 5 Tg(N) par an, mais avec une forte incertitude comprise entre 2 et 20 Tg(N) par an. Il s'agit d'une des plus fortes incertitudes sur le bilan global de l'ozone. Depuis les années 1980 et leur prise en compte dans les CTMs, il y a eu peu d'évolution dans les paramétrisations des LiNO_x. Le taux d'éclairs est en général paramétré en fonction des relations empiriques de Price et Rind (1992) et Price et al. (1997) basées sur la vitesse verticale maximale, voire en fonction du sommet du nuage. Le rapport de production de LiNO_x IC/CG est généralement constant quelle que soit la région et le type de convection, et égal à 0,1, 0,3 ou 1. Quant à la répartition verticale des LiNO_x, elle est constante ou suit la paramétrisation *C-shape* de Pickering et al. (1998) qui surestime généralement la production de LiNO_x en basse troposphère.

Il est donc indispensable d'étudier cette source à l'échelle de la convection résolue afin de mieux comprendre les phénomènes physiques en jeu dans la production de NO_x par les éclairs, avec pour objectif de mieux contraindre la paramétrisation de cette source dans les modèles globaux. La solution a priori la plus simple est de se servir des éclairs simulés par un modèle atmosphérique pour paramétrer la production de LiNO_x le long du chemin de l'éclair. Or, comme on l'a vu précédemment, peu de modèles mésoéchelles possèdent un schéma d'éclairs. La première tentative de calcul de la production d'oxydes d'azote par les éclairs dans un CRM avec un schéma complet d'activité électrique a été réalisée par Zhang et al. (2003a,b). Mais, dans le modèle qu'ils utilisent, le SEM de Helsdon et al. (2001), les éclairs sont uniquement composés d'un canal quasi-vertical qui se propage le long des lignes de champ électrique selon le modèle de Kasemir (1960). Les molécules de NO_x sont produites uniformément dans un halo autour du canal de l'éclair en proportion de l'énergie dissipée et de la charge électrique. Même s'ils arrivent à produire des bouffées de NO_x, le traitement de l'éclair n'est pas satisfaisant et peut impacter la production de LiNO_x, leur transport et les réactions chimiques dans lesquelles ils sont impliqués. Il est donc indispensable de modéliser la structure 3D et l'étalement horizontal de la décharge électrique nuageuse.

Mais ces modèles sont très coûteux numériquement, et même si les moyens de calcul ont considérablement augmenté, il est difficilement envisageable aujourd'hui de simuler la production explicite de LiNO_x au cours d'un événement orageux et les transformations chimiques que vont subir ces NO_x dans les heures et les jours qui suivent. Cela nécessiterait de coupler le modèle mésoéchelle à un schéma explicite d'éclair et à un schéma chimique, tous les deux extrêmement gourmands en ressources numériques. Le domaine de simulation devrait être suffisamment grand pour couvrir à la fois la production locale de NO_x dans l'orage, mais aussi leur transport en haute troposphère et leur transformation chimique à parfois grande distance du lieu d'émission. Ainsi, de nombreuses paramétrisations des LiNO_x ont vu le jour depuis les années 1990. On peut noter en particulier les paramétrisations développées dans le modèle de nuage Goddard Cumulus Ensemble (Pickering et al., 1998; DeCaria et al., 2000, 2005; Ott et al., 2007) et reprises dans WRF (Cummings et al., 2013), celle implémentée dans MM5 (Fehr et al., 2004) ou dans le modèle de Wang et Chang (1993) (Wang et Prinn, 2000). Pour chaque composante de ces paramétrisations de production de LiNO_x (taux d'éclairs, distribution spatiale des molécules de NO et quantité de NO produit par éclair), différentes paramétrisations existent. Cependant, chaque étape de la paramétrisation de la production de LiNO_x est entachée d'incertitudes qui n'ont jamais été quantifiées.

Le sujet de la production de NO_x par les éclairs est encore un sujet en plein

4.2 Développements de paramétrisations des LiNO_x pour les CRMs

développement comme en témoignent les campagnes de mesures régulières avec une composante sur la mesure des LiNO_x : STERAO (1996) à la frontière Colorado - Wyoming - Nebraska, EULINOX (1998) en Allemagne, STEPS (2000) aux USA, TROC-CINOX (2004) au Brésil, SCOUT-O3 (2005) en Australie, AMMA (2006) en Afrique de l'Ouest, et dernièrement DC3 (2012) sur 3 sites au Colorado, Alabama et Oklahoma, entre autres.

4.2 Développements de paramétrisations des LiNO_x pour les CRMs

4.2.1 A partir d'un modèle explicite d'éclairs

Suite au développement du schéma explicite d'activité électrique, l'inclusion d'une paramétrisation de la production des NO_x produits par les éclairs est venue tout naturellement. Jusque là, aucune étude sur la production de NO par les éclairs dans un modèle mésoéchelle n'était totalement satisfaisante. Le principal défaut de chacune de ces études vient de l'incertitude, voire de la mauvaise représentation de la distribution spatio-temporelle des LiNO_x produits. Or la localisation de la production des molécules de NO va impacter leur transport par les *updrafts/downdrafts* et ainsi leurs futures transformations chimiques.

L'objectif était donc d'utiliser la description 3D de l'éclair du schéma électrique pour la production de LiNO_x. Nous avons donc choisi dans un premier temps de paramétrer la production de LiNO_x en fonction de la longueur de l'éclair et de la pression atmosphérique (P) (Wang et al., 1998). Ainsi, en chaque point du canal de l'éclair, le nombre de molécules s'écrit simplement : $n_{NO} = a + bP$ (Barthe et al., 2007).

4.2.2 Paramétrisation des LiNO_x

Dans le cas où il n'existe pas de schéma électrique dans le modèle mésoéchelle qu'on souhaite utiliser, la solution consiste à utiliser ou développer une paramétrisation des LiNO_x. On doit alors paramétrer différentes composantes :

- le taux d'éclairs ;
- la distribution spatiale des éclairs ;
- la quantité de molécules de NO produites par éclair.

Pour chaque étape, différentes options existent.

La première chose à paramétrer est donc le taux d'éclairs et le rapport IC/CG. En effet, ces deux types de décharges ayant un comportement et surtout une localisation dans le nuage différents, elles doivent être traitées séparément. Le taux d'éclairs global peut être déterminé à partir de formules empiriques basées sur la vitesse verticale maximale (Price et Rind, 1992; Pickering et al., 1998; Fehr et al., 2004), à partir du taux de collision entre les cristaux de glace et les graupels pour tenter de représenter l'électrification du nuage (Wang et Prinn, 2000). D'autres études utilisent le taux d'éclairs observé (DeCaria et al., 2000, 2005; Ott et al., 2007). Cette solution, a priori alléchante, peut s'avérer un piège. Tout d'abord, il faut avoir accès à l'activité électrique totale. Or la majorité des réseaux sol ne mesurent que le taux de CG. Si on arrive à avoir accès au taux d'éclairs total, des problèmes de correspondance temporelle entre l'orage simulé et l'orage observé peuvent apparaître.

L'objectif de la paramétrisation que j'ai développé dans le modèle WRF pendant mon post-doc au NCAR, est d'estimer l'activité électrique dans chaque cellule convective prise individuellement pour en déduire la production de LiNOx. En effet, lorsque différentes cellules convectives sont présentes dans le domaine de simulation, elles peuvent être à différents stades de maturité et par conséquent ne produisent pas toutes d'éclairs. J'ai donc développé un algorithme qui détecte les cellules potentiellement électrisées. Pour que des éclairs soient générés, Zipser et Lutz (1994) montrent que la vitesse verticale doit excéder un seuil de 10-12 m s⁻¹. Un seuil de 15 m s⁻¹ est utilisé dans le modèle pour détecter la présence d'une cellule pouvant générer des éclairs.

Le taux d'éclairs dans chaque cellule est ensuite diagnostiqué à partir du produit des flux de masse de glace précipitante (f_p) et non-précipitante (f_{np}) (Blyth et al., 2001; Latham et al., 2007; Deierling et al., 2008; Barthe et al., 2010b). Pour chaque cellule convective, le taux d'éclairs (F_{MF} en fl. min⁻¹) est donc calculé à partir de : $F_{MF} = 1,13 \times 10^{-15} \times f_{np} \times f_p$. Le coefficient $1,13 \times 10^{-15}$ est déterminé en comparant les résultats du modèle et les données d'éclairs observés.

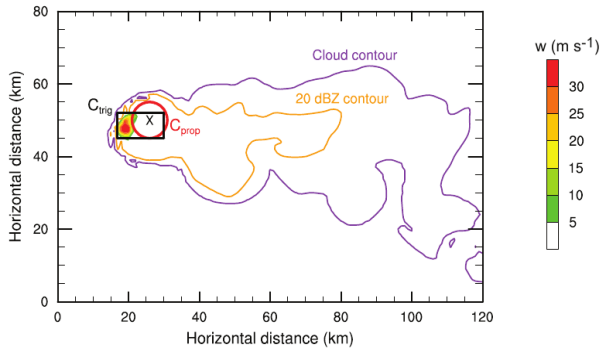


Figure 4.1: Coupe horizontale à 9,5 km msl de la vitesse verticale (en couleurs, m s⁻¹) pendant le stade supercellule de l'orage du 10 juillet 1996 lors de la campagne STERAO. Le rectangle noir, la croix noire et le cercle rouge représentent la région où un éclair peut être initié (C_{trig}), le point de déclenchement d'un éclair, et la région horizontale dans laquelle un éclair peut se propager (C_{prop}). Tiré de Barthe et Barth (2008).

Le traitement du déclenchement et de la propagation des éclairs est basé sur les travaux de Ott et al. (2007). Les éclairs sont déclenchés sous le vent du cœur convectif (Proctor, 1981; Christian et al., 1999; Ushio et al., 2003) dans la région définie par le rectangle noir sur la Figure 4.1. Cette région C_{trig} est définie par le cœur convectif et s'étend jusqu'à 10 km sous le vent. Le centre de la région où un éclair peut se propager est choisi au hasard dans la partie glacée du nuage comprise dans C_{trig} (croix noire sur la Figure 4.1). Un cylindre centré sur ce point et de rayon 4 km délimite alors la région C_{prop} où un éclair peut se propager (cercle rouge sur la Figure 4.1). Les points de C_{prop} où l'éclair peut se propager sont réduits aux points où on trouve des hydrométéores glacés puisque les particules de glace sont les principales particules porteuses de charge.

Les points de l'éclair sont répartis verticalement selon une distribution bimodale puisque cette structure est la plus communément observée (Shao et Krehbiel, 1996; Krehbiel et al., 2000; Rison et al., 1999; Wiens et al., 2005; Bruning et al., 2007) et simulée (Mansell et al., 2002; Barthe et Pinty, 2007a; Rioussset et al., 2007). Ainsi pour chaque niveau d'altitude, les points atteints par l'éclair sont choisis au hasard parmi tous les points possibles de C_{prop} . Cette technique permet de reproduire la structure 3D du canal de l'éclair et sa tortuosité. Deux options sont implémentées pour la longueur de l'éclair : soit elle est constante, soit elle suit une distribution lognormale (Defer et al., 2003; Pinty et Barthe, 2008).

4.3 Principaux résultats

La quantité de molécules de NO produites par unité de longueur d'éclair suit Wang et al. (1998) et Barthe et al. (2007) (cf Section 4.2.1).

4.3 Principaux résultats

4.3.1 Production de LiNO_x lors de l'orage du 10 juillet 1996 (campagne STERAO)

L'orage du 10 juillet 1996 observé lors de la campagne de mesures STERAO est un cas d'étude intéressant pour les LiNO_x puisqu'on dispose d'observations (taux d'éclairs total et fraction de CG, mesures de NO) (Dye et al., 2000) et qu'il est relativement facile à simuler dans un cadre idéalisé (Skamarock et al., 2000, 2003). C'est donc ce cas d'étude qui a été choisi pour analyser la production de LiNO_x par Meso-NH.

Tout d'abord, Meso-NH reproduit bien la transition d'une structure multicellulaire vers une structure supercellulaire en fin de vie, à la fois d'un point de vue dynamique et d'un point de vue électrique (Barthe et al., 2007). La Figure 4.2 illustre la production

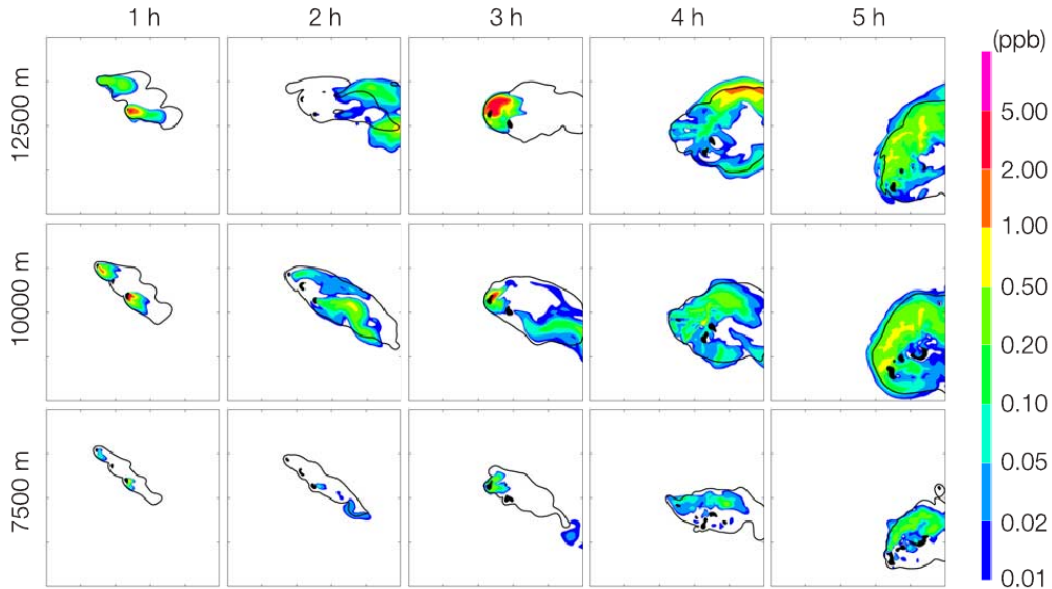


Figure 4.2: Coupes horizontales à 12500 m (haut), 10000 m (milieu) et 7500 m (bas) du champ de LiNO_x (ppb) à 1, 2, 3, 4 et 5 heures de simulation. Les zones avec des updrafts supérieurs à 10 m s^{-1} sont représentées en noir. Les contours nuageux sont en noirs. Tiré de Barthe et al. (2007).

des molécules de NO par les éclairs dans ou à proximité du cœur convectif avec des pics de LiNO_x supérieurs à 2 ppb à 1 h et 3 h au moment des *bursts* convectifs. Ces maxima liés à la production de LiNO_x sont principalement localisés en haute troposphère en lien avec la prédominance des IC dans cet orage. Lang et al. (2000) ont mis en relation ce rapport anormalement faible de CG/IC avec des régions de charge localisées en altitude. On notera aussi que les cellules convectives, pendant le stade multicellulaire notamment, ne produisent pas toutes des LiNO_x ou alors dans des quantités différentes. Ces oxydes d'azote sont ensuite transportés par le flux horizontal et dilués dans l'enclume.

Cette simulation a été réalisée dans le cadre d'un exercice d'intercomparaison de transport d'espèces chimiques dans des modèles de nuage (Barth et al., 2007). Huit modèles ont donc simulé le même orage dans le but de comprendre comment ces modèles se comportent pour le transport de six espèces. Tous les modèles reproduisent bien le changement de structure de l'orage et le transport par la convection du monoxyde de carbone (CO) et de l'ozone (O_3). Par contre, on observe de fortes différences selon les modèles lorsqu'on analyse les champs de NO_x . Grâce à son traitement explicite de l'activité électrique, Meso-NH est le seul modèle à reproduire de façon satisfaisante les concentrations de NO_x observées le long du *transect* du Citation (Figure 4.3). En

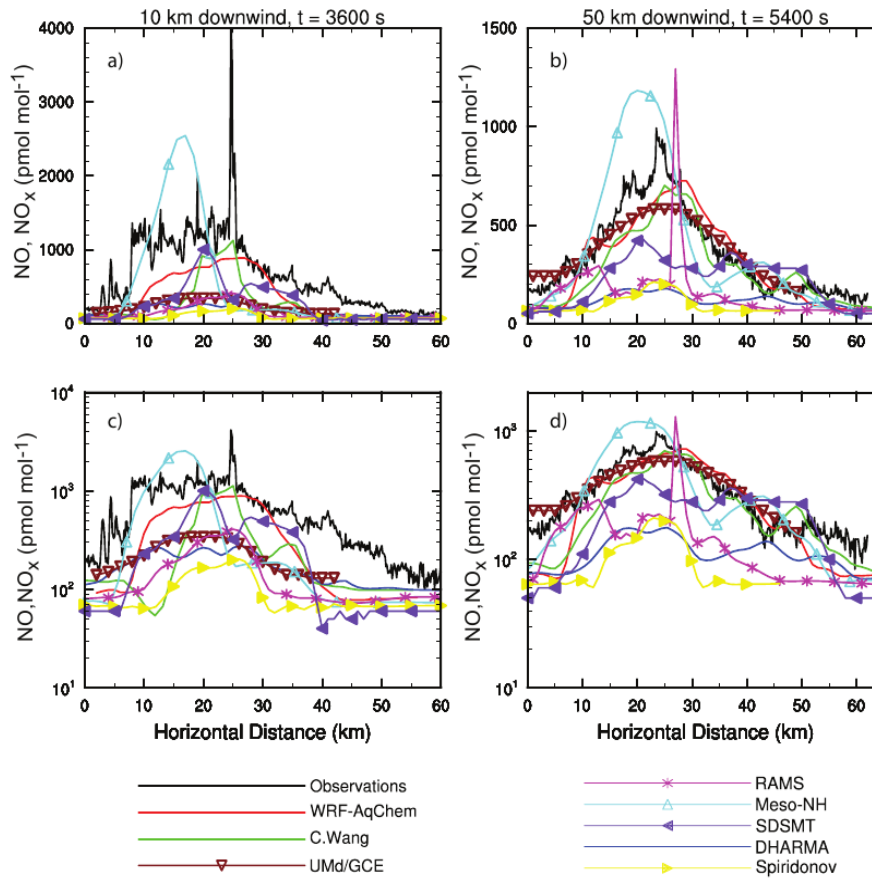


Figure 4.3: Mesures de NO (courbe noire) issues des vols du Citation pour des transects à 10 km sous le vent de la cellule sud-est à 11,6 km msl à 3600 s (gauche), et à 50 km sous le vent de la cellule convective sud-est à 11,2 km msl à 5400 s. Le rapport de mélange de NO_x est tracé avec une échelle linéaire sur les figures du haut et avec une échelle logarithmique sur les figures du bas. Tiré de Barth et al. (2007).

particulier, sur le *transect* 10 km sous le vent, près des lieux de production, seul Meso-NH reproduit un pic supérieur à 1000 ppb. Tous les autres modèles présentent un *transect* homogène, avec des valeurs inférieures à 1000 ppb, voire à 400 ppb pour la majorité des modèles. Seul Meso-NH reproduit la dilution des NO_x dans l'enclume, avec des quantités de NO_x inférieures lorsque l'on se déplace sous le vent. Les autres modèles affichent des valeurs semblables quelle que soit la position sous le vent. Ceci est en partie

4.3 Principaux résultats

dû au fait que ces paramétrisations distribuent les LiNO_x de façon volumique, comme si les molécules de NO étaient instantanément diffusées dans le nuage.

4.3.2 Analyse de sensibilité sur les paramètres morphologiques de l'éclair

C'est suite à cet exercice d'intercomparaison et à la diversité de résultats obtenus par les modèles ayant une paramétrisation des LiNO_x que j'ai développé dans WRF une nouvelle paramétrisation des LiNO_x pour les modèles de nuage ne possédant pas de schéma électrique explicite. Hormis l'intérêt de disposer d'une nouvelle paramétrisation des LiNO_x , mon objectif était de comprendre quel était l'impact des choix faits pour les composantes de la paramétrisation des LiNO_x . Ainsi, pour chaque étape (taux d'éclairs, distribution spatiale des points de l'éclair, quantité de NO produit par point), j'ai inclus différentes options disponibles dans la littérature. J'ai donc étudié l'impact de la paramétrisation du taux d'éclairs, du taux de CG, de l'altitude de production des pics de NO, de la longueur des éclairs, de la distribution spatiale des molécules de NO et du taux de production de NO par éclair (Tableau 4.1).

Ces tests de sensibilité montrent un fort impact du taux d'éclairs, de la distribution spatiale et de la quantité de molécules produites par les éclairs. Par contre, dans cet orage très cisailé et dominé par les éclairs intra-nuage, l'impact du rapport CG/IC et le taux de production de molécules de NO par CG n'est pas significatif. Ces résultats sont visibles sur la Figure 4.4 qui représente une coupe verticale 60 km sous le vent du cœur convectif du rapport de mélange du NO (pmol mol^{-1}) pendant la phase de transition. On remarque principalement que distribuer uniformément les molécules de NO dans tout le nuage ne permet pas de reproduire correctement la distribution spatiale et la quantité de LiNO_x dans l'enclume. Or ceci est primordial pour les transformations chimiques qui vont suivre. Ce résultat est aussi illustré sur la Figure 4.5 sur laquelle on observe des *transects* de NO à travers l'enclume pendant le stade multicellulaire près du cœur convectif et pendant le stade supercellulaire à 50 km sous le vent du principal noyau de convection. On voit clairement que la distribution uniforme dans tout le nuage (simulations *VOL_20*, *VOL_CLD* et *VOL_ALLCLD*) ne permet pas de reproduire les valeurs observées à la fois près des lieux de production et en aval. Près des sources de LiNO_x , le transect du rapport de mélange de NO pour les simulations *VOL_20*, *VOL_CLD* et *VOL_ALLCLD* montre des valeurs presque 2 fois plus faibles que les valeurs observées. Par contre, en aval des lieux de production, ces simulations tendent logiquement à surestimer les rapports de mélange de NO. Alors que le nombre moyen de moles de NO par éclair et la quantité totale de LiNO_x produit pendant la durée de vie de l'orage sont similaires entre la simulation de référence et les simulations *VOL_20*, *VOL_CLD* et *VOL_ALLCLD*, on a une sous-estimation des pics de NO par rapport à la simulation de référence, et une surestimation du flux de NO à travers l'enclume. Dans les simulations utilisant ce type de paramétrisation, on peut donc être tenté d'augmenter artificiellement le nombre moyen de moles de NO produites par éclair pour "coller" aux observations.

4.3.3 Transport de traceurs par la convection profonde

La dernière étude que je souhaite exposer dans ce chapitre ne concerne pas directement la production de NO_x par les éclairs, mais plutôt le transport de traceurs

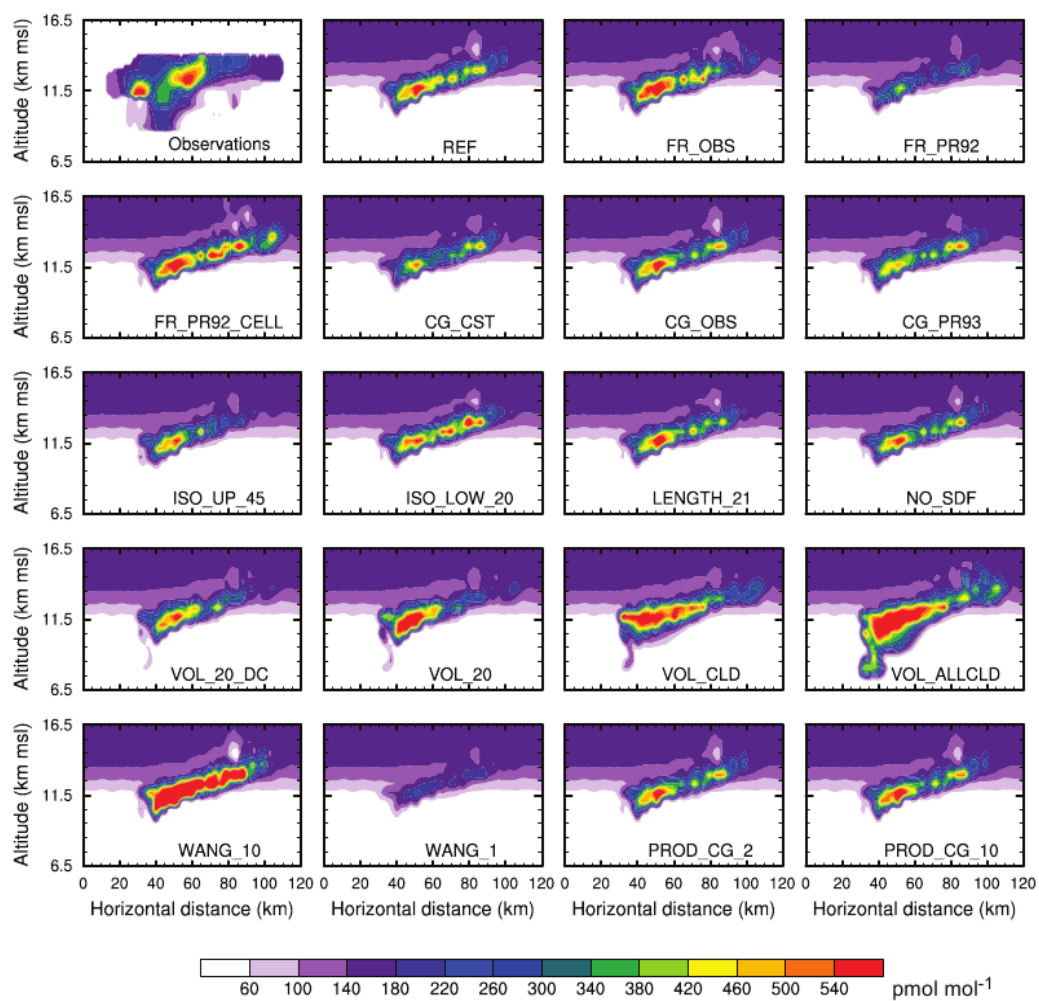


Figure 4.4: Coupe verticale 60 km sous le vent du cœur convectif du rapport de mélange du NO (pmol mol^{-1}) à travers l'enclume à 6000 s. Les observations sont un composite des mesures avion entre 2316 et 0036 UTC (issu de *Skamarock et al. (2003)*). Les différentes simulations sont définies dans le Tableau 4.1. Tiré de *Barthe et Barth (2008)*.

4.3 Principaux résultats

Table 4.1: Résumé des tests de sensibilité. *CG ratio* est le rapport du taux d'éclairs total sur le taux de *CG*. *MF* : dérivé du produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante ; *Obs.* : Observations ; *PR92* : *Price et Rind (1992)* pour le système global ; *PR92/cell* : *Price et Rind (1992)* dans chaque cellule ; *Cst* : constant ; *LN* : distribution lognormale ; *SDF* : short duration flashes ; *DC00/-/-* : distribution bimodale issue de *DeCaria et al. (2000)*/isotherme inférieur (°C)/isotherme supérieur (°C) ; P_{IC} : taux de production par mètre d'éclair *IC* ; P_{CG} : taux de production par mètre d'éclair *CG* ; W : paramètres a et b issus de *Wang et al. (1998)*.

Expérience	Taux d'éclairs total	CG ratio	Longueur de l'éclair	SDF	Cellules	Distribution horizontale	Distribution verticale	Taux de production par longueur d'éclair
REF	MF	0	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
FR_OBS	Obs.	Obs.	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
FR_PR92	PR92	0	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
FR_PR92_CELL	PR92/cell	0	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
CG_CST	MF	Cst	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
CG_OBS	MF	Obs.	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
CG_PR93	MF	PR93	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
ISO_UP_45	MF	0	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-45	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
ISO_LOW_20	MF	0	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-10/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
LENGTH_21	MF	0	21 km	non	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
NO_SDF	MF	0	LN	non	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
VOL_20_DC	MF	0	21 km	non	oui	20 dBZ	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
VOL_20	MF	0	21 km	non	oui	20 dBZ	uniforme	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
VOL_CLD	MF	0	21 km	non	oui	nuage	uniforme	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
VOL_ALLCLD	MF	0	21 km	non	non	nuage	uniforme	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 5$
WANG_10	MF	0	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W \times 10$
WANG_1	MF	0	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG} = W$
PROD_CG_2	MF	Obs.	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG}/2 = W \times 5$
PROD_CG_10	MF	Obs.	LN	oui	oui	aléatoire	DC00/-15/-50	$P_{IC} = P_{CG}/10 = W \times 5$

passifs dans un système convectif (*Barthe et al., 2011*). Cette partie a pour objectif d'illustrer l'importance de bien paramétrer la localisation spatio-temporelle des sources de NO dans le nuage car selon leur distribution initiale, l'effet du transport peut être déterminant pour les transformations chimiques à suivre.

Meso-NH a donc été utilisé pour étudier le transport vertical de la basse vers la haute troposphère dans un système convectif de mésoéchelle sur le Niger le 15 août 2004. Cinq traceurs passifs ont été initialement confinés dans des couches horizontales homogènes suivant les travaux de *Lafore et Moncrieff (1989)*, *Scala et al. (1990)*, *Lu et al. (2000)*, *Yasunaga et al. (2004)* et *Mullendore et al. (2005)*. Chaque traceur considéré comme insoluble est initialisé avec un rapport de mélange de 1 nmol mol^{-1} dans sa couche source et 0 en dehors. Les 5 traceurs sont initialement confinés entre les altitudes 0 et 1,5 km (couche de mousson), 1,5 et 4,5 km (couche sèche correspondant au Jet d'Est Africain ou JEA), 4,5 et 7,5 km, 7,5 et 10 km, et au delà de 10 km (haute troposphère / basse stratosphère). On a montré que le traceur de la couche de mousson est le plus efficacement transporté dans la haute troposphère avec des concentrations 3 à 4 fois plus élevées que les autres traceurs dans l'enclume (Figure 4.6). Au contraire, le

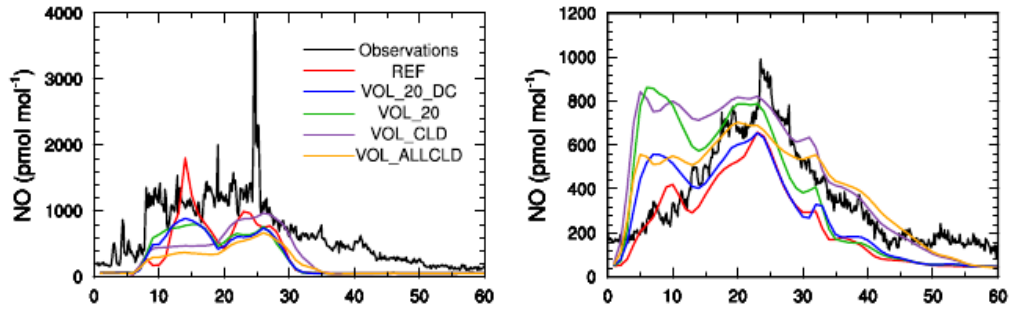


Figure 4.5: Transects de NO à travers l'enclume pendant le stade multicellulaire ($t = 3600$ s) à 11,6 km msl et 10 km sous le vent de la cellule sud-est (gauche) et pendant le stade de transition ($t = 5400$ s) à 11,2 km msl et 50 km sous le vent du principal noyau convectif (droite) pour les observations (courbe noire), et les simulations REF (courbe rouge), VOL_20_DC (courbe bleue), VOL_20 (courbe verte), VOL_CLD (courbe violette) et VOL_ALLCLD (courbe jaune). Tiré de *Barthe et Barth (2008)*.

traceur du JEA a la plus faible contribution au dessus de 5 km d'altitude. La présence d'un pic secondaire de rapport de mélange des traceurs de la moyenne troposphère (TR3 et TR4) autour de 13-14 km d'altitude dans la partie convective du système souligne l'importance de l'air de moyenne troposphère dans l'alimentation de la haute troposphère.

Cette étude, bien que portant sur des traceurs passifs idéalisés, renforce l'idée qu'il est extrêmement important de bien distribuer spatialement les LiNO_x. Dans le cas contraire (distribution uniforme sur la verticale ou sur tout le nuage, par exemple), ils pourraient ne pas être disponibles pour les transformations chimiques ou en trop grande quantité selon le type de répartition verticale et horizontale utilisée.

4.4 Conclusion

Mes travaux sur la production des oxydes d'azote par les éclairs dans des modèles à échelle kilométrique montrent que l'un des éléments clé est la distribution spatiale des NO_x produits par les éclairs dans le nuage. Cette distribution initiale va conditionner, à travers le transport, la répartition verticale finale des NO_x et donc leur impact sur la production d'ozone.

Si l'importance des LiNO_x sur le bilan de l'ozone est maintenant avéré, des incertitudes demeurent quant à leur réponse à des changements dans la convection, notamment pour leur paramétrisation dans les modèles globaux (IGAC, 2006). Ainsi, dans l'objectif d'améliorer la paramétrisation des LiNO_x dans les modèles globaux, les simulations de cas d'étude bien documentés doivent être multipliés à méso-échelle. En particulier, il sera indispensable, avec le même modèle et le même protocole, de simuler des orages à la fois continentaux et maritimes, des moyennes latitudes et tropicaux, pour vérifier si la paramétrisation testée est robuste.

A mon sens, ces simulations devraient être effectuées avec un schéma explicite d'éclairs couplé à une paramétrisation de la production de NO_x le long du canal de l'éclair. Des campagnes de mesures dédiées comme DC3, avec des mesures 3D des éclairs, permettront une avancée significative. Seulement deux modèles sont actuelle-

4.4 Conclusion

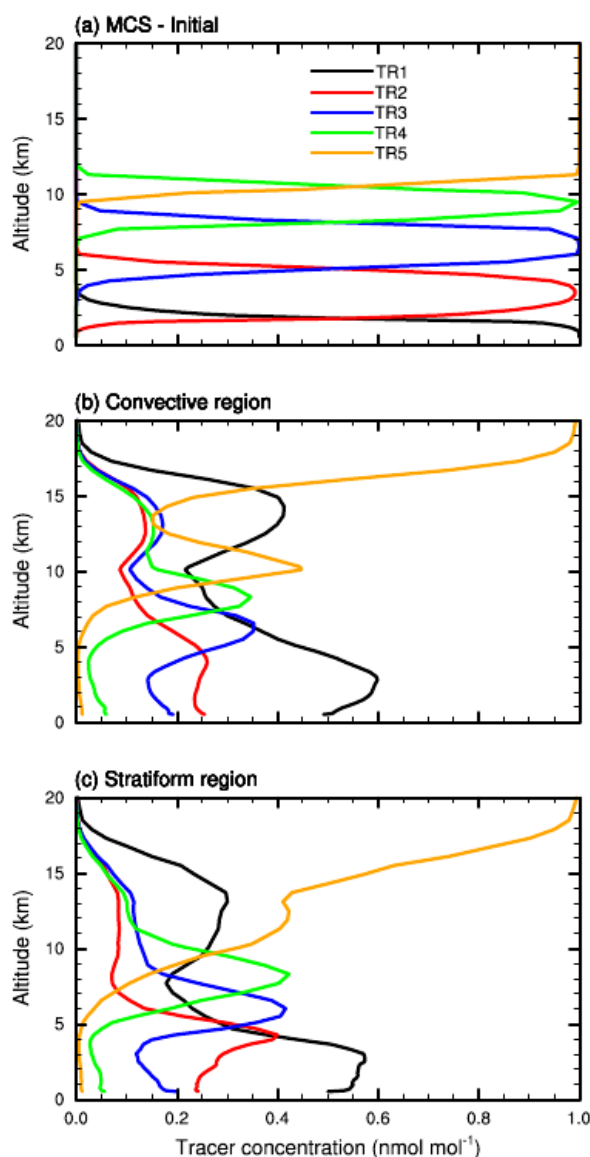


Figure 4.6: Profils verticaux de la concentration de traceurs passifs (nmol mol^{-1}) le 15 août 2004 à 0200 UTC avant le déclenchement du MCS (a) et à 1900 UTC dans les parties (b) convective et (c) stratiforme. En (a), les concentrations sont moyennées sur le sous-domaine ($16,6-19,0^\circ \text{N}$; $6,4-9,0^\circ \text{E}$). Les régions convective et stratiforme sont définies comme les zones dans lesquelles les précipitations instantanées sont supérieures et inférieures, respectivement, à 5 mm h^{-1} . Tiré de *Barthe et al. (2011)*.

ment en capacité de produire ce type de simulation d'activité électrique couplée en ligne à un schéma chimique pour analyser le devenir des LiNOx sur plusieurs jours. Le modèle WRF-ARW a été récemment doté d'un schéma électrique explicite complet sur le modèle de celui de Mansell et al. (2005) (Fierro et al., 2013). Pour le traitement des éclairs, les auteurs reviennent sur les modèles de Ziegler et MacGorman (1994) et MacGorman et al. (2001), le schéma de Mansell et al. (2002) étant jugé excessivement coûteux numériquement et inadapté à un objectif opérationnel. Or, le principal défaut de WRF découle probablement de sa force, à savoir la multitude d'équipes scientifiques de différents organismes et différents pays qui développent au sein de ce modèle. Les développements dans WRF ne sont pas systématiquement mis en commun pour l'ensemble des utilisateurs : une simulation couplée électricité - chimie sera donc peut-être difficile à mettre en œuvre si les développements sur l'électricité et ceux sur la chimie ne sont pas mutualisés. Quant à Meso-NH, l'électricité et la chimie sont dans la version standard et pourraient être couplés sans problème technique majeur.

Le problème viendra probablement du coût numérique d'une telle simulation, mais les progrès constants au niveau des moyens de calcul devraient permettre de faire sauter ce verrou rapidement.



Lightning-produced NO_x in an explicit electrical scheme tested in a Stratosphere-Troposphere Experiment: Radiation, Aerosols, and Ozone case study

Christelle Barthe,¹ Jean-Pierre Pinty,¹ and Céline Mari¹

Received 13 April 2006; revised 1 September 2006; accepted 5 October 2006; published 21 February 2007.

[1] An explicit lightning-produced nitrogen oxide (LNO_x) scheme has been implemented in a 3-D mesoscale model. The scheme is based on the simulation of the electrical state of the cloud and provides a prediction of the temporal and spatial distribution of the lightning flashes. The frequency and the 3-D morphology of the lightning flashes are captured realistically so fresh nitrogen oxide molecules can be added along the complex flash path as a function of the pressure, as suggested by results from laboratory experiments. The scheme is tested on the 10 July 1996 Stratosphere-Troposphere Experiment: Radiation, Aerosols, and Ozone (STRAO) storm. The model reproduces many features of the observed increase of electrical activity and LNO_x flux density between the multicell and supercell stages. LNO_x dominates the NO_x budget in the upper part of the cells with instantaneous peak concentrations exceeding 4 ppbv, as observed. The computed flux of NO_x across the anvil shows a mean value of $6 \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ during the last 90 min of the simulation. This value is remarkably stable and compares favorably with the observations.

Citation: Barthe, C., J.-P. Pinty, and C. Mari (2007), Lightning-produced NO_x in an explicit electrical scheme tested in a Stratosphere-Troposphere Experiment: Radiation, Aerosols, and Ozone case study, *J. Geophys. Res.*, *112*, D04302, doi:10.1029/2006JD007402.

1. Introduction

[2] Nitrogen oxides ($\text{NO}_x \equiv \text{NO} + \text{NO}_2$) are important trace gases in the atmosphere since they are precursors of tropospheric ozone. They control the photochemical regimes of the troposphere and the hydroxyl radical concentration which is the main oxidant of numerous chemical species. NO_x also has an influence in the stratosphere where it reacts with the odd oxygen in the ozone layer.

[3] Lightning flashes are considered to be a major natural source of the NO_x budget. Lightning-produced NO_x (LNO_x) is directly available in the upper troposphere where its lifetime is large compared to lower altitudes. However, a large uncertainty exists in LNO_x production at the global scale where the estimates range from 2 to 20 Tg(N) yr^{-1} [Lee *et al.*, 1997]. This is partly due to the complexity of deep convective processes in the tropics, but also to the incomplete understanding of the physical processes related to the separation of the electric charges, the triggering of lightning flashes and finally the LNO_x production at storm scale.

[4] In global models, LNO_x production relies on a parameterization of the lightning activity and assumes a bulk vertical distribution. The often used parameterization of Price and Rind [1992] calculates the flash frequency as

a power function of cloud top height. Other parameterizations are based on the vertical mass flux [Allen and Pickering, 2002], on the convective precipitation [Meijer *et al.*, 2000] or on the convective available potential energy [Choi *et al.*, 2005]. In retrospect, it is the excessive LNO_x sensitivity to these poorly constrained electrical proxies [Choi *et al.*, 2005] that motivates the present work.

[5] An avenue for improved modeling of the global LNO_x source is through cloud resolving models (CRM) with explicit three-dimensional representation of the dynamics and microphysics of the storms and of their electrical properties. So far just a few CRM-based electrification studies have been undertaken [Helsdon and Farley, 1987; Helsdon *et al.*, 1992; Mansell *et al.*, 2002; Barthe *et al.*, 2005; Altaratz *et al.*, 2005]. Among these, only the first three models are potentially able to model LNO_x production given the predicted electrical state of deep convective clouds. This is testimony to the difficulty of devising, setting up and testing a true lightning scheme that can reproduce both the frequency and the spatial extent of lightning flashes associated with the distribution of electrical charges and of the electric field in deep convection events.

[6] The purpose of this study is to demonstrate that a LNO_x production can be reasonably well simulated with an explicit electrical scheme [Barthe *et al.*, 2005] once coupled to a laboratory calibrated NO production per discharge length [Wang *et al.*, 1998] in a 3-D mesoscale model. We first show why previous lightning parameterizations fail or seem not well suited to predict the spatial and the temporal

¹Laboratoire d'Aérodynamique, Université Paul Sabatier and Centre National de la Recherche Scientifique, Toulouse, France.

Cloud-scale model intercomparison of chemical constituent transport in deep convection

M. C. Barth¹, S.-W. Kim^{1,*}, C. Wang², K. E. Pickering^{3,**}, L. E. Ott^{3,**}, G. Stenchikov⁴, M. Leriche^{5,***}, S. Cautenet⁵, J.-P. Pinty⁶, Ch. Barthe⁶, C. Mari⁶, J. H. Helsdon⁷, R. D. Farley⁷, A. M. Fridlind^{8,****}, A. S. Ackerman^{8,****}, V. Spiridonov⁹, and B. Telenta¹⁰

¹National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA

²Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA

³University of Maryland, College Park, MD, USA

⁴Rutgers University, New Brunswick, NJ, USA

⁵CNRS/University Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, France

⁶CNRS/Paul Sabatier University, Toulouse, France

⁷South Dakota School of Mines and Technology, Rapid City, SD, USA

⁸NASA-Ames Research Center, Moffett Field, CA, USA

⁹Hydrometeorological Institute, Skopje, Macedonia

¹⁰SENES Consultant Ltd., Toronto, Canada

* now at: ESRL/CSD and CIRES, University of Colorado, Boulder, CO, USA

** now at: NASA-Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA

*** now at: CNRS/Paul Sabatier University, Toulouse, France

**** now at: NASA-GISS, New York City, NY, USA

Received: 14 May 2007 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 8 June 2007

Revised: 6 September 2007 – Accepted: 8 September 2007 – Published: 18 September 2007

Abstract. Transport and scavenging of chemical constituents in deep convection is important to understanding the composition of the troposphere and therefore chemistry-climate and air quality issues. High resolution cloud chemistry models have been shown to represent convective processing of trace gases quite well. To improve the representation of sub-grid convective transport and wet deposition in large-scale models, general characteristics, such as species mass flux, from the high resolution cloud chemistry models can be used. However, it is important to understand how these models behave when simulating the same storm. The intercomparison described here examines transport of six species. CO and O₃, which are primarily transported, show good agreement among models and compare well with observations. Models that included lightning production of NO_x reasonably predict NO_x mixing ratios in the anvil compared with observations, but the NO_x variability is much larger than that seen for CO and O₃. Predicted anvil mixing ratios of the soluble species, HNO₃, H₂O₂, and CH₂O, exhibit significant differences among models, attributed to different schemes in these models of cloud processing including the role of the

ice phase, the impact of cloud-modified photolysis rates on the chemistry, and the representation of the species chemical reactivity. The lack of measurements of these species in the convective outflow region does not allow us to evaluate the model results with observations.

1 Introduction

Convective processing of trace gas species is an important means of moving chemical constituents rapidly between the boundary layer and free troposphere, and is also an effective way of cleansing the atmosphere through wet deposition. Because of these two processes, the effect of convection on chemical species is critical to our understanding of chemistry-climate studies, air quality studies, and the effects of acidic precipitation on the earth's surface.

In large-scale models convective parameterizations have been developed primarily on the basis of mass and heat fluxes. An intercomparison of several convective parameterizations used in both global and regional scale models shows that there is significant variability among the parameterizations (Xie et al., 2002; Tost et al., 2006). Lawrence and Rasch (2005) compared tracer transport in deep convection

Correspondence to: M. C. Barth
(barthm@ucar.edu)

Evaluation of a new lightning-produced NO_x parameterization for cloud resolving models and its associated uncertainties

C. Barthe^{1,*} and M. C. Barth¹

¹National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA

* now at: Laboratoire d'Aérodynamique, CNRS/Université Paul Sabatier, Toulouse, France

Received: 18 February 2008 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 4 April 2008

Revised: 3 July 2008 – Accepted: 15 July 2008 – Published: 18 August 2008

Abstract. A new parameterization of the lightning-produced NO_x has been developed for cloud-resolving models. This parameterization is based on the unique characteristics of identifying which convective cells are capable of producing lightning based on a vertical velocity threshold and estimating the lightning flash rate in each convective cell from the non-precipitation and precipitation ice mass flux product. Further, the source location is filamentary instead of volumetric as in most previous parameterizations.

This parameterization has been tested on the 10 July 1996 Stratospheric-Tropospheric Experiment: Radiation, Aerosols and Ozone (STERAO) storm. Comparisons of the simulated flash rate and NO mixing ratio (control experiment) with observations at different locations and stages of the storm show good agreement. An individual flash produces on average 121 ± 41 moles of NO ($7.3 \pm 2.5 \times 10^{25}$ molecules NO) for the simulated high cloud base, high shear storm that is dominated by intra-cloud flash activity. Sensitivity tests have been performed to study the impact of the flash rate, the cloud-to-ground flash ratio, the flash length, the spatial distribution of the NO molecules, and the production rate per flash on the NO concentration and distribution. Results show a strong impact from the flash rate, the spatial placement of the lightning- NO_x source and the number of moles produced per flash. On the other hand, the simulations show almost no impact from the different cloud-to-ground (CG) ratios and the lightning- NO_x production rates per CG flash used as input to the model.

1 Introduction

Lightning flashes are considered to be a major source for nitrogen oxides ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$) in the upper troposphere. However, large uncertainties remain for their production rate both at the local and global scales. A recent review of the global lightning-produced NO_x (LNO_x) source (Schumann and Huntrieser, 2007) states that a typical storm produces $2\text{--}40 \times 10^{25}$ NO molecules per flash. In their review, Schumann and Huntrieser (2007) suggest that the global production estimate from observations and chemistry-transport models (CTM) is likely $2\text{--}8 \text{ Tg(N) yr}^{-1}$.

Results of cloud-resolving models (CRM) can be used to derive the production rate of NO per flash, the relative contribution of intra-cloud and cloud-to-ground flashes (DeCaria et al., 2005; Ott et al., 2007), the vertical profile of LNO_x (Pickering et al., 1998; DeCaria et al., 2005), and the geographical flash rate for use in CTMs. Two approaches for diagnosing LNO_x production in CRMs can be distinguished. First, the LNO_x production can be deduced from an explicit electrical scheme (Zhang et al., 2003; Barthe et al., 2007b) in which the lightning flash path is explicitly computed. This approach allows distributing the NO at the exact location of the simulated flash path, but complete explicit electrical schemes (cloud electrification and electric charge neutralization by lightning discharges) are only available in a few models (Helsdon et al., 1992; Mansell et al., 2002; Barthe et al., 2005). Second, a parameterization of the LNO_x production can be used. In the last decade, several LNO_x parameterizations have been developed for CRMs. One of the first parameterizations was developed by Pickering et al. (1998) using the Goddard Cumulus Ensemble cloud model with further improvements by DeCaria et al. (2000, 2005) and Ott et al. (2007). Other parameterizations have been implemented in MM5 (Fehr et al., 2004) or in the Wang and Chang (1993) model (Wang and Prinn, 2000). For each component of the



Correspondence to: C. Barthe
(christelle.barthe@aero.obs-mip.fr)

Numerical study of tracers transport by a mesoscale convective system over West Africa

C. Barthe¹, C. Mari², J.-P. Chaboureaux², P. Tulet^{1,3}, F. Roux², and J.-P. Pinty²

¹Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR8105, CNRS – Université de la Réunion and Météo-France, Saint-Denis, La Réunion, France

²Laboratoire d'Aérodynamique, UMR5560, CNRS – Université de Toulouse, Toulouse, France

³CNRM-GAME, URA1357, CNRS – Météo-France, Toulouse, France

Received: 14 January 2011 – Revised: 21 March 2011 – Accepted: 27 April 2011 – Published: 3 May 2011

Abstract. A three-dimensional cloud-resolving model is used to investigate the vertical transport from the lower to the upper troposphere in a mesoscale convective system (MCS) that occurred over Niger on 15 August 2004. The redistribution of five passive tracers initially confined in horizontally homogeneous layers is analyzed. The monsoon layer tracer (0–1.5 km) is the most efficiently transported in the upper troposphere with concentrations 3 to 4 times higher than the other tracers in the anvil. On the contrary the African Easterly Jet tracer (~3 km) has the lowest contribution above 5 km. The vertical profiles of the mid-troposphere tracers (4.5–10 km) in the MCS exhibit two peaks: one in their initial layers, and the second one at 13–14 km altitude, underlying the importance of mid-tropospheric air in feeding the upper troposphere. Mid-tropospheric tracers also experience efficient transport by convective downdrafts with a consequent increase of their concentrations at the surface. The concentration of the upper troposphere–lower stratosphere tracer exhibits strong gradients at the edge of the cloud, meaning almost no entrainment of this tracer into the cloud. No downward transport from the upper troposphere is simulated below 5 km. A proxy for lightning produced NO_x is transported preferentially in the forward anvil in the upper troposphere. Additionally, lateral inflows significantly contribute to the updraft and downdraft airflows emphasizing the three-dimensional structure of the West African MCSs.

Keywords. Meteorology and atmospheric dynamics (Convective processes)

1 Introduction

It has long been recognized that deep convection in the tropics has a primary role in the global atmospheric circulation and energetics of the tropical atmosphere by extracting heat and momentum from the planetary boundary layer and redistributing it to the upper troposphere. In the 1980s, the pioneer works of Chatfield and Crutzen (1984) and Dickerson et al. (1987) have shown the potential role of deep tropical convection in the redistribution of trace gases from the lower to the upper troposphere. Since then, the role of deep convection as a venting process for trace gases and aerosols has been inferred from aircraft measurements, satellite observations and theoretical studies.

The impact of convection on atmospheric chemistry is complex. Sensitivity studies show potential for both the enhancement and diminution of ozone formation (Lelieveld and Crutzen, 1994; Thompson et al., 1997). Despite major improvements over the last two decades, further progress is still needed to parameterize deep convection in large-scale models (Randall et al., 2003; Arakawa, 2004; Barret et al., 2010; Ruti et al., 2011). As a major consequence, there is currently no consensus on the net effect of convective transport on the ozone budget in the upper troposphere. Based on analyses with global models, Lawrence et al. (2003), and Doherty et al. (2005) reached opposite conclusions that deep convection induces a net increase or decrease of ozone in the upper troposphere. Tost et al. (2006) pointed out the parameterization of deep convection as the main source of uncertainties in determining the sign and magnitude of ozone production in the global models. Based on a global model calculation, Prather and Jacob (1997) demonstrated that convective transport turns over the upper troposphere at rate (0.08 day⁻¹) comparable to photochemical processes controlling the abundance of HO_x and NO_x. Using aircraft



Correspondence to: C. Mari
(celine.mari@aero.obs-mip.fr)

Chapitre 5

L'activité électrique comme indicateur de l'état dynamique et microphysique du nuage

Sommaire

5.1	Contexte	65
5.2	Détection de l'activité électrique en zone océanique	66
5.2.1	Le réseau WWLLN	66
5.2.2	Efficacité de détection du réseau dans la région sud-ouest Indien	68
5.2.3	Climatologie des éclairs dans le bassin Indien sud-ouest	70
5.3	Recherche de "proxies" de l'activité électrique	72
5.3.1	L'approche basée sur les observations	72
5.3.2	L'approche combinant modélisation et observations	73
5.3.3	L'approche modélisation explicite	74
5.4	Activité électrique et intensification des cyclones	76
5.5	Conclusion	81

5.1 Contexte

Même si les moyens de calcul ont augmenté et continuent de croître de façon considérable, prévoir explicitement l'activité électrique d'un système convectif est toujours extrêmement coûteux en temps de calcul. Pour pallier à cela, il est intéressant d'étudier les corrélations entre le taux d'éclairs et différents paramètres microphysiques et dynamiques directement issus des modèles. Outre l'intérêt pour déterminer la quantité d'oxydes d'azote produits par les éclairs (cf Chapitre 4), de telles relations pourraient être utilisées pour assimiler l'information électrique, estimer la quantité de glace dans les nuages convectifs, déterminer le stade de l'orage pour la prévision immédiate...

J'ai débuté sur cette thématique par le biais de la production des oxydes d'azote par les éclairs lors de mon séjour post-doctoral au [NCAR](#). Lorsque j'ai voulu développer une paramétrisation des [LiNOx](#) dans le modèle [WRF](#) s'est posé le problème de la détermination du taux d'éclairs. En 2007, peu de paramétrisations du taux d'éclairs existaient, hormis celle de [Price et Rind \(1992\)](#) développée initialement pour des modèles

de grande échelle. En se basant sur les travaux de [Williams et al. \(1985\)](#) qui ont déduit à partir de la théorie de [Vonnegut \(1963\)](#) une relation en puissance entre le sommet du nuage et le taux d'éclairs, [Price et Rind \(1992\)](#) ont développé une paramétrisation du taux d'éclairs en utilisant comme variable le sommet du nuage ou la vitesse verticale maximale, avec des formulations différentes en conditions océaniques et continentales. Cependant, [Boccippio \(2001\)](#) a démontré que la formulation océanique de [Price et Rind \(1992\)](#) conduisait à des vitesses verticales inconsistantes avec les observations satellites. Quant à la formulation continentale, elle a été largement utilisée, mais aussi modifiée, dans les [CRMs](#).

A la fin des années 1990 et au début des années 2000, de nombreuses études ont aussi tenté de relier le taux d'éclairs (principalement les [CG](#)) et les précipitations, deux paramètres observés en routine par une grande partie des services nationaux de prévision météorologique. L'un des objectifs était de mieux prévoir les inondations associées aux orages sévères. Mais les résultats montrent une forte variabilité selon les conditions environnementales, la région et le type d'orage comme l'ont souligné [Petersen et al. \(2005\)](#). Ils montrent une relation beaucoup plus forte entre le taux d'éclairs et la microphysique en phase glace comme prévu par la théorie de l'électrisation du nuage selon le processus non-inductif.

A partir de la fin des années 2000, les tentatives de mise en relation du taux d'éclairs total avec des paramètres dynamiques ou microphysiques se sont multipliées. Les objectifs de telles études se diversifient. L'intérêt pour les [LiNOx](#) est toujours présent, mais les objectifs de ces études sont de plus en plus variés : l'amélioration des prévisions des orages et de certains phénomènes associés (grêle, tornades...), la définition du rôle de la convection dans les modèles de climat, l'estimation quantitative des précipitations ou l'assimilation de données. En s'appuyant sur les travaux de [Blyth et al. \(2001\)](#), [Latham et al. \(2007\)](#) et [Deierling et al. \(2008\)](#) ont mis en évidence une relation forte entre le taux d'éclairs, le flux de particules glacées précipitantes et le flux ascendant de cristaux de glace. De nombreuses autres relations entre le taux d'éclairs et des paramètres dynamiques et microphysiques ont ensuite été développées : le volume d'*updraft* ([Deierling et Petersen, 2008](#)), la masse de glace précipitante ([Deierling et al., 2008](#); [Formenton et al., 2013](#)), l'*updraft* moyen à la base de la zone de chargement ([Formenton et al., 2013](#)), la réflectivité radar maximale ([Pessi et Businger, 2009](#)), le contenu en glace intégré sur la verticale ([Petersen et al., 2005](#); [Pessi et Businger, 2009](#)), le volume de réflectivité radar supérieur au seuil 40 dBZ ([Buguet et al., 2013](#))...

5.2 Détection de l'activité électrique en zone océanique

5.2.1 Le réseau WWLLN

Les zones océaniques comme l'océan Indien sont des régions où la couverture en données satellite et radar est relativement pauvre comparée aux zones continentales. La détection de l'activité électrique dans ces régions, beaucoup plus économique que les plateformes satellite ou radar, est donc un moyen d'avoir des informations sur les caractéristiques des systèmes orageux.

Les éclairs ne sont pas un phénomène continu, mais sont composés d'événements successifs avec des propriétés physiques et radiatives, et des échelles spatiales et temporelles différentes. Chacune des composantes de l'éclair émet des ondes électromagnétiques

5.2 Détection de l'activité électrique en zone océanique

à des énergies différentes dans une large bande spectrale. Différentes techniques de détection des éclairs ont donc été développées. Chaque type de détecteur opère dans une gamme de fréquences spécifiques, et est donc sensible à certaines composantes de l'éclair. Mais, à ce jour, aucune technique ne couvre tous les aspects physiques de la décharge.

Par exemple, les instruments **OTD** ou **LIS** à bord du satellite **TRMM** détectent le rayonnement émis par les éclairs dans le domaine optique (**Christian et al., 2003**). Les imageurs **VHF** permettent de détecter et de localiser la totalité des éclairs (**IC** et **CG**) (**Rison et al., 1999**; **Defer et al., 2001**). Le Lightning Mapping Array (**LMA**) (**Thomas et al., 2001**) permet d'étudier l'évolution et la structure 3D des éclairs intra-nuage et nuage-sol à très haute résolution. Or, la partie **VHF** du spectre (*leaders, recoil streamers*) n'est détectable qu'à quelques dizaines de kilomètres de la source.

Le rayonnement **LF-VLF** des éclairs (arc en retour, *pulses* de décharges intranuage) est détectable à plusieurs centaines (réseau **LInet**, **Betz et al. (2004)**, et réseau Météorage¹ en France par exemple) voire plusieurs milliers de kilomètres de la source ; la surface terrestre et l'ionosphère se comportant comme un guide d'onde. Ainsi quelques dizaines de détecteurs sur le globe permettent d'avoir une localisation en temps réel de l'activité électrique globale. Cependant, l'efficacité de détection des sources **VLF** est relativement faible (quelques pour cent à quelques dizaines de pour cent), et seuls les éclairs les plus énergétiques (courants > 10 kA) sont détectés et localisés à quelques kilomètres ou dizaines de kilomètres près selon la région. Cependant ce type de réseaux est indispensable car il permet de recenser l'activité électrique dans des régions où l'on ne dispose pas d'observations conventionnelles, comme à la surface des océans.

Dans le contexte du bassin Indien sud-ouest, seul un réseau sol basé sur la détection du rayonnement **VLF** des éclairs peut être mis en place. Pour localiser les éclairs, le réseau longue distance doit comporter plusieurs capteurs qui peuvent être situés à plusieurs milliers de kilomètres de la source. A mon arrivée à La Réunion, seul le réseau **WWLLN** (World Wide Lightning Location Network – <http://webflash.ess.washington.edu/>) avait une couverture mondiale. Cependant, en examinant la distribution des stations sur le globe, on observait un "trou" dans le bassin Indien sud-ouest diminuant l'efficacité de détection et augmentant l'erreur de localisation dans la zone. En juillet 2010, une station a été installée à Gillot, et la station **WWLLN** de La Réunion est devenue opérationnelle en octobre 2010 (Figure 5.1) grâce notamment à Y. Courcoux et F. Gabarrot (**LACy** puis **UMS 3365**). Les données globales du réseau sont, depuis, téléchargées toutes les semaines sur un serveur du **LACy**. La station de La Réunion est en cours de déménagement sur le site du Maïdo pour pouvoir bénéficier d'une plus large visée sur Madagascar et l'Afrique. Les *sferics* se propageant moins bien sur continent, la station de La Réunion est cruciale pour cette partie du globe qui est sous-instrumentée, mais qui est l'une des plus électriquement actives. La station de La Réunion permet de détecter des *strokes* à plus de 5000 km, et jusqu'à 12000 km (Source : R. H. Holzworth). Cependant, sur le site de Gillot, le signal est relativement bruité, réduisant sa sensibilité. On espère que le déplacement au Maïdo pourra augmenter les performances de la station.

L'extension du réseau **WWLLN** à d'autres îles de l'océan Indien, comme par exemple Mayotte, Kerguelen/Amsterdam/Crozet, les Seychelles et/ou Diego Garcia est freiné par la liaison internet de mauvaise qualité dans le bassin.

1. <http://www.meteorage.fr>

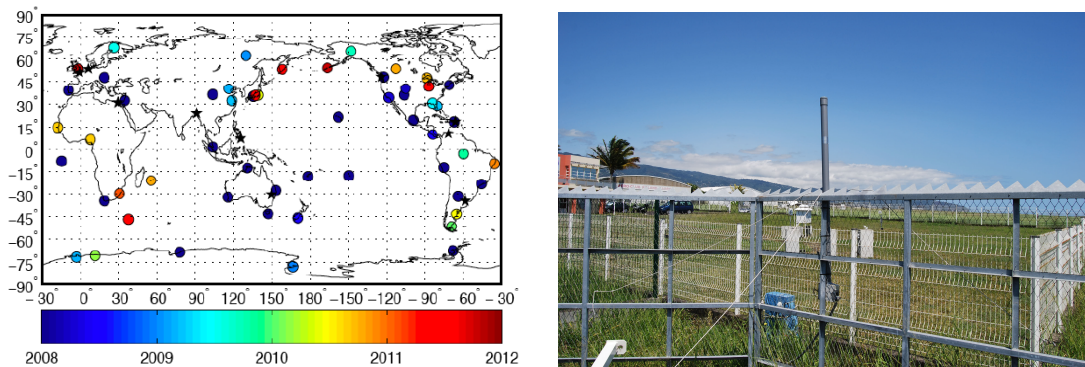


Figure 5.1: A gauche : Localisation des détecteurs du WWLLN : le code couleurs indique l'année de mise en service. Les stations installées avant 2008 sont indiquées en bleu foncé. Les étoiles noires montrent les stations installées depuis 2012. A droite : antenne WWLLN installée sur le site de Gillot.

5.2.2 Efficacité de détection du réseau dans la région sud-ouest Indien

Afin de vérifier si le WWLLN est un outil adapté à l'étude de l'activité électrique dans notre bassin, il était indispensable d'analyser sa capacité à localiser correctement les éclairs. Avant la mise en service de la station WWLLN à La Réunion, cinq jets géants ont été enregistrés avec une caméra noir et blanc et un appareil photo couleurs par un amateur, Patrice Huet, au dessus d'une cellule orange localisée au large de Sainte Rose le 7 mars 2010 (Figure 5.2). Outre le caractère exceptionnel de ce phénomène (depuis

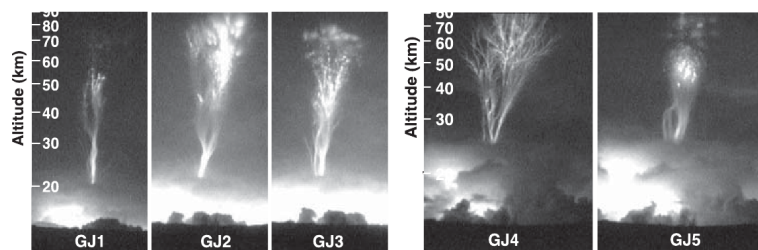


Figure 5.2: Images des 5 jets géants observés au large de la côte est de La Réunion à différents stades de leur développement. Tiré de Soula et al. (2011).

leur découverte en 2001, peu de cas ont été documentés) (Soula et al., 2011, 2012), cette observation a été l'occasion de tester l'efficacité de détection et l'erreur de localisation du WWLLN. Les éclairs issus du WWLLN ont été comparés aux éclairs optiques issus des vidéos (Figure 5.3). On voit bien que malgré une efficacité de détection inférieure à celle d'un capteur optique, la tendance du taux d'éclairs observés par le WWLLN est identique à la tendance du taux d'éclairs optiques. D'autre part, si l'on examine la localisation des éclairs par-rapport aux températures de sommet du nuage observées par le radiomètre du satellite Meteosat 7, on observe que les éclairs vus par le WWLLN sont bien colocalisés avec les températures les plus froides de sommet du nuage. La Figure 5.4 montre aussi que la partie est de la cellule est la plus active électriquement, en accord avec la localisation estimée des jets géants.

5.2 Détection de l'activité électrique en zone océanique

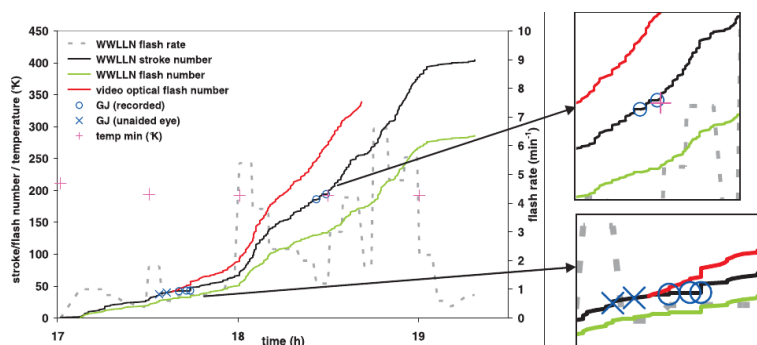


Figure 5.3: Evolution temporelle du taux d'éclairs (courbe en pointillés) moyenné sur des intervalles de 5 minutes, du nombre d'éclairs cumulé (courbe en trait plein) détectés par le WWLLN et des éclairs optiques détectés par la video. Tiré de Soula et al. (2011).

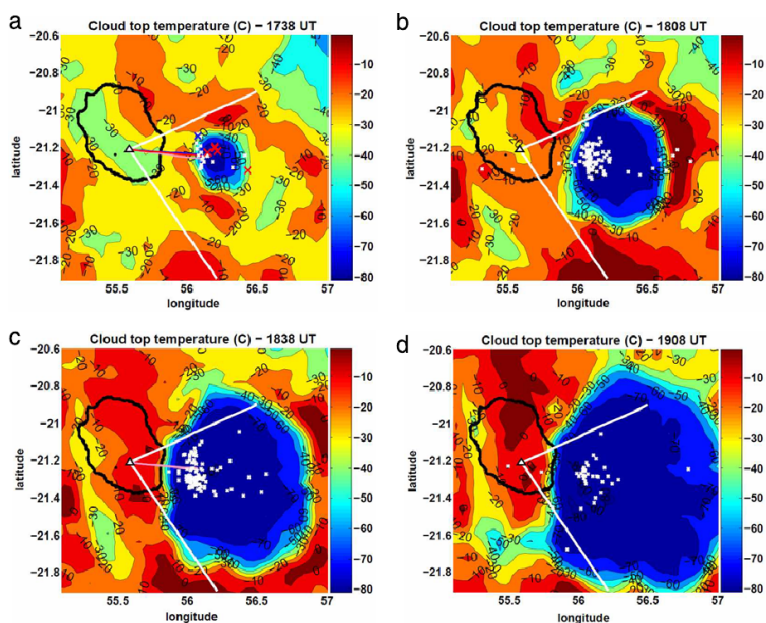


Figure 5.4: Température du sommet du nuage dans la zone de l'orage ayant produit les jets géants à (a) 1738 UTC, (b) 1808 UTC, (c) 1838 UTC et (d) 1908 UTC. Les éclairs détectés par le WWLLN sur une période de 20 minutes centrée sur l'heure de l'image satellite sont indiqués avec des croix blanches. Les croix bleue et rouge indiquent les éclairs associés respectivement aux jets 1 et 3. Tiré de Soula et al. (2011).

Table 5.1: Efficacité de détection du *WWLLN* (%) en fonction de la climatologie *LIS/OTD* utilisée comme référence.

Année	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
Efficacité de détection	2,0	3,4	5,0	4,7	6,6	8,3	8,5

Durant sa thèse, Christophe Bovalo a estimé l'efficacité de détection du *WWLLN* dans la région du bassin sud-ouest Indien [10°N-15°S, 30°E-110°E]. Pour cela, la densité annuelle moyenne d'éclairs dans cette région est calculée à partir des données *LIS/OTD* considérées comme référence. Le protocole utilisé est identique à celui décrit par *DeMaria et al. (2012)*. Pour chaque année, le rapport entre le taux d'éclairs annuel moyen dans la région d'étude et le taux d'éclairs annuel moyen issu de la climatologie *LIS/OTD* est calculé (Tableau 5.1). Les efficacités de détection du *WWLLN* pour le sud-ouest de l'océan Indien sont similaires à celles obtenues par *Abarca et al. (2010)* pour les USA. Par contre, elles diffèrent des valeurs obtenues par *DeMaria et al. (2012)* pour l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord-Est à partir de 2009. Plusieurs hypothèses pouvant expliquer ces différences ont été avancées et notamment la distribution des stations dans la région, la différence de propagation du signal sur terre et sur mer, et l'efficacité des stations.

5.2.3 Climatologie des éclairs dans le bassin Indien sud-ouest

Les données du *WWLLN* ont été compilées pour réaliser une climatologie de l'activité électrique sur le sud-ouest de l'Océan Indien, de 2005 à 2011. L'objectif était double : (i) vérifier la qualité des données du *WWLLN*, et (ii) analyser la répartition de l'activité électrique dans la zone et sa variabilité. Pour chaque année de l'étude, les données du *WWLLN* sont multipliées par un facteur de calibration selon le protocole de *DeMaria et al. (2012)*. Etant donné que l'erreur de localisation du *WWLLN* dans la zone est estimé à 10-20 km (*Rodger et al., 2009*), la climatologie est réalisée à 0,5° de résolution.

La Figure 5.5 représente la distribution trimestrielle de l'activité électrique pour la période 2005-2011. Sur l'année, les maxima d'activité électrique sont bien localisés sur le continent maritime et au sud-ouest du Sri Lanka ($> 50 \text{ fl. km}^{-2} \text{ an}^{-1}$), mais aussi sur Madagascar et sur les Grands Lacs d'Afrique de l'est ($> 10 \text{ fl. km}^{-2} \text{ an}^{-1}$), montrant un bon accord avec les études globales précédentes menées à partir de données satellites (*LIS* et *OTD*) (*Christian et al., 2003*). Le bassin sud-ouest Indien est caractérisé par une saison humide (novembre à avril), et par une saison sèche (mai à octobre). Comme prévu, l'activité électrique est plus intense pendant la saison humide lorsque la zone de convergence intertropicale est présente sur tout le bassin. Pendant la saison sèche, l'activité électrique est rare entre 10°S et 25°S : la présence de l'anticyclone des Mascareignes diminue l'intensité de la convection. Ainsi, l'activité électrique est surtout concentrée sur l'océan, à l'est de l'Afrique du Sud et de Madagascar. Une analyse statistique a montré que l'*ENSO* est le principal mode de variabilité pour l'activité électrique dans certaines régions. Par contre, on montre que l'impact de l'Oscillation de Madden-Julian sur l'activité électrique est faible dans cette région.

On montre aussi que les éclairs associés aux tempêtes et cyclones tropicaux représentent

5.2 Détection de l'activité électrique en zone océanique

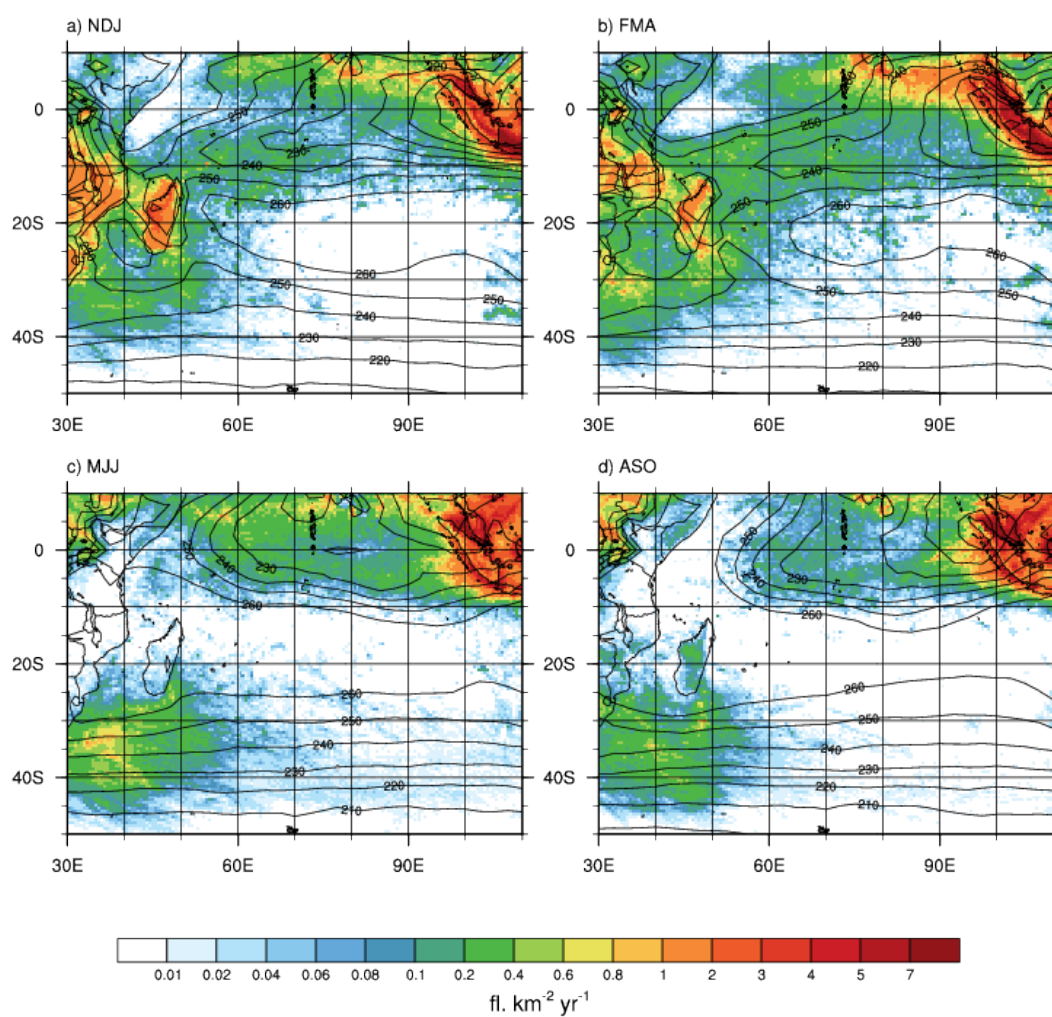


Figure 5.5: Distribution trimestrielle de l'activité électrique ($\text{fl. km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) pour la période 2005-2011 : (a) novembre, décembre et janvier, (b) février, mars et avril, (c) mai, juin et juillet, et (d) août, septembre et octobre. Les contours noirs correspondent aux valeurs d'OLR (W m^{-2}). Tiré de *Bovalo et al. (2012)*.

entre 50 et 100 % de l'activité totale dans certaines régions océaniques du bassin (entre 10°S et 20°S) (Bovalo et al., 2012). Or, relier l'activité électrique des cyclones tropicaux à leurs variations d'intensité est une préoccupation majeure de la communauté scientifique internationale, comme le montrent les conclusions du workshop de Monterey, CA, en 2009 (Geernaert et al., 2010).

5.3 Recherche de "proxies" de l'activité électrique

Lorsque l'on souhaite mettre en relation le taux d'éclairs avec des paramètres dynamiques et microphysiques, on se heurte à divers problèmes. J'ai donc abordé cette thématique sous différents angles, et avec différents outils. Ces approches sont complémentaires compte tenu des avantages et défauts de chacune des études menées qui sont exposées dans la suite.

5.3.1 L'approche basée sur les observations

Dans le cadre du Projet Electricité Atmosphérique pour la Campagne Hymex (PEACH), M. Buguet (LA) a mis en place pendant sa thèse une méthode d'analyse des relations entre la dynamique, la microphysique et le taux d'éclairs pour les systèmes convectifs en France métropolitaine. Cette analyse est basée sur les données radar du réseau opérationnel de Météo-France ARAMIS et sur les données foudre du réseau Météorage. La difficulté principale est d'identifier les systèmes convectifs, mais aussi de trouver un paramètre microphysique et/ou dynamique en lien avec l'activité nuage-sol qui est détectée par Météorage. (éclairs nuage-sol). Mon rôle dans la thèse de Magalie Buguet s'est limité à une expertise sur le sujet des *proxies* et à une aide sur la partie détection des cellules convectives puisque j'avais développé une version préliminaire de l'algorithme d'identification des cellules à partir des données radar du MIT pendant mon post-doc au LA/CNRM. Cependant, il me semble important de développer cette partie ici pour bien montrer comment s'articule la progression de mes travaux sur cette thématique.

Etant donné que dans un domaine d'étude peuvent coexister différents amas convectifs à différents stades de leur évolution, il est important de délimiter les zones dans lesquelles les calculs vont être faits (ces régions sont appelées ZO pour zones orageuses). La méthodologie mise au point par M. Buguet a été appliquée sur l'événement fortement précipitant du 6-8 septembre 2010 sur le sud-est de la France, dans la région du projet HyMeX. Le masque des différents systèmes convectifs détectés dans un rayon de 250 km autour du radar de Nîmes est calqué sur le champ de réflectivité radar maximale par colonne seuillée à 20 dBZ (Figure 5.6). Les paramètres les plus représentatifs de l'activité nuage-sol sont le volume de réflectivité radar supérieure à 40 dBZ et la masse de glace précipitante. Magalie Buguet montre aussi que le produit des masses de glace pourrait remplacer favorablement le produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante comme *proxy* du taux de CG car il donne des résultats similaires avec des calculs plus simples (Buguet, 2012).

Or, le nombre de données par système orageux est limité par différents facteurs : (1) le système doit être dans un rayon de 130 km autour du radar pour que les données polarimétriques soient disponibles et exploitables, (2) le système doit être à plus de 70 km du radar de Nîmes (90 km du radar de Monclar) pour que les données microphysiques soient accessibles au moins jusqu'à 12 km d'altitude (cone de silence au zénith du radar),

5.3 Recherche de "proxies" de l'activité électrique

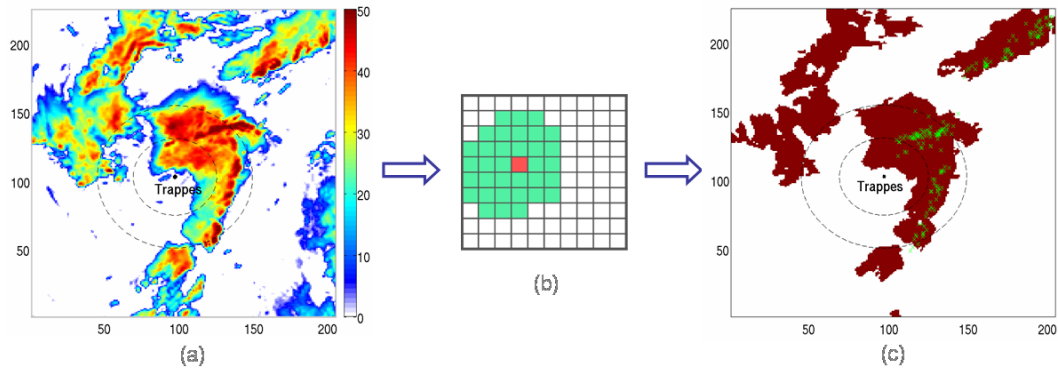


Figure 5.6: Représentation schématique de zones orageuses (ou ZO) : (a) distribution du maximum de réflectivité radar par colonne, (b) empreinte du champ continu de réflectivité radar avec des valeurs supérieures ou égales à 40 dBZ, et (c) empreinte de la zone orageuse identifiée (en marron) et localisation des CG superposées (croix vertes). Tiré de *Buguet et al. (2013)*.

(3) les données radar ne sont disponibles que toutes les 15 minutes. A cela s'ajoute la difficulté de restituer des distributions de différents types d'hydrométéores à partir du champ de réflectivité radar. Le fait de rechercher uniquement les correspondances entre le taux de CG et certains paramètres peut être à la fois un avantage et une limitation. En effet, l'information sur les éclairs nuage-sol est parfois la seule information électrique disponible en continu et en temps réel, et c'est donc la seule qui pourrait être utilisée dans un futur proche pour améliorer la prévision immédiate des orages. Par contre, les éclairs nuage-sol ne constituent qu'un pourcentage, parfois très faible, de l'activité électrique totale du nuage. Ils ne sont donc pas forcément représentatifs de l'état dynamique et microphysique du nuage. Pour la question de la prévision à très courte échéance, la question est de savoir si les CG sont précurseurs de précipitations intenses ou de grêle. Par contre, pour l'assimilation de données telle que l'entendent *Mansell et al. (2007)*, *Pessi et Businger (2009)* ou *Fita et al. (2009)*, l'information nuage-sol peut être suffisante puisque les éclairs y sont utilisés comme un *proxy* pour l'absence ou la présence de convection profonde.

5.3.2 L'approche combinant modélisation et observations

L'un des objectifs de mon post-doc au NCAR était de préparer des outils de modélisation pour la campagne DC3, et notamment une paramétrisation de la production de LiNO_x par les éclairs. Or, lorsqu'un modèle ne possède pas de schéma électrique explicite, il est indispensable de paramétrer le taux d'éclairs pour avoir accès à leur production d'oxydes d'azote. L'exercice d'intercomparaison de modèles mésoéchelles dans le cadre du transport de constituants chimiques en convection profonde mené par Mary C. Barth (NCAR/ACD- MMM) avait révélé que les taux d'éclairs paramétrés dans les modèles n'étaient pas satisfaisants (*Barth et al., 2007*). D'autre part, au même moment, Wiebke Deierling, en post-doc ASP au NCAR dans le groupe EOL, était en train de finaliser ses articles sur l'analyse de *proxies* à partir d'observations (données radar et éclairs) (*Deierling et al., 2008*; *Deierling et Petersen, 2008*). L'une des thématiques scientifiques qu'elle souhaitait développer concernait la prévision immédiate des orages sévères en utilisant ces *proxies*. Nous nous sommes donc lancées dans cette étude mêlant

observation et modélisation.

Pour étudier quelles relations entre les paramètres nuageux et l'activité électrique totale peuvent être utilisés dans les modèles de nuage résolu afin de diagnostiquer le taux d'éclairs, j'ai réalisé des simulations de deux orages différents avec le modèle [WRF](#). Les orages simulés sont l'orage du 10 juillet 1996 de la campagne [STERA0](#) et un système orageux peu intense sur le nord de l'Alabama le 13 juillet 2005. Les résultats du modèle sont comparés avec les valeurs des paramètres nuageux déduits des données radar Doppler polarimétrique et avec les données électriques disponibles. Les paramètres étudiés sont : la vitesse verticale maximale, l'altitude du sommet du nuage, le volume de nuage avec des vitesses verticales supérieures à 5 m s^{-1} , la masse de glace précipitante, le produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante. Les résultats (Figure 5.7) montrent que la masse de glace précipitante, la vitesse verticale maximale et le produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante semblent être les paramètres les plus prometteurs pour déterminer le taux d'éclairs ([Barthe et al., 2010b](#)).

Les résultats obtenus dépendent largement de la qualité des caractéristiques de l'orage – volume de l'orage, morphologie, microphysique et dynamique – simulé. Les paramètres qui dépendent fortement d'une prévision précise de multiples caractéristiques pourraient ne pas être aussi robustes que des paramètres plus simples. Ceci explique probablement pourquoi le maximum de vitesse verticale, dans cette étude, donne de meilleurs résultats que le produit des flux de masse de glace qui est pourtant fortement lié théoriquement à l'électrification du nuage ([Blyth et al., 2001](#)). D'autre part, s'il n'y a pas une très bonne correspondance temporelle entre les événements observés et simulés, la qualité des résultats sera largement affectée. Comparer les paramètres issus du modèle aux observations d'éclairs montre donc des limites assez rapidement. Afin de compléter les deux approches précédentes, il est indispensable d'utiliser une approche basée uniquement sur la modélisation explicite de l'activité électrique dans un modèle de nuage.

5.3.3 L'approche modélisation explicite

Comme on l'a vu précédemment, les orages simulés ne peuvent pas reproduire à l'identique les orages observés, notamment en terme de correspondance temporelle. Pour s'affranchir de ce type de problème, j'ai donc proposé de mener une approche complémentaire modèle – modèle rendue possible par le modèle Meso-NH couplé à [CELLS](#) ([Barthe et al., 2012](#)). Ce travail a débuté dans le cadre du stage de Master2 de C. Bovalo que j'ai coencadré en 2010 avec J.-P. Pinty ([LA](#)). Une routine a été développée dans Meso-NH pour calculer automatiquement, à intervalles réguliers choisis par l'utilisateur, un certain nombre de paramètres microphysiques et dynamiques, et le comparer au taux d'éclairs simulés par Meso-NH. Cette étude se poursuit dans le cadre de la thèse de C. Bovalo avec une extension à une dizaine de systèmes convectifs variés. L'objectif est non seulement d'étudier les corrélations possibles entre le taux d'éclairs et les paramètres microphysiques et dynamiques, mais aussi d'examiner les différences de comportement de ces relations dans les différents types d'orages (moyennes latitudes vs. tropiques, continentaux vs. océaniques).

Dans l'optique de tourner sur de grandes grilles, il est indispensable de développer une procédure pour analyser les paramètres dynamiques et microphysiques cellule par cellule. Il est tout de même important de noter que même pour certains cas idéalisés,

5.3 Recherche de "proxies" de l'activité électrique

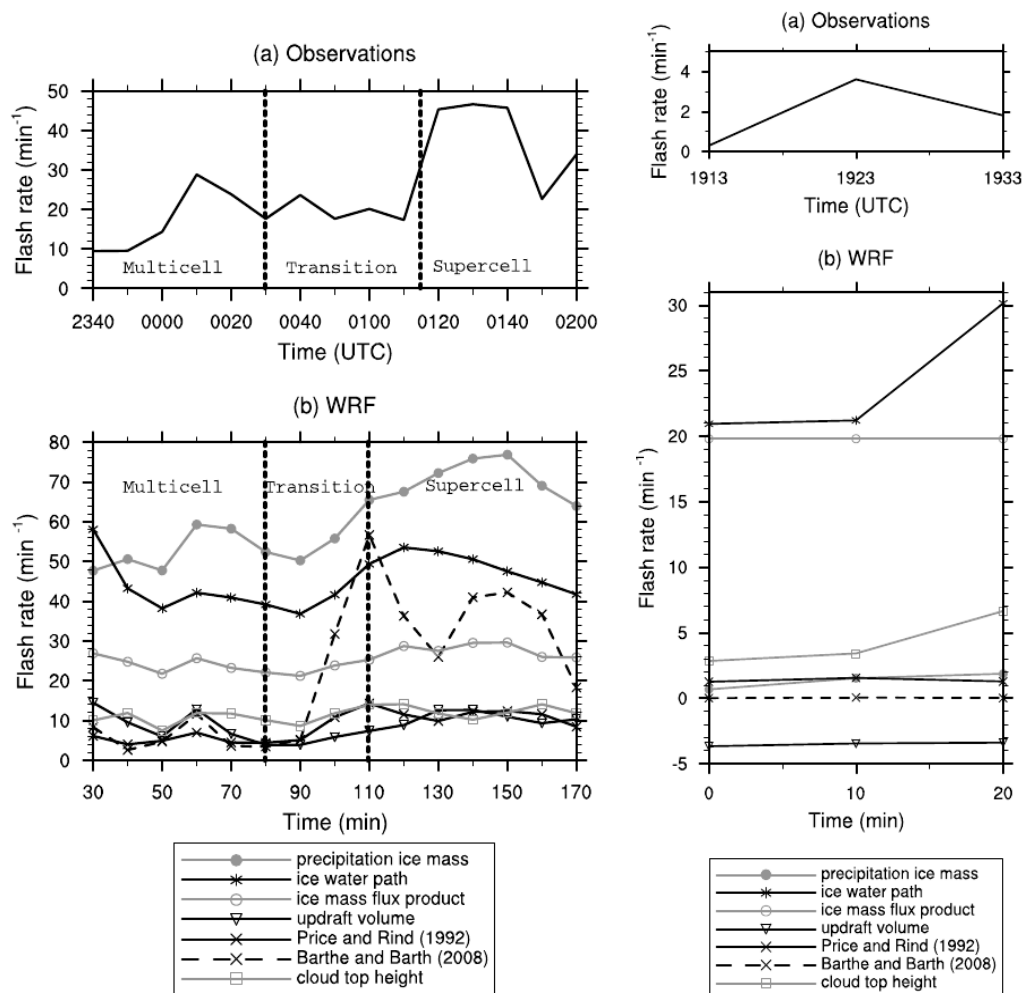


Figure 5.7: Evolution temporelle du taux d'éclairs observé (haut) et modélisé (bas) (en fl. min^{-1}) pour l'orage du 10 juillet 1996 lors de la campagne STERAO (gauche) et pour l'orage du 13 juillet 2005 près de Huntsville, Alabama. Le taux d'éclairs modélisé est restitué à partir de la masse de glace précipitante (courbe grise avec des ronds), de la colonne intégrée en glace (courbe noire avec des étoiles), du produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante (courbe grise avec des cercles), du volume d'updraft (courbe noire avec des triangles), de la formulation de Price et Rind (1992) (courbe noire en trait plein avec des croix), de la formulation de Barthe et Barth (2008) (courbe noire en tirets avec des croix) et de l'altitude du sommet du nuage (courbe grise avec des carrés). Dans le cas de l'orage de STERAO, les limites des différents stades de l'orage sont matérialisées par les tirets verticaux.

on peut avoir coexistence de plusieurs cellules à différents stades d'intensité dans le domaine d'étude (cf. l'orage du 10 juillet 1996 lors de la campagne STERAO). En se basant sur les travaux de Buguet et al. (2013), C. Bovalo a mis au point un protocole pour détecter les cellules orageuses dans un domaine et pour calculer les paramètres dynamiques et microphysiques au sein de ce domaine. A partir des fichiers de sortie Meso-NH toutes les 5 minutes, la réflectivité radar maximale par colonne est calculée et un champ Z_{max} en 2D en résulte. Si dans tout le domaine, on a au moins un pixel avec Z_{max} supérieur à 40 dBZ, une cellule orageuse est détectée. Son extension horizontale est déterminée en cherchant les plus proches voisins ayant $Z_{max} > 30$ dBZ.

Les Figures 5.8 et 5.9 ont été réalisées suite à la simulation de 8 orages avec Meso-NH-CELLS : supercellule de Klemp et Wilhelmson (1978), multicellule de Weisman et Klemp (1984), orage du 10 juillet 1996 de la campagne STERAO, supercellule du 29 juin 2000 lors de la campagne STEPS, orage du 19 juillet 1981 lors de CCOPE, orage du 18 juillet 2002 lors de CRYSTAL-FACE, orage du 21 juillet 1998 lors de EULINOX, et orage Hector du 30 novembre 2011. Sur ces 8 orages, 7 ont été simulés dans un cadre idéalisé, alors que l'orage Hector sur les îles Tiwi a été initialisé par les analyses du CEPMMT.

Si on réalise une analyse globale de ces orages (Figure 5.8), c'est-à-dire on calcule une valeur unique du *proxy* sur tout le domaine, on voit que pour certains orages, le nuage de points se trouve décalé vers les fortes valeurs des paramètres et les faibles valeurs du taux d'éclairs (masse de graupel, produit des flux de masse de glace, volume 40 dBZ...). C'est le cas en particulier pour l'orage Hector pour lequel on observe plusieurs amas convectifs dans le même domaine, mais tous ne génèrent pas d'éclairs. En appliquant la procédure de détection des cellules sur les 9 paramètres, 3 de ces *proxies* potentiels montrent des corrélations avec le taux d'éclairs simulés supérieures à 0,8 : le volume d'*updraft* avec des vitesses verticales supérieures à 10 m s^{-1} ($r = 0,83$), la masse de graupel ($r = 0,81$) et le volume de réflectivité radar supérieure à 40 dBZ ($r = 0,93$) (Bovalo et al., en préparation). Les corrélations sont meilleures en suivant la procédure d'analyse cellule par cellule pour le volume d'*updraft*, le produit des flux de masse de glace, le contenu en glace intégré sur la verticale et surtout le volume 40 dBZ. Lorsqu'on travaille sur des domaines où plusieurs amas convectifs sont susceptibles d'être présents, il est donc indispensable d'analyser les relations dynamique - microphysique - électricité cellule par cellule puisque celles-ci peuvent être à différents stades d'évolution et augmenter artificiellement la valeur des paramètres microphysiques et dynamiques intégrés. On montre également que les résultats sont robustes quelle que soit la paramétrisation des processus non-inductifs utilisés (Takahashi (1978) ou Saunders et al. (1991)) malgré les différences observées dans la structure de charge et le taux d'éclairs (cf la partie 2.3.2) lorsque l'on change d'option dans le modèle.

5.4 Activité électrique et intensification des cyclones

Depuis une vingtaine d'années, la prévision de la trajectoire des cyclones tropicaux s'est améliorée, mais la prévision de l'intensité a peu progressé. Comme on l'a vu précédemment, l'activité électrique est fortement liée au développement convectif du nuage. Black et al. (1999) ont montré que lorsque les ascendances dans la zone en phase mixte sont plus fortes, les chances de détection d'un éclair augmentent. Puisque le réchauffement et le refroidissement via les processus microphysiques peuvent affecter

5.4 Activité électrique et intensification des cyclones

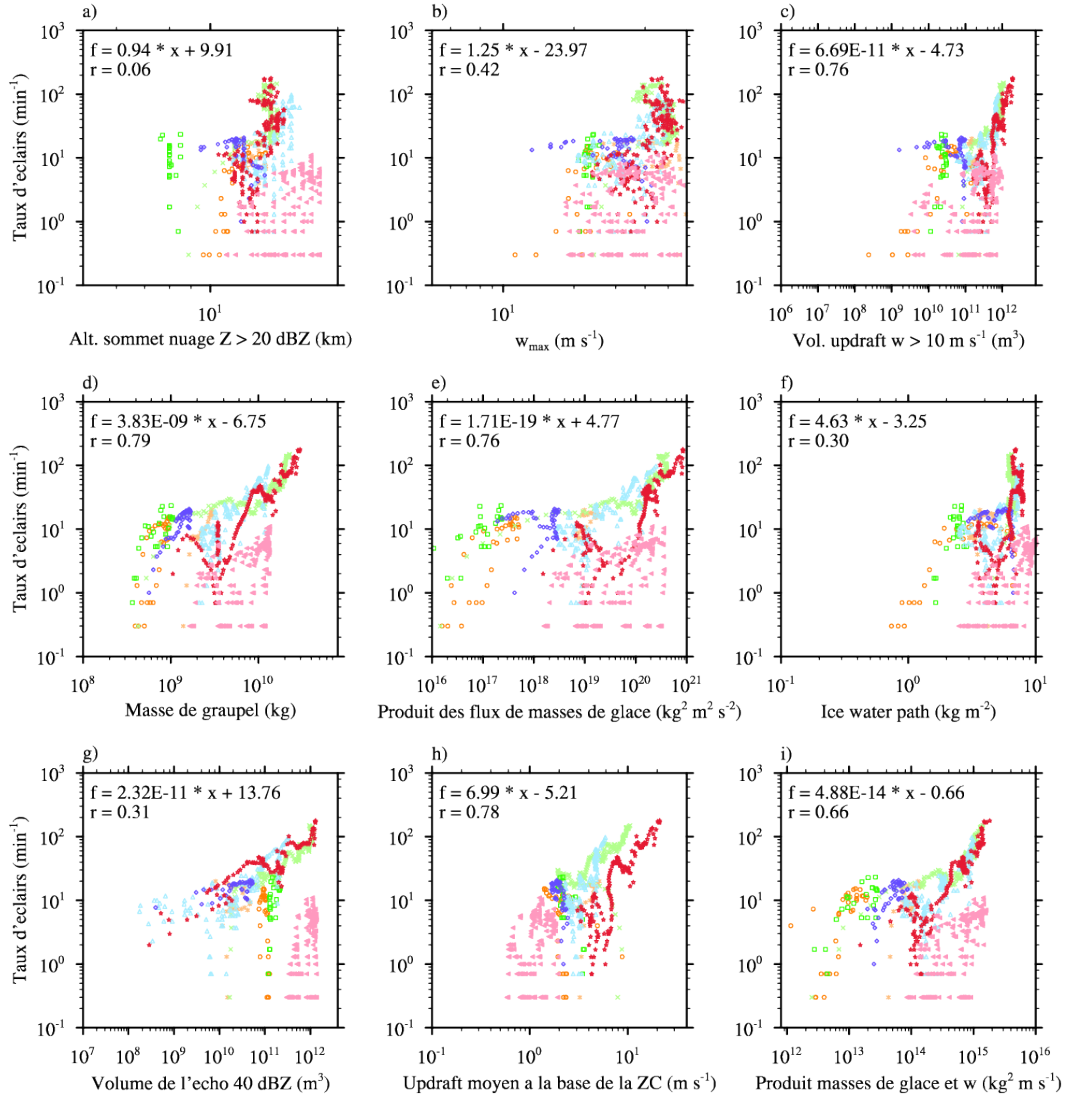


Figure 5.8: Taux d'éclairs total (fl. $(2 \text{ min})^{-1}$) vs. paramètre du modèle. 9 paramètres du modèle sont montrés : l'altitude du sommet du nuage détectée à partir de la réflectivité radar (km), la vitesse verticale maximale (m s^{-1}), le volume d'updraft pour $w > 10 \text{ m s}^{-1}$ (m^3), la masse de graupel (kg), le produit des flux de masse de glace précipitante et non-précipitante ($\text{kg}^2 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$), la masse de glace intégrée par colonne moyenne (kg m^{-2}), le volume de réflectivité radar avec $Z > 40 \text{ dBZ}$ (m^3), l'updraft moyen à la base de la zone de chargement (m s^{-1}) et le flux de masse de glace ($\text{kg}^2 \text{m s}^{-1}$). Les calculs sont effectués par cellule, pour des simulations utilisant la paramétrisation de [Takahashi \(1978\)](#) pour les processus non-inductifs. Les \circ oranges, $*$ oranges, \times verts, \triangleleft roses, \square verts, \star rouges, \triangle bleus et \diamond bleus marine représentent les orages CCOPE, CRYSTAL-FACE, EULINOX, Hector, KW78, STEPS, STERAO et WK84.

L'activité électrique comme indicateur de l'état dynamique et microphysique du nuage

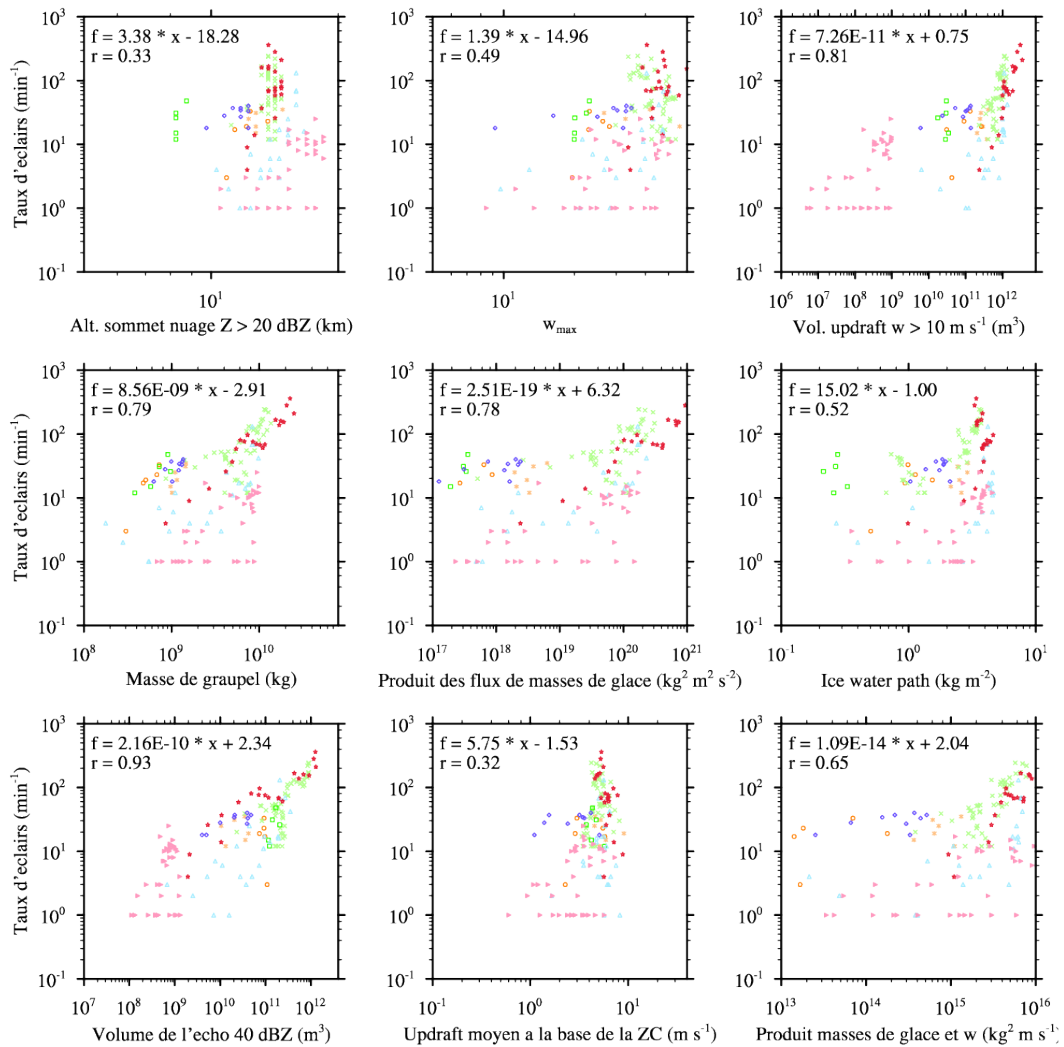


Figure 5.9: Identique à la Figure 5.8 mais pour l'analyse cellule par cellule.

5.4 Activité électrique et intensification des cyclones

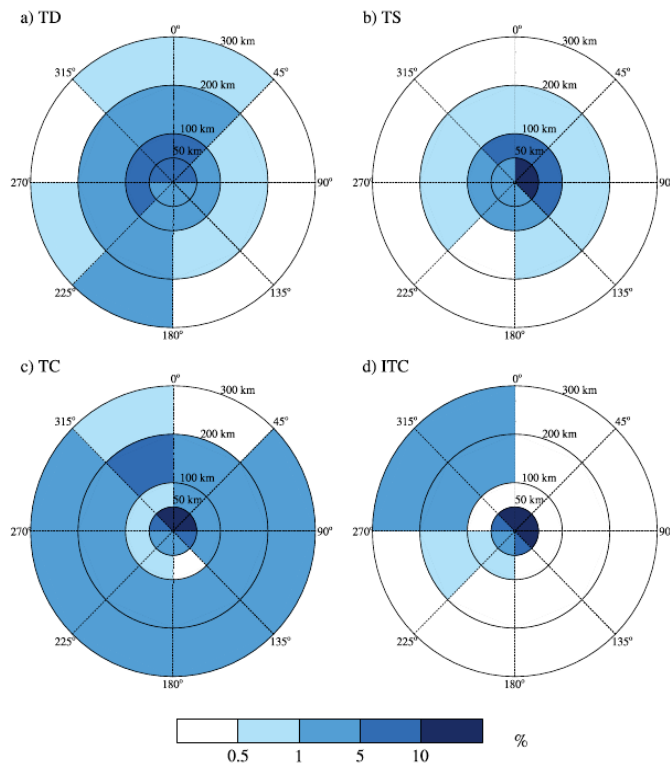


Figure 5.10: *Distribution radiale et azimuthale de la densité d'éclairs (%) relativement au déplacement du système (0° étant la direction de déplacement du système) dans (a) les dépressions tropicales, (b) les tempêtes tropicales, (c) les cyclones tropicaux et (d) les cyclones tropicaux intenses sur l'océan ouvert. La somme sur l'ensemble du système est égale à 100%. Tiré de Bovalo et al., soumis à Monthly Weather Review.*

les circulations primaire et secondaire du cyclone, l'activité électrique pourrait être liée aux changements d'intensité des systèmes.

L'activité cyclonique dans le bassin Indien sud-ouest représente 10 à 12 % de l'activité totale sur le globe (Neumann, 1993). On a montré dans la thèse de C. Bovalo que l'activité électrique dans les cyclones tropicaux comptait pour 50 à 100 % de l'activité électrique totale dans certaines zones océaniques (Bovalo et al., 2012). Ces résultats ont motivé une analyse de l'activité électrique attachée spécifiquement aux systèmes dépressionnaires tropicaux. Or le bassin Indien sud-ouest a une configuration particulière avec la présence de Madagascar qui délimite une zone océan ouvert à l'est, et le Canal du Mozambique à l'ouest. La zone d'étude a donc été découpée en 3 sous-régions : l'océan ouvert, la zone océanique située à moins de 400 km de la côte est de Madagascar et le Canal du Mozambique. Ces 3 régions permettent de tenir compte à la fois de l'interaction potentielle du système avec les terres et des différences de structure, notamment en terme de rayon de vent maximum. Les données du WWLLN de 2005 à 2012 sont analysées conjointement avec les données *best-tracks* du CMRS de La Réunion.

Les résultats les plus importants et les plus fiables de cette étude concernent l'océan ouvert, car c'est aussi dans cette région que les données sont les plus nombreuses (1351, 355 et 176 périodes de 6 h dans l'océan ouvert, le Canal du Mozambique et la côte est de Madagascar, respectivement). Dans l'océan ouvert, les éclairs sont principalement localisés dans le mur de l'œil, dans les quadrants avant et droit par rapport au déplacement du cyclone, quel que soit le stade du système (Figure 5.10). Dans les deux autres régions, la distribution radiale et azimuthale des éclairs dépend du stade du système (dépression, tempête, cyclone tropical ou cyclone tropical intense).

Une analyse statistique dans chaque zone montre qu'un pic d'activité électrique

dans le mur de l'œil précède de moins de 24 h une intensification du cyclone (Figure 5.11). Pour les systèmes sur océan ouvert, le délai est de 6 h mais uniquement pour les systèmes s'intensifiant rapidement, avec un taux supérieur à 7,5 nœuds par 6 h. Le système voit sa densité d'éclairs doubler en 12 h pour atteindre un pic 6 h avant l'intensification rapide, puis chuter dramatiquement. Pour les systèmes proches de la côte est de Madagascar, on a le même délai de 6 h mais pour les systèmes ayant une intensification relativement lente (< 5 nœuds par 6 h). Ici aussi, le taux d'éclairs subit une très forte variation dans les 12 h précédant une intensification.

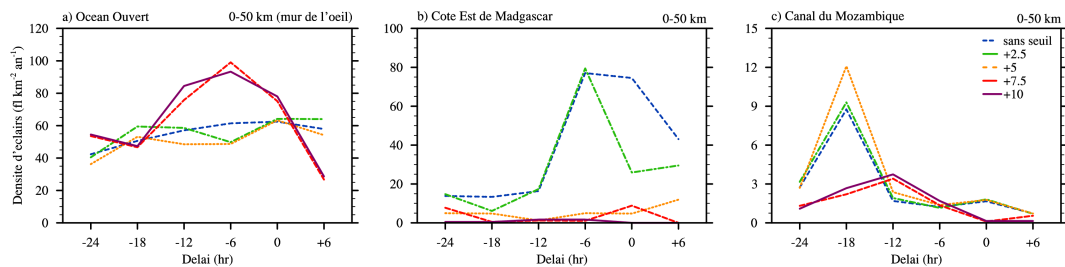


Figure 5.11: Densité d'éclairs ($\text{fl. km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) dans le mur de l'œil pour les systèmes s'intensifiant sur océan ouvert (gauche), à proximité de la côte est de Madagascar (centre) et sur le Canal du Mozambique (droite). Différents seuils ont été appliqués pour le taux d'intensification : pas de seuil (courbe bleue), + 2,5 nœuds par période de 6 h (courbe verte), + 5 nœuds par période de 6 h (courbe orange), + 7,5 nœuds par période de 6 h (courbe rouge) et + 10 nœuds par période de 6 h (courbe pourpre).

Si un pic d'activité électrique est statistiquement associé à une intensification, la question est tout de même de savoir si les pics d'activité électrique précèdent systématiquement une augmentation de l'intensité des systèmes dépressionnaires dans le bassin. En analysant tous les *outbreaks* d'éclairs sur océan ouvert entre 2005 et 2012 (181), C. Bovalo a mis en évidence que 38 % de ces *outbreaks* dans le mur de l'œil étaient associés à des intensifications, 27 % à des affaiblissements, 28 % à une stagnation de l'intensité, et environ 9 % au maximum d'intensité.

Contrairement aux études précédentes sur l'activité électrique des cyclones tropicaux, notre analyse a été réalisée sur l'ensemble des systèmes ayant affecté le bassin, tout en distinguant 3 sous-régions pour isoler les impacts potentiels d'une interaction avec les terres immergées. On voit bien que selon la région du bassin où l'on se trouve, les caractéristiques des systèmes sont très différentes que ce soit au niveau de la taille et de la structure des systèmes révélées par le rayon de vent maximum, au niveau de la répartition spatiale des éclairs au sein des systèmes ou du comportement de l'activité électrique en fonction du taux d'intensification des systèmes. Ce résultat met bien en évidence l'importance du choix du détecteur d'activité électrique qui va conditionner la région où peut être menée l'étude ; les réseaux régionaux de type [NLDN](#) ne permettant de détecter et localiser que les éclairs qui sont proches des côtes, et donc des systèmes fortement influencés par la proximité de terres immergées. Il aurait été intéressant d'analyser plus finement les variations d'activité électrique en fonction des variations d'intensité des systèmes, notamment en distinguant les différents stades des systèmes (dépression, tempête, cyclone). On se heurte alors au problème de la taille de la base de données qui est limitée par la disponibilité des données du [WVLLN](#) (depuis 2005).

5.5 Conclusion

On voit donc tout l'intérêt des réseaux de détection à grande distance des éclairs comme le [WVLLN](#). Même si leur efficacité de détection est largement moindre que celle des réseaux régionaux, ils permettent d'obtenir une information pertinente sur l'état électrique du système étudié dans des régions pauvres en observations conventionnelles comme les océans et dans des régions où des systèmes de détection de l'activité électrique totale comme le [LMA](#) ne peuvent pas être implantés. Ce réseau nous a permis à la fois de qualifier l'activité électrique associée à des [TLEs](#) à proximité de La Réunion, de préciser la climatologie des éclairs dans notre bassin, mais aussi d'analyser le potentiel de l'activité électrique comme indicateur des variations d'intensité des cyclones tropicaux. Un point important concerne l'analyse de l'activité électrique des cyclones tropicaux qui a été menée sur différentes régions du bassin, sur océan ouvert et près des côtes, permettant ainsi une observation directe des différences de comportement. Cependant, pour expliquer l'intermittence des éclairs dans les cyclones tropicaux et l'apparition de bouffées convectives qui précèdent de quelques heures les phases d'intensification rapide, il faudra faire appel à la modélisation à haute résolution qui permettra de réaliser un bilan détaillé des différents processus physiques en jeu.

Concernant les *proxies*, un résultat important et récurrent est le manque de fiabilité de la vitesse verticale maximale et de l'altitude de sommet du nuage pour servir de marqueur de l'activité électrique à l'échelle du nuage. Si l'étude mêlant observation et modélisation semble conclure que la vitesse verticale maximale est un bon *proxy* du taux d'éclairs, c'est probablement dû à la difficulté du modèle à coller spatio-temporellement aux observations. Par contre, certains paramètres comme le volume de réflectivité radar supérieure à 40 dBZ ou la masse de glace précipitante ont un potentiel certain pour servir de *proxy* du taux d'éclair. Néanmoins, avant une utilisation pour la prévision immédiate des orages sévères ou l'assimilation de données d'éclairs, il faudra tester leur potentiel sur d'autres situations. En particulier, aucune étude actuellement ne traite des *proxies* du taux d'éclairs pour la convection profonde maritime. Or dans l'optique d'une utilisation des *proxies* pour paramétrer les [LiNO_x](#), il est indispensable de vérifier si la relation paramètre - taux d'éclairs est invariante sur terre et sur mer.

Ces recherches sur des *proxies* des éclairs sont depuis plusieurs années au cœur des préoccupations de la communauté internationale en électricité atmosphérique. Mais ces dernières années, l'utilisation des données d'éclairs à des fins de prévision de l'intensification des cyclones tropicaux est devenue un thème majeur de recherche pour la communauté des cyclones tropicaux ([Geernaert et al., 2010](#)) en raison de leur potentiel pour servir de marqueur des phases d'intensification. De la même façon, les éclairs demeurent une source majeure d'incertitude pour la production de NO_x dans la troposphère libre et la formation d'ozone ([IGAC, 2006](#)). Leur paramétrisation dans les modèles globaux reste donc un défi majeur pour les années à venir, notamment la mise au point d'une relation robuste taux d'éclairs - *proxy* invariante sur terre et sur mer.

Estimation of total lightning from various storm parameters: A cloud-resolving model study

Christelle Barthe,^{1,2} Wiebke Deierling,¹ and Mary C. Barth¹

Received 23 April 2010; revised 23 July 2010; accepted 25 August 2010; published 16 December 2010.

[1] Because explicit prediction of the electrical activity in storms is computationally expensive and the processes are still poorly understood, an attractive way to predict lightning flash rates in numerical models is to rely on correlations between the flash rate and available model parameters. Predicted flash rates can be used for applications such as the parameterization to infer lightning-produced nitrogen oxides. In this study, the potential for six model parameters (precipitation ice mass, ice water path, ice mass flux product, updraft volume, maximum vertical velocity, and cloud top height) to predict lightning rate has been investigated in a cloud-resolving model framework. The Weather Research and Forecasting model (WRF) is used to simulate two different storms: the 10 July 1996 severe storm that occurred over the High Plains and the 13 July 2005 airmass thunderstorm near Huntsville, Alabama. It is shown that the WRF model reproduces the structure of the two storms. Results show that the maximum updraft velocity gives a good flash rate proxy for the severe storm. The ice mass flux product and precipitation ice mass can reproduce the flash rate trend but not the magnitude. The flash rate estimated from the cloud top height does not match the observed flash rate trend and value of the severe storm, but is in good agreement for the airmass thunderstorm. The ice water path predicts flash rate fairly well for the severe storm, but overpredicts it for the airmass thunderstorm. The updraft volume predicts flash rate poorly for both storms.

Citation: Barthe, C., W. Deierling, and M. C. Barth (2010), Estimation of total lightning from various storm parameters: A cloud-resolving model study, *J. Geophys. Res.*, 115, D24202, doi:10.1029/2010JD014405.

1. Introduction

[2] Forecasting the electrical activity of a storm is a difficult task because of the complexity of the processes leading to cloud electrification and to lightning flash propagation. Today only a few mesoscale models with an electrification and lightning parameterization attempt to simulate the whole life cycle of the electric charges in a thunderstorm [Helsdon *et al.*, 1992; Mansell *et al.*, 2002; Barthe and Pinty, 2007a]. Simulating the electrical activity of a storm is challenging as some of the processes involved in cloud electrification and lightning propagation are poorly understood and remain topics that are still under investigation. For example, the noninductive charging mechanism is generally believed to play a dominant role in thunderstorm electrification [Reynolds *et al.*, 1957; Williams and Lhermitte, 1983; Dye *et al.*, 1989; Rutledge *et al.*, 1992; Carey and Rutledge, 1996; Petersen *et al.*, 1999; Latham *et al.*, 2007], but its parameterization in cloud resolving models is based on laboratory experiments [Takahashi, 1978; Jayaratne *et al.*, 1983; Saunders *et al.*, 1991], which can lead to different

electrical cloud structures and lightning flash rates [Helsdon *et al.*, 2001; Mansell *et al.*, 2005; Altaratz *et al.*, 2005; Kuhlman *et al.*, 2006; Barthe and Pinty, 2007b]. Another limitation of these complex electrical schemes is their computational cost, which prevents them from being used in forecasting models.

[3] Predicting lightning flash rate is a necessity for estimating the production of nitrogen oxides (NO_x) from lightning. The lightning-NO_x parameterization relies on storm parameters as proxies for lightning flash rate. In global chemical transport models, lightning flash rate has been estimated by storm parameters such as cloud top height [Horowitz *et al.*, 2003; Hudman *et al.*, 2007; Emmons *et al.*, 2010; Jourdain *et al.*, 2010], the upward cloud mass flux [Allen and Pickering, 2002], the convective precipitation rate [Meijer *et al.*, 2001], and a combination of updraft velocity and cloud thickness [Grewe *et al.*, 2001]. Cloud-scale chemical transport models estimate lightning flash rate using maximum vertical velocity [Pickering *et al.*, 1998; Salzmann *et al.*, 2008] or the collision rate between graupel and ice crystals [Wang and Prinn, 2000]. In addition, predicting lightning flash rate can be beneficial for aviation and human safety. Conversely, lightning data can be used to infer characteristics (e.g., storm intensity) of thunderstorms. For example, in regions where radar and satellite coverage is sparse, detection of lightning, which is much more economical than radar or satellite platforms, is an appealing way to gain more information on storm characteristics.

¹National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA.

²Now at Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, CNRS, Météo-France, Université de La Réunion, Saint-Denis, La Réunion, France.

Gigantic jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion Island

Serge Soula,¹ Oscar van der Velde,² Joan Montanya,² Patrice Huet,³ Christelle Barthe,⁴ and József Bór⁵

Received 3 January 2011; revised 1 July 2011; accepted 13 July 2011; published 4 October 2011.

[1] Five gigantic jets (GJs) have been recorded with video and photograph cameras on 7 March 2010 above an isolated tropical storm east of Réunion Island. Three of them were produced before the storm reached its coldest cloud top temperature (approximately -81°C), and two others occurred during the cloud extension. Thanks to the close distance of observation (~ 50 km), the luminosity within the cloud was recorded, and the events are analyzed in unprecedented detail. The tops of the GJs are estimated between 80 and 90 km. All these GJs are accompanied by long, continuous cloud illumination, and they are preceded and followed by intermittent optical flashes from the cloud, most of time without any cloud-to-ground (CG) flash simultaneously detected, which suggests they originated mainly as intracloud discharges and without any charge transfer to Earth. The CG lightning activity is observed to cease a few tens of seconds before the jets. According to ELF data recorded at Nagycenk, Hungary, the five GJs serve to raise negative charge. Their duration ranges from 333 to 850 ms. The leading jet has the most variable duration (33–167 ms) and propagates faster at higher altitudes. The trailing jet exhibits a continuous decrease of luminosity in different parts of the jet (lower channel, transition zone and, for most events, carrot sprite-like top) and in the cloud, with possible rebrightening. The lower channels (~ 20 – 40 km altitude) produce blue luminosity which decreases with altitude and become more and more diffuse with time. The transition zone (around 40–65 km) consists of bright red, luminous beads slowly going up ($\sim 10^4$ m s⁻¹), retracing the initial leading jet channels.

Citation: Soula, S., O. van der Velde, J. Montanya, P. Huet, C. Barthe, and J. Bór (2011), Gigantic jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion Island, *J. Geophys. Res.*, 116, D19103, doi:10.1029/2010JD015581.

1. Introduction

[2] Blue jets (BJs) [Wescott *et al.*, 1995, 1998, 2001] and gigantic jets (GJs) [Pasko *et al.*, 2002; Su *et al.*, 2003] are electrical discharges shooting up from a thundercloud. The GJs reach terminal altitudes within the lower ionosphere (70–90 km). They are the most rarely observed transient luminous events (TLEs) compared to elves, halos and red sprites [Chen *et al.*, 2008]. Since their discovery [Pasko *et al.*, 2002], several GJs have been detected from ground [e.g., Su *et al.*, 2003; van der Velde *et al.*, 2007, 2010] and from spacecraft experiments [Chen *et al.*, 2008; Kuo *et al.*, 2009]. Most of the

time they are observed as single event within a storm, but in one reported case, five GJs were produced in less than 15 min by a thunderstorm south of Taiwan [Su *et al.*, 2003]. A large majority of the GJs observed from space occurred over maritime storms [Chen *et al.*, 2008].

[3] The first GJ observations allowed identification of three stages in the GJ evolution: the leading jet, the fully developed jet (FDJ) and the trailing jet [Su *et al.*, 2003]. The upward propagating leading jet can be considered to have a role in the GJ process equivalent to that of the stepped leader in the cloud-to-ground (CG) lightning flash, with similar velocities ($\sim 10^5$ – 10^6 m s⁻¹). High time resolution measurements showed much larger upward velocities for the upper part of the leading jet, typically $\sim 10^7$ m s⁻¹ similar to that of downward sprite streamers [Kuo *et al.*, 2009]. The trailing jet was observed to rush upward to an altitude around 60 km in ~ 300 ms [Su *et al.*, 2003]. It is characterized by a bright top region which forms the “transition region” [van der Velde *et al.*, 2007] and which rises with a velocity decreasing from about 10^5 m s⁻¹ to a few 10^3 m s⁻¹ as it approaches its maximum altitude as shown by Su *et al.* [2003]. A rebrightening of the lower channel of the GJ can be observed after the end of the trailing jet [Su *et al.*, 2003].

¹Laboratoire d’Aérodynamique, Université de Toulouse, CNRS, Toulouse, France.

²Electrical Engineering Department, Technological University of Catalonia, Terrassa, Spain.

³La Maison du Volcan, Muséum de la Fournaise, Plaine-des-Cafres, France.

⁴Laboratoire de l’Atmosphère et des Cyclones, Université de la Réunion, CNRS, Météo-France, Saint-Denis, France.

⁵Geodetic and Geophysical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Sopron, Hungary.



A lightning climatology of the South-West Indian Ocean

C. Bovalo, C. Barthe, and N. Bègue

Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR8105, CNRS/INSU – Météo France and Université de La Réunion, Saint-Denis, La Réunion, France

Correspondence to: C. Bovalo (christophe.bovalo@meteo.fr)

Received: 30 March 2012 – Revised: 22 June 2012 – Accepted: 29 July 2012 – Published: 22 August 2012

Abstract. The World Wide Lightning Location Network (WWLLN) data have been used to perform a lightning climatology in the South-West Indian Ocean (SWIO) region from 2005 to 2011. Maxima of lightning activity were found in the Maritime Continent and southwest of Sri Lanka ($> 50 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) but also over Madagascar and above the Great Lakes of East Africa ($> 10\text{--}20 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Lightning flashes within tropical storms and tropical cyclones represent 50 % to 100 % of the total lightning activity in some oceanic areas of the SWIO (between 10° S and 20° S).

The SWIO is characterized by a wet season (November to April) and a dry season (May to October). As one could expect, lightning activity is more intense during the wet season as the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) is present over all the basin. Flash density is higher over land in November–December–January with values reaching $3\text{--}4 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ over Madagascar. During the dry season, lightning activity is quite rare between 10° S and 25° S . The Mascarene anticyclone has more influence on the SWIO resulting in shallower convection. Lightning activity is concentrated over ocean, east of South Africa and Madagascar.

A statistical analysis has shown that El Niño–Southern Oscillation mainly modulates the lightning activity up to 56.8 % in the SWIO. The Indian Ocean Dipole has a significant contribution since $\sim 49\%$ of the variability is explained by this forcing in some regions. The Madden–Julian Oscillation did not show significant impact on the lightning activity in our study.

Lightning activity was recorded by human observers based on the sound of thunder. This kind of data is very sparse and may not be representative of a specific region. A better knowledge of location and frequency of global and regional lightning activity has been possible with the emergence of ground-based detection networks and satellite observations.

A global lightning climatology, based on a 5-yr dataset, has been proposed by Christian et al. (2003) using the Optical Transient Detector (OTD) on-board the MicroLab-1 satellite. Flash rate extrema were found in coastal regions (Gulf of Mexico, Florida or Indonesian Archipelago), mountainous regions (Himalayas, Andes of northern Colombia) and convergence zones (South Pacific Convergence Zone or Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ)). However, the highest flash rate ($82.7 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) was obtained in the equatorial Congo Basin. Lightning Imager Sensor (LIS) data were used by Collier et al. (2006) to study the seasonal and diurnal variations of lightning activity over southern Africa. As in Christian et al. (2003), the highest flash density was found in the Congo Basin ($107 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), but Madagascar and South Africa also exhibit high flash density ($32.1 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ and $26.4 \text{ fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, respectively). It is also important to note that the flash density reported by Collier et al. (2006) is higher than in Christian et al. (2003) due to a higher detection efficiency with LIS compared to OTD (see Fig. 3 of Christian et al., 2003).

Regional lightning climatologies are also available and mainly based on national lightning detection networks. They have been used to estimate thunderstorm duration (Reap and Orville, 1990) and to understand how local geography can affect lightning distribution (Hodanish et al., 1997; Antonescu and Burcea, 2010). Reap and Orville (1990) proposed a cloud-to-ground lightning climatology over the United States for the period 1989–1996 based on a dataset provided by the National Lightning Detection Network (NLDN). They

1 Introduction

The World Meteorological Organization (WMO) has long been the only available source of information about thunderstorm days (World Meteorological Organization, 1953).

Chapitre 6

Conclusion et éléments de prospective

Sommaire

6.1	Vers un schéma microphysique en phase mixte à deux moments pour tout type de nuage...	86
6.1.1	Amélioration des schémas à 2 moments en phase mixte	86
6.1.2	Une première validation du schéma autour d'une campagne de mesures nuages-aérosols au Maïdo ?	87
6.2	... pour une meilleure représentation des éclairs dans tout type d'orage	90
6.3	Les données d'éclairs pourraient-elles servir à améliorer l'état initial du modèle ?	90
6.4	La place de mes recherches dans le contexte international	92
6.5	Pour conclure	93

Mon activité de recherche a débuté au Laboratoire d'Aérodynamique en 2002 par un stage de Master 2. Pendant ces 11 années, j'ai principalement travaillé sur l'activité électrique des systèmes convectifs, puis mon activité s'est élargie à des thématiques connexes : la production d'oxydes d'azote par les éclairs, la microphysique...

Même si la soutenance de mon Habilitation à Diriger des Recherches a d'abord été imposée par ma participation à la direction de la thèse de Christophe Bovalo, la rédaction de ce manuscrit correspond à un tournant dans mes activités de recherche. Jusqu'alors, mon activité principale était dédiée à l'étude de l'activité électrique des systèmes convectifs, notamment en terme de modélisation. Cependant, depuis mon arrivée dans l'Hémisphère Sud et la volonté de multiplier les cas d'étude de systèmes convectifs dans différentes régions du monde, un constat s'est imposé : chacun de ces cas d'étude nécessite des réglages particuliers, et ce, notamment au niveau du schéma microphysique. Ces réglages de paramètres peuvent avoir un impact significatif sur le taux d'éclairs ou sur l'intensité et la distribution spatio-temporelle des pluies.

6.1 Vers un schéma microphysique en phase mixte à deux moments pour tout type de nuage...

6.1.1 Amélioration des schémas à 2 moments en phase mixte

Le seul moyen de remédier en partie à cela est d'utiliser un schéma microphysique à 2 moments avec un schéma d'activation à la fois pour la phase liquide et pour la phase glace. Or l'intérêt d'utiliser un schéma microphysique à 2 moments va de pair avec une connaissance de la distribution en aérosols dans la zone étudiée. Dans un premier temps, mon idée est de compléter le développement du schéma [LIMA](#) initialement développé par le Laboratoire d'Aérodynamique. Par rapport au schéma de [Morrison et Grabowski \(2008\)](#), [LIMA](#) a deux avantages majeurs : un traitement complet et original de l'activation des [CCN](#) et des [IN](#), et une adéquation avec le modèle Meso-NH dans lequel il a été développé. Au niveau de l'activation, l'un des points forts de ce schéma est son initialisation par les analyses globales [MACC](#), ce qui implique qu'il peut être utilisé pour chaque région du monde. Le deuxième point fort, le développement initial dans et pour Meso-NH, peut paraître falacieux au premier abord. Or étant donné l'importance en microphysique de l'ordre dans lequel sont traités les différents processus, cela prend tout son sens. Dans la version initiale du schéma de [Morrison et Grabowski \(2008\)](#) par exemple, ce ne sont pas les tendances qui sont modifiées lors de chaque transfert de masse, mais la variable d'état elle-même. Suite à cela, l'ajustement à saturation ainsi que des tests de positivité doivent être réalisés tout au long du code, rendant l'ordre d'appel des processus encore plus crucial.

La communauté microphysique en France utilisatrice de Meso-NH étant relativement réduite, il serait ridicule de développer chacun dans son coin son propre schéma microphysique à deux moments. Ainsi, j'ai initié des discussions autour de la possibilité d'un schéma commun au [LACy](#), [LA](#), [CNRM](#) et [CERFACS](#). L'idée serait de modifier la partie transferts microphysiques de [LIMA](#) pour représenter au mieux tous types de nuage, sous toutes les latitudes, que ce soient en conditions maritimes ou continentales. Des premières pistes d'améliorations sont d'ores et déjà envisagées :

- le nombre de classes de particules d'eau liquide et de glace devra être augmenté pour mieux rendre compte des transitions entre les caractéristiques physiques des différents types de particules. En augmentant le nombre d'espèces pronostiques (sans cependant atteindre les 12 classes de [Straka et Mansell \(2005\)](#)), on s'attend à pouvoir générer un large éventail de systèmes nuageux sans réglage.
- les classes de particules seront séparées par égalité entre les relations masse-diamètre, comme cela est fait dans le schéma de [Morrison et Grabowski \(2008\)](#) ;
- la distribution en taille des particules serait évolutive ;
- le rapport de forme des cristaux de glace serait fonction des dites relations masse-diamètre ([Spichtinger et Gierens, 2009](#)) ;
- le traitement de la condensation sera ré-examiné, et des transferts microphysiques pourront être rajouté, notamment le mécanisme d'Hallet-Mossop dont l'importance dans les cyclones tropicaux est largement reconnue.

Ces travaux de développement pourraient se faire autour d'une thèse dès septembre 2013 si un financement est obtenu (demandes faites auprès de l'École Doctorale [STS](#) de l'Université de La Réunion, de Météo-France, de la Fondation MAIF).

6.1 Vers un schéma microphysique en phase mixte à deux moments pour tout type de nuage...

6.1.2 Une première validation du schéma autour d'une campagne de mesures nuages-aérosols au Maïdo ?

Les systèmes dépressionnaires tropicaux

Sur La Réunion et le bassin Indien sud-ouest, les applications sont vastes. Cependant, deux études me semblent prioritaires suite au développement de ce nouveau schéma. Tout d'abord, la modélisation d'un cyclone tropical relativement bien documenté. L'idéal serait, malheureusement, le passage d'un cyclone à proximité de La Réunion avec la totalité des instruments sur l'île opérationnels (radars, pluviomètres, disdromètre...).

Le système 02S observé pendant la campagne Dynamo peut aussi fournir un bon cas d'étude (Figure 6.1). J'ai déjà réalisé une simulation de ce vortex à 8 km de résolution (Guerbette et al., en préparation). Une simulation à haute résolution centrée sur un vol du Falcon, basé à l'île de Gan de mi-novembre à mi-décembre 2011 pour réaliser des mesures microphysiques dans les enclumes des systèmes convectifs, pourrait être réalisée.

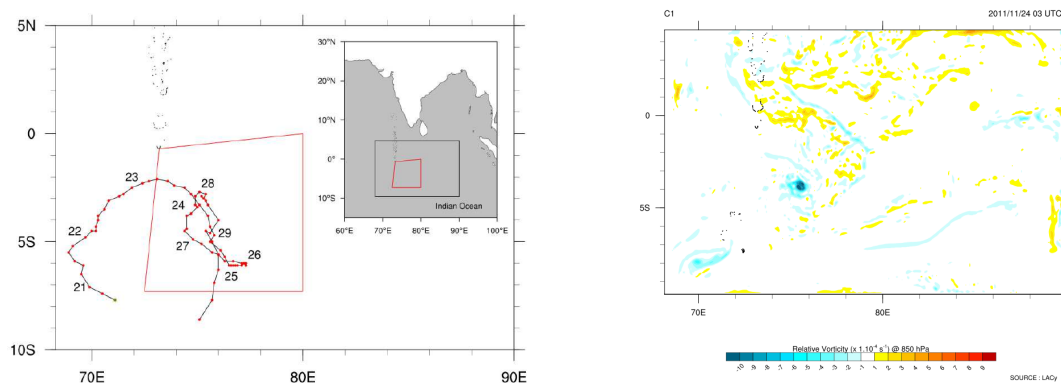


Figure 6.1: Simulation Meso-NH de la dépression tropicale 02S. Gauche : Trajectoire de la dépression tropicale 02S dans le domaine Meso-NH à 8 km de résolution; le domaine CINDY-DYNAMO est délimité par les segments rouges (figure tirée du poster de J. Guerbette à l'EGU 2013). Droite : Vorticité (s^{-1}) à 850 hPa le 24 novembre 2011 à 03 UTC.

Les précipitations intenses sur La Réunion

Dans l'objectif d'améliorer la spatialisation des pluies à La Réunion et la prévision de leur intensité, le deuxième type d'étude à réaliser concerne les régimes de temps sur l'île. Dans le cadre du projet PEGASE monté par EDF, l'objectif principal du Bureau d'Etudes et Climatologie (BE Clim) de la DIRRE est d'expérimenter et de valider des méthodes de prévision de l'intermittence des énergies renouvelables et de compensation par le stockage d'énergie. A cette fin, le BE Clim a mené par une étude climatologique et statistique une analyse des régimes et types de temps, et leur capacité à discriminer le comportement local du rayonnement. Pour chaque saison (été austral et hiver austral),

4 à 6 régimes se distinguent et des anomalies de précipitations par rapport à la climatologie saisonnière sont observées (Figure 6.2). L'objectif, ici, serait de sélectionner des journées types pour chaque régime de temps et d'analyser l'intensité et la répartition des précipitations sur l'île et au large. Une comparaison avec les observations disponibles, mais aussi avec une simulation utilisant le schéma ICE3 opérationnel dans AROME-Réunion seraient réalisés pour analyser l'apport d'un schéma à deux moments sur divers types de situations à la fois en terme d'ennuageement mais aussi de précipitations.

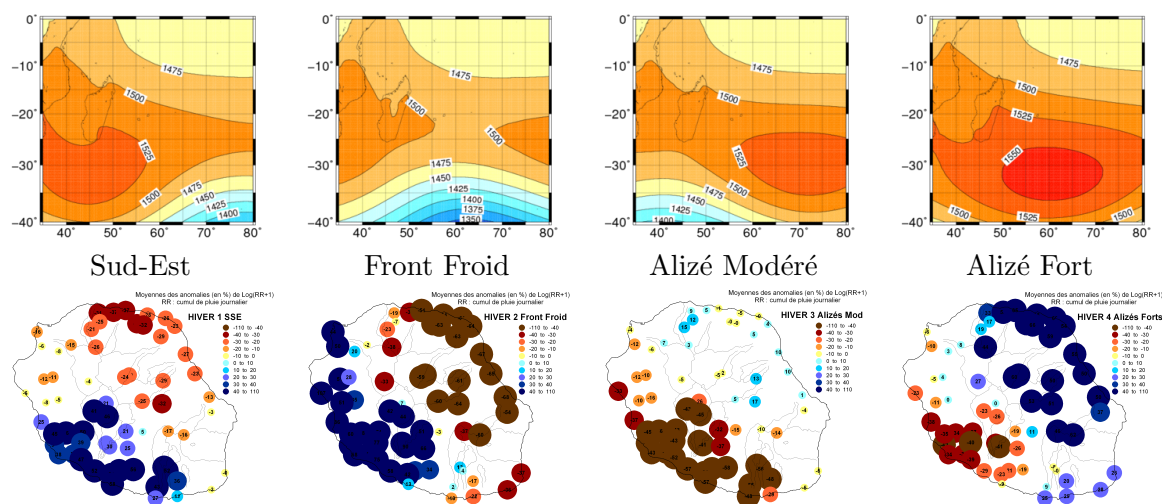


Figure 6.2: Classification des régimes de temps pour l'hiver austral obtenue à partir de statistiques sur le géopotentiel à 850 hPa (haut) et pouvoir discriminant sur la pluie locale (bas). Pour les figures du bas, les points rouges et bleus représentent respectivement des anomalies positives et négatives par rapport à la climatologie. Source : DIRRE/Etudes et Climatologie.

Dans le cadre des programmes interdisciplinaires de l'OSU-R, une campagne de mesures associant le LACy et le LGSR autour du bassin versant de la Rivière des Pluies pourrait voir le jour lors d'une prochaine saison des pluies. En analysant conjointement les données du radar UHF localisé à Gillot, en sortie du bassin versant, des radars bande S du Colorado et de Piton Villers, et des pluviomètres, des cartes de précipitations en 3D au niveau du bassin versant serait déduites. La capacité du modèle à reproduire ces distributions de fine échelle pourrait être évaluée sur différentes situations

Le cycle diurne des nuages sur La Réunion

Si l'objectif principal de mon projet de recherche concerne l'amélioration de la représentation de l'intensité des cyclones et des précipitations associées aux cyclones tropicaux, la poursuite de ce but ne peut pas, à mon sens, passer outre une première validation sur des cas de systèmes convectifs profonds "simples", ou même sur des cycles diurnes d'ennuageement. Il serait en effet inapproprié de vouloir valider et calibrer entièrement ce schéma sur un ou plusieurs cas de cyclones tropicaux. Non seulement peu de cyclones passent à proximité de côtes instrumentées (radars notamment) dans notre bassin, mais lorsque ces cyclones passent à proximité, il n'est pas rare que les données soient indisponibles pour différentes raisons (problème de réseau pour la transmission des données lors de Dumile (2013) et Felleng (2013), dégâts sur le radar du Colorado

6.1 Vers un schéma microphysique en phase mixte à deux moments pour tout type de nuage...

lors de Dina (2002), coupures électriques ou mise en sécurité des instruments).

Ces développements dans Meso-NH pourraient s'accompagner d'une campagne de mesures aérosols-nuages autour du site du Maïdo. Si l'importance actuelle des aérosols vient de leur impact sur le climat, il ne faut pas oublier leur rôle dans le cycle de vie des nuages puisqu'aucun nuage ne peut se former dans une atmosphère dépourvue d'aérosols. Si le nombre de noyaux de condensation augmente pour un contenu en eau liquide constant, le nombre de gouttelettes formées augmente mais leur diamètre effectif diminue. On a donc une limitation de l'efficacité de coalescence qui modifie largement le cycle de vie du nuage (Twomey, 1977; Albrecht, 1989). De plus, la réémission partielle du rayonnement solaire incident par les aérosols interstitiels au sein du nuage réchauffe localement l'atmosphère, inhibant la formation du nuage et provoquant l'évaporation partielle des nuages présents. Cependant, ces effets doivent être nuancés, en particulier pour les nuages fortement précipitants (Stevens et Feingold, 2009) en raison des interactions complexes dynamique - microphysique. Pour la convection profonde, la quantité de précipitation produite est avant tout fonction de l'énergie potentielle disponible (CAPE), mais on a une forte modulation du total de précipitation au sol en fonction de la concentration en aérosols (Storer et al., 2010). Sous les tropiques, la libération de chaleur latente est plus importante en présence de fortes concentrations en aérosols, ce qui a pour effet de générer des courants ascendants plus développés, et par là même, de plus fortes quantités de précipitations (Wang, 2005). Cependant, les nombreuses études basées sur les observations ou la modélisation numérique ne permettent pas encore de trancher sur le rôle des aérosols dans la convection profonde : l'effet des aérosols sur les nuages de convection profonde pourrait soit atténuer la convection et les précipitations (Rosenfeld, 2000; Khain et Pokrovsky, 2004; Rosenfeld et al., 2008) soit les renforcer (Lin et al., 2006; van den Heever et al., 2006; Fan et al., 2007; Khain et al., 2008). L'effet sur les précipitations ne pouvant pas être décrit simplement, on voit ici tout l'intérêt du suivi des particules d'aérosols dans un modèle atmosphérique et donc la mise en place d'un schéma microphysique à 2 moments associé à un bilan de la concentration en aérosols, source des particules nuageuses. Les aérosols sont donc un élément clé pour la modélisation du cycle de vie des nuages et des précipitations associées, et donc pour la prévision météorologique. Ainsi, que ce soit pour estimer leur forçage radiatif ou leurs propriétés CCN et/ou IN, il est nécessaire de distinguer l'origine et les propriétés physico-chimiques des aérosols. A l'échelle de La Réunion et du bassin Indien, la caractérisation des aérosols est peu aboutie.

L'île de La Réunion étant située au cœur de l'océan Indien, elle est éloignée des principales sources anthropiques d'aérosols. Ainsi déconnectée des masses d'air polluées, la basse troposphère de l'île de La Réunion est idéalement placée pour étudier les processus locaux de formation et de transformation chimique de l'aérosol naturel. L'océan Indien qui entoure l'île est une source d'aérosol primaire marin formé par l'évaporation des embruns et l'éclatement des bulles d'eau. L'île de La Réunion présente aussi la caractéristique de posséder un couvert végétal dense qui, associé à un ensoleillement tropical important et à une température de surface autour de 20-30°C, est très propice à l'émission d'isoprène, qui, après transformations chimiques, modifie les propriétés CCN des aérosols. Or sur les Hauts de La Réunion, le cycle diurne des nuages est bien marqué, avec une formation en milieu d'après-midi et une dissipation en soirée. La formation de ces nuages lors de convection sur pente suggère une interaction entre microphysique nuageuse, aérosols marins et secondaires organiques. L'idée d'une campagne de

mesures aérosols-nuages a émergé suite à l'intérêt commun des équipes Troposphère et Cyclones du LACy : l'une pour avancer sur la représentation numérique de certains processus de vieillissement des aérosols et de l'évolution de leurs propriétés CCN, l'autre pour améliorer la représentation du cycle de vie des nuages dans les modèles. D'un point de vue observations, on s'appuiera sur les observations aérosols et microphysiques pérennes de l'OPAR et de Météo-France renforcées par une campagne d'observation ouverte largement sur la communauté aérosol et microphysique. Cette campagne serait conjointement proposée pour 2015 et permettrait une calibration/validation de la phase chaude du schéma microphysique pour des nuages tropicaux.

Les questions concernant l'impact de la quantité et des propriétés des aérosols atmosphériques sur la micro-structure du nuage et les processus de formation des précipitations, ainsi que l'influence des aérosols sur la formation des précipitations sont toujours une question centrale dans la communauté.

6.2 ... pour une meilleure représentation des éclairs dans tout type d'orage

Forcément, le constat est le même que pour la simulation des précipitations : quand on change de région, il faut modifier certains paramètres microphysiques dans ICE3 (par exemple, modification des taux d'autoconversion pour favoriser les précipitations issues de la phase froide ou de la phase chaude). Etant donné que le schéma d'électrisation du nuage est complètement adossé au schéma microphysique, cela est naturel.

Le développement d'un nouveau schéma microphysique ouvre donc de nouvelles perspectives pour l'électricité atmosphérique. La première étape consisterait à adapter le transfert des charges électriques au nouveau schéma de transfert de masse. L'impact des aérosols sur le développement de la convection profonde et donc le contraste terre-mer pourrait être analysé à travers l'activité électrique (Williams et Stanfill, 2002).

De nouveaux développements dans le schéma électrique sont aussi envisagés, en particulier au niveau de la rétroaction de l'électricité sur la microphysique. Les forces électriques peuvent en effet impacter à la fois la vitesse de chute des particules, mais aussi les transferts de masses entre particules ayant ou non le même signe.

6.3 Les données d'éclairs pourraient-elles servir à améliorer l'état initial du modèle ?

Comme on l'a vu à plusieurs reprises dans ce manuscrit, et comme on peut l'expérimenter tous les jours lorsqu'on veut simuler des systèmes convectifs dans notre bassin (et ailleurs), une bonne simulation passe d'abord par une bonne représentation de l'état initial. Dans les régions océaniques où se développent et se propagent les cyclones tropicaux, peu d'observations sont disponibles et donc assimilables. L'observation continue de l'activité électrique peut fournir des informations utiles pour améliorer la prévision des précipitations convectives. Alexander et al. (1999) et Chang et al. (2001) ont montré une amélioration nette de la prévision à 12 et 24 h des précipitations et de la localisation de la convection pour un cyclone extratropical intense lorsque les données d'éclairs sont assimilées en combinaison avec des données satellites micro-ondes intermittentes pendant l'initialisation du modèle. Leur schéma d'assimilation estime le taux

6.3 Les données d'éclairs pourraient-elles servir à améliorer l'état initial du modèle ?

de précipitation par CG et utilise cette information pour calculer les précipitations convectives pendant la période d'assimilation. Ces précipitations sont ensuite converties en taux de libération de chaleur latente, et ce paramètre est utilisé pour *nudger* le modèle. Cependant, les relations pluies-CG qu'ils utilisent peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur selon la région ou le régime de temps. Quant à Pessi et Businger (2009), ils ont étudié l'impact de l'assimilation des données éclairs du réseau PacNet sur un système convectif extratropical dans une région pauvre en observations conventionnelles. L'utilisation d'une relation empirique éclair-pluie convective les a obligé à dériver une relation spécifique aux orages d'hiver du Pacifique Nord.

Papadopoulos et al. (2005) ont assimilé les données d'éclairs du réseau européen à longue distance ZEUS pour *nudger* l'humidité relative en utilisant un échantillon de profils d'humidité associés à de la convection profonde. Cette méthode d'assimilation des données d'éclairs permet d'améliorer significativement la prévision des pluies pendant la période d'assimilation et jusqu'à 12 h de prévision. Papadopoulos et al. (2009) estiment que cette technique est potentiellement utilisable pour la prévision opérationnelle des inondations associées à des orages.

En s'inspirant de l'approche mise au point par Rogers et al. (2000) pour les données radar, Mansell et al. (2007) ont utilisé les données éclairs du NLDN et du LMA dans le Midwest. Ils ajoutent de la vapeur d'eau dans la couche limite des régions où il y a des éclairs. En ajoutant par petits incréments jusqu'à 1 g kg^{-1} jusqu'à ce que le sommet du nuage atteigne 7 km d'altitude et que la vitesse verticale soit de 10 m s^{-1} , ils forcent le schéma de convection profonde à produire de la convection là où des éclairs sont observés. Au contraire, le schéma de convection peut être empêché de produire de la convection dans les zones sans activité électrique. Lagouvardos et al. (2013) utilisent l'approche de Mansell et al. (2007). Ils assimilent les données éclairs du réseau ZEUS pendant 18 h et montrent un apport positif sur le positionnement du système convectif au moins dans les 36 premières heures de simulation.

Pour améliorer la représentation initiale des bandes précipitantes dans le cyclone tropical Rita, Fierro et Reisner (2011) utilisent les données du LASA pour 4 intervalles de 3 h pour saturer en vapeur d'eau les colonnes dans lesquelles des éclairs sont observés. Fierro et al. (2012) utilisent la même procédure pour aider à l'initialisation de la convection dans le modèle WRF. Ils montrent que l'assimilation des données d'éclairs pendant quelques heures avant l'analyse améliore significativement la représentation de la convection à l'analyse et à l'échéance 1 h pour la journée du 24 mai 2011 caractérisée par une série de 12 tornades sur le centre de l'Oklahoma.

On voit donc l'intérêt croissant de différentes équipes de recherche européennes et américaines pour l'assimilation des données d'éclairs qu'ils jugent simple et peu coûteuse en temps de calcul. Il ne faut pas aussi oublier que, suite à l'augmentation des moyens de calcul, la résolution des modèles de prévision ne cesse de croître et leur physique est de plus en plus évoluée. Dans ce cas, plutôt que de simplement déclencher ou inhiber la convection profonde en modifiant le profil d'humidité, il sera peut-être plus judicieux d'ajuster le contenu en hydrométéores en chaque point. Ceci pourra peut-être se faire suite à la mise en évidence de *proxies* fiables du taux d'éclairs.

6.4 La place de mes recherches dans le contexte international

Si les points évoqués ci-dessus semblent s'ancrer uniquement dans le contexte local réunionnais voire de l'océan Indien, il n'en est rien.

Comme on l'a vu précédemment, le nuage est le cœur d'interactions complexes entre aérosols, microphysique, précipitations, éclairs, chimie, rayonnement et dynamique qui font qu'il est à la fois un élément clé de la météorologie et du climat. La thématique aérosol - nuage - précipitation que je développe dans la Section 6.1 est ainsi l'un des thèmes à développer identifié par la communauté internationale à travers les programmes [GEWEX](#) et [IGAC](#) notamment. En particulier, il est recommandé de faire le lien entre l'échelle microscopique des processus moteurs (activation, transferts microphysiques) et les effets résultants (précipitations). Le rapport du comité scientifique du [WCRP](#) en 2012 met aussi l'accent sur un certain nombre de points liés aux interactions aérosols - nuages - précipitations - rayonnement, dont le rôle important des aérosols et des hydrométéores sur le système climatique et la dépendance des processus nuageux dans les paramétrisations ([WCRP, 2012](#)). En particulier sont pointés du doigt la nucléation, le manque de connaissance associée à la microphysique en phase glace et la complexité ajoutée par la prise en compte des aérosols (composition, transformations chimiques, *cloud-processing*, ré-émission...). Ainsi, mes travaux sur le développement d'un schéma microphysique à deux moments, seul moyen de faire le lien entre aérosols et nuages, et sur l'analyse des précipitations associées aux systèmes convectifs, participeront à la détection et à la quantification de l'influence des aérosols sur les propriétés du nuage. Ils devront s'accompagner d'une calibration / validation sur différents systèmes nuageux.

En terme de prévision numérique, les conclusions du *workshop* [HFIP](#) en 2012 reconnaissent le rôle essentiel de la microphysique dans la trajectoire et l'intensité des cyclones tropicaux. Il est admis que les schémas microphysiques dans les modèles opérationnels ne sont pas adaptés pour représenter la complexité des processus microphysiques dans un cyclone tropical. Cependant, l'implémentation d'un schéma à plusieurs moments n'est pas encore d'actualité dans les modèles opérationnels pour plusieurs raisons. Le surcoût numérique imposé est le premier argument. Le second concerne notre manque de compréhension des processus en jeu, notamment au niveau de la phase glace (multiplication, nucléation, efficacité de collection...) qui dominent la convection océanique tropicale. D'autre part, si, théoriquement, des schémas microphysiques plus complexes permettent de reproduire avec plus de réalisme les processus microphysiques, ils peuvent ne pas conduire systématiquement à de meilleurs résultats, en particulier s'ils ne sont pas correctement calibrés. Une microphysique plus réaliste pourrait par exemple mettre en avant d'autres défauts du modèle. Il est aussi à noter que d'autres paramétrisations du modèle ont souvent été développées et calibrées avec un schéma microphysique plus simple. Les membres du *workshop* [HFIP](#) recommandent donc dans un premier temps que le développement de schémas microphysiques à plusieurs moments demeure du domaine de la recherche. Par contre, ils mettent en avant l'importance d'une approche couplée 1-moment / plusieurs moments où les résultats avec des schémas plus complexes permettraient de mieux calibrer les schémas à 1 moment.

Si pour la recherche amont et la recherche appliquée, les besoins en paramétrisations de la microphysique divergent quelque peu pour le moment, il est indéniable que dans

6.5 Pour conclure

quelques années, avec les progrès des moyens numériques et la descente en échelle associée, et ceux sur nos connaissances des processus nuageux, les modèles opérationnels intégreront des schémas microphysiques à deux voire plusieurs moments. Mais avant cela, l'effort doit se porter à la fois sur le développement de paramétrisations dans les modèles numériques comme je l'ai souligné plus haut, mais aussi sur l'observation puisque le seul moyen de valider et de calibrer un modèle, c'est de le confronter aux observations. C'est dans ce cadre que se situe la campagne d'observations que le LACy souhaite conduire à l'Observatoire du Maïdo, à la fois en installant de l'instrumentation aérosols et microphysique pérenne, mais aussi grâce à une campagne intensive, qui je l'espère, pourra mobiliser une partie de la communauté nationale sensible à ces thématiques.

La communauté électricité atmosphérique internationale s'est structurée autour de l'ICAE, mais aucune stratégie n'est réellement mise en avant au niveau international. Par contre, des structures centrées autour de projets comme HyMeX avec le groupe PEACH, ou autour du projet de détecteur d'éclairs (LI) sur la prochaine génération des satellites Meteosat (MTG) commencent à voir le jour. Autour de ces projets, un certain nombre de thématiques prioritaires se dégagent comme la préparation de l'assimilation des données d'éclairs ou la prévision à court terme des orages sévères à partir des données d'éclairs. Au centre de ces thèmes, on retrouve les études des interactions dynamique - microphysique - électricité que je souhaite continuer à développer.

6.5 Pour conclure

Arrivée à la fin de ce manuscrit, il est temps de se poser quelques questions plus générales mais centrées sur mes problématiques et ma situation de chercheur à La Réunion. La première serait : pourquoi investir dans la recherche à La Réunion ? Ne peut-on pas faire à Paris ou Toulouse les mêmes recherches qu'à Saint-Denis (Réunion) ? Je sais que beaucoup de personnes en métropole se posent cette question. Il est vrai que lorsque l'on travaille sur la modélisation, que l'on soit à Paris ou en région, peu importe. On peut alors retourner la question : est-ce qu'en métropole, on investit dans la recherche sur les territoires outre-mer ? Qui travaille pour améliorer la prévision de la trajectoire et de l'intensité des cyclones tropicaux ? Dans quel laboratoire tente-t-on d'améliorer la spatialisation des pluies à La Réunion où le cumul annuel peut dépasser 10 m d'eau sur les flancs du volcan ? Ces thématiques locales ne sont et ne peuvent être développées qu'*in situ* étant donné le contexte actuel de la recherche qui cible des grands chantiers monopolisant une grande partie de la communauté, des financements et des instruments pendant plusieurs mois, voire plusieurs années. Pour les chercheurs à La Réunion, et au LACy en particulier en tant qu'UMR, il faut donc garder un équilibre subtil entre thématiques locales et régionales plus appliquées (précipitations sur la Réunion, impact des systèmes dépressionnaires tropicaux sur La Réunion) et les grands enjeux nationaux et internationaux (interactions aérosols - nuages - précipitations, relations dynamique - microphysique - activité électrique, intensification des cyclones tropicaux) qui permettent d'obtenir le financement de notre recherche, mais aussi de continuer à collaborer avec les laboratoires de métropole et étrangers sur des sujets de recherche amont (qui serviront à la recherche appliquée).

La deuxième question concerne l'avenir de Meso-NH mais vient aussi suite à la progression du nombre d'études menées en France avec WRF. Il y a, je pense, deux utilisations distinctes de WRF par la communauté française. Tout d'abord, l'utilisation par certaines équipes de travaux basés les résultats de WRF utilisé "en boîte noire". Pour avoir travaillé et développé avec les deux (WRF et Meso-NH), je dirai tout d'abord que la simplicité de WRF est une idée reçue. C'était peut-être vrai il y a quelques années, mais les choses ont, à mon avis, changé positivement du côté de Meso-NH grâce notamment au travail de l'équipe de soutien. Ensuite, l'utilisation en "boîte noire" est dangereuse puisque, par définition, on ne sait pas quelles paramétrisations sont utilisées, si elles sont adaptées à l'étude qu'on souhaite mener... Aucun instrumentaliste ne se permettrait d'utiliser un instrument en boîte noire sans le calibrer et le valider : la même approche devrait être de mise pour la modélisation. La deuxième catégorie d'utilisateurs de WRF en France est experte en modélisation, mais a choisi le modèle américain pour mener ses études et faire des développements. C'est tout à fait légitime, les raisons scientifiques pour choisir l'un ou l'autre sont multiples. Par contre, le danger, c'est que la communauté française se tourne en masse vers WRF et qu'il n'y ait plus aucun intérêt à développer un modèle de recherche en France. Si tel était le cas, c'est toute l'expertise en modélisation méso-échelle qui disparaîtrait à moyen terme. Le point fort du développement d'un modèle communautaire, c'est qu'il permet de structurer une communauté autour d'un projet commun et de maintenir des compétences dans différentes thématiques, des méthodes numériques aux paramétrisations physiques, en passant par le développement de diagnostics. Meso-NH a des défauts, il faut l'avouer, notamment au niveau du coût de calcul. Par contre, il a souvent été en pointe sur différentes thématiques comme la chimie en ligne ou la simulation du cycle de vie des charges électriques. La diversité des applications de ce modèle et la mise à disposition de toute la communauté des codes développés en font sa richesse : transport de pollen, pollution, feux de forêt, écoulement de la lave et émission de composés chimiques, météorologie urbaine... Je ne suis pas sûre que toutes ces études auraient été possibles sans Meso-NH. S'il y a un choix d'abandonner Meso-NH, il faudra qu'un nouveau projet de modèle méso-échelle français ou européen voit le jour, qui structure notre communauté et préserve les développements et spécificités de Meso-NH. J'espère donc que ce modèle pourra continuer à se développer sous quelque forme que ce soit, et qu'il permettra encore dans les prochaines années de développer de nouveaux thèmes scientifiques.

Pour terminer sur une note plus personnelle, je dirai que, même si la période entre la thèse et mon recrutement au CNRS en tant que chargée de recherche a été une période pleine de stress et d'incertitudes, je n'ai jamais regretté de m'être engagée dans la voie de la recherche. Il faut dire que j'ai eu énormément de chance de travailler avec des gens extrêmement compétents dès mon stage de Maîtrise et tout au long de mon parcours, qui m'ont donné l'envie de continuer dans la recherche académique et qui m'ont aidé à franchir les étapes les unes après les autres (thèse, recherche de post-docs, concours...). J'espère donc pouvoir continuer à apporter ma pierre à l'édifice de la recherche en physique des nuages dans un contexte national stabilisé qui nous laisse passer plus de temps à la recherche qu'à la recherche de financements.

Acronymes

- RAR** Rime Accretion Rate ou Taux d'accrétion par givrage. [15](#)
- ACD** Atmospheric Chemistry Division. [1](#), [73](#)
- AMMA** Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine. [1](#), [2](#), [33](#), [34](#), [51](#)
- ARAMIS** Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique. [72](#)
- AROME** Application de la Recherche à l'Opérationnel de Meso-Echelle. [18](#), [33](#), [42](#), [88](#)
- ASP** Advanced Study Program. [1](#), [38](#), [73](#)
- ATDnet** Arrival Time Difference network. [18](#), [19](#)
- ATER** Attachée Temporaire d'Enseignement et de Recherche. [2](#)
- BSMP** Paramétrisation des processus non-inductifs selon [Saunders et al. \(1991\)](#) mais modifié pour prendre en compte l'effet de la vitesse relative des particules selon [Brooks et al. \(1997\)](#). [15](#), [17](#)
- C2R2** Schéma microphysique à 2 moments pour la phase chaude dans Meso-NH. [33](#)
- CCN** Cloud Condensation Nuclei ou Noyau de condensation. [42](#), [86](#), [89](#), [90](#)
- CCOPE** Cooperative Convective Precipitation Experiment. [76](#), [78](#)
- CELLS** Cloud Electrification and Lightning Scheme. [7](#), [9–11](#), [13](#), [15](#), [18](#), [20–22](#), [74](#)
- CEPMMT** Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme. [34](#), [38](#), [78](#)
- CERFACS** Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique. [86](#)
- CG** Cloud-to-Ground flash ou éclair nuage-sol. [11](#), [14](#), [21](#), [50](#), [51](#), [53](#), [55](#), [56](#), [66](#), [67](#), [72](#), [73](#), [90](#), [91](#)
- CMRS** Centre Météorologique Régional Spécialisé. [38](#), [79](#)
- CNES** Centre National d'Etudes Spatiales. [1](#)
- CNRM** Centre National de la Recherche Météorologique. [2](#), [3](#), [33](#), [72](#), [86](#)
- CNRS** Centre National de la Recherche Scientifique. [2](#), [7](#), [94](#)
- COPT81** Convection Profonde Tropicale 1981. [40](#)
- COSMIC** Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate. [38](#)
- CRM** Cloud Resolving Model ou Modèle de Nuage Résolu. [6](#), [50](#), [66](#)
- CRYSTAL-FACE** Cirrus Regional Study of Tropical Anvils and Cirrus Layers - Florida Area Cirrus Experiment. [76](#), [78](#)

- CTM** Chemistry-Transport Model ou Modèle de Chimie Transport. 49, 50
- DC3** Deep Convective Clouds and Chemistry experiment. 2, 51, 59, 73
- DEA** Diplôme d'Etudes Approfondies. 1
- DIRRE** Direction Inter-Régionale de La Réunion. 87, 88
- EDF** Electricité de France. 87
- ENM** Ecole Nationale de la Météorologie. 1, 3, 40
- ENSO** El Niño Southern Oscillation. 70
- EOL** Earth Observing Laboratory. 73
- EULINOX** European Lightning Nitrogen Oxides Project. 11, 13, 51, 76, 78
- GEWEX** Global and regional Energy and Water EXchanges. 45, 92
- GMME** Groupe de Météorologie de Moyenne Echelle. 2, 3
- GPS** Global Positioning System. 2, 33, 38
- GTOPO30** Global TOPOgraphy with a horizontal grid spacing of 30 arc seconds. 35, 37
- HaRP** Hawaiian Rainband Project. 39, 40
- HFIP** Hurricane Forecast Improvement Program, NOAA. 92
- HIGRAD** Los Alamos National Laboratory. 19
- HyMeX** Hydrological cycle in Mediterranean eXperiment. 8, 21, 22, 42, 44, 45, 72, 93
- IAMAS** International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences. 45
- IC** Intra-Cloud flash ou éclair intra-nuage. 11, 14, 19, 50, 51, 53, 55, 56, 67
- ICAE** International Commission on Atmospheric Electricity. 93
- ICCP** International Commission on Clouds and Precipitation. 45
- ICE3** Schéma microphysique à 1 moment et 3 classes de glace dans Meso-NH. 7, 33, 40–45, 88, 90
- ICE4** Schéma microphysique à 1 moment et 4 classes de glace dans Meso-NH. 9, 33
- IGAC** International Global Atmospheric Chemistry. 45, 92
- IMAGO** Interactions Multiples dans l'Atmosphère, la Glace et l'Océan. 9
- IN** Ice Nuclei ou Noyau glaçogène. 86, 89
- IUGG** International Union of Geodesy and Geophysics. 45
- JEA** Jet d'Est Africain. 57, 58
- KHKO** Schéma microphysique à 2 moments pour la phase chaude dans Meso-NH, extension de C2R2 pour les stratocumulus. 33
- KW78** Supercellule idéalisée basée sur [Klemp et Wilhelmson \(1978\)](#). 76
- LA** Laboratoire d'Aérodologie. 1, 2, 7–9, 22, 33, 72, 74, 86
- LACy** Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones. 2, 3, 8, 67, 86, 88, 89

Acronyms

- LANL** Los Alamos National Laboratory. [19](#)
- LASA** Los Alamos Sferic Array. [91](#)
- LEFE** Les enveloppes Fluides et l'Environnement. [9](#)
- LERMA** Laboratoire d'Etude du Rayonnement et de la Matière en Astrophysique. [8](#)
- LF** Low Frequency. [67](#)
- LGSR** Laboratoire GéoSciences Réunion - UMR 7154 IPGP / Paris 7 / Université de La Réunion. [88](#)
- LI** Lightning Imager. [93](#)
- LIMA** Liquid-Ice Multiple Aerosols, schéma microphysique à 2 moments en phase mixte dans Meso-NH. [33](#), [86](#)
- LInet** Lightning detection network. [18](#), [19](#), [67](#)
- LiNO_x** Lightning-produced NO_x. [49–51](#), [53–59](#), [65](#), [66](#), [73](#), [81](#)
- LIS** Lightning Imaging Sensor. [67](#), [68](#), [70](#)
- LMA** Lightning Mapping Array. [11](#), [21](#), [22](#), [67](#), [80](#)
- MACC** Monitoring Atmospheric Composition and Climate. [86](#)
- MCS** Mesoscale Convective System. [58](#)
- MG08** Schéma microphysique à 2 moments pour la phase mixte dans Meso-NH ([Morrison et Grabowski, 2008](#)). [39–45](#)
- MIT** Massachusetts Institute of Technology. [2](#), [72](#)
- MM5** Pennsylvania State University / National Center for Atmospheric Research mesoscale model. [50](#)
- MMM** Mesoscale and Microscale Meteorology division. [73](#)
- MOANA** MOdélisation de l'Atmosphère Nuageuse et Analyse. [2](#)
- MTG** Meteosat Third Generation. [93](#)
- NCAR** National Center for Atmospheric Research. [1](#), [2](#), [38](#), [51](#), [65](#), [73](#)
- NIMH** National Institute of Meteorology and Hydrology. [9](#)
- NLDN** National Lightning Detection Network. [80](#)
- NSSL** National Severe Storm Laboratory. [1](#), [7](#), [8](#)
- OLR** Outgoing Longwave Radiation. [38](#), [71](#)
- ONERA** Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales. [1](#), [7](#)
- OPAR** Observatoire de Physique de l'Atmosphère de La Réunion. [90](#)
- ORAGES** Observation Radioélectrique et Analyse Goniométrique des Eclairs par Satellite. [1](#), [7](#)
- OSU-R** Observatoire des Sciences de l'Univers - Réunion. [88](#)
- OTD** Optical Transient Detector. [67](#), [68](#), [70](#)
- PEACH** . [72](#), [93](#)

- PEGASE** Prévision des énergies renouvelables et garantie active par le stockage d'énergie. [87](#)
- POI** Période d'Observation Intensive. [42](#), [44](#), [45](#)
- PRECYP** PREvision et analyse des CYclones pour la Prévention des risques à La Réunion. [3](#), [34](#)
- RO** Radio Occultation. [38](#)
- SAUN** Paramétrisation des processus non-inductifs selon [Saunders et al. \(1991\)](#). [17](#)
- SCOUT-O3** Stratospheric-Climatic Links with Emphasis on the Upper Troposphere and Lower Stratosphere. [51](#)
- SEM** Storm Electrification Model. [6](#), [50](#)
- SRTM** Shuttle Radar Topography Mission. [35](#), [37](#)
- STEPS** Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study. [7](#), [51](#), [76](#), [78](#)
- STERAO** Stratospheric-Tropospheric Experiment : Radiation, Aerosols and Ozone. [7](#), [13](#), [40](#), [42](#), [50](#), [52](#), [73–76](#), [78](#)
- STS** Sciences Technologies Santé. [86](#)
- TEEWC** Paramétrisation des processus non-inductifs selon [Takahashi \(1978\)](#), mais incluant l'effet du taux d'accrétion par givrage selon [Tsenova et Mitzeva \(2009\)](#). [15](#), [17](#)
- TELEX** Thunderstorm Electrification and Lightning Experiment. [1](#)
- TERAR** Paramétrisation des processus non-inductifs selon [Takahashi \(1978\)](#), mais incluant l'effet du contenu en eau liquide effectif selon [Tsenova et Mitzeva \(2009\)](#). [15](#), [17](#)
- TLE** Transient Luminous Event. [80](#)
- TRMM** Tropical Rainfall Measuring Mission. [34](#), [67](#)
- TROCCINOX** Tropical Convection, Cirrus, and Nitrogen Oxides Experiment. [51](#)
- UHF** Ultra-High Frequency. [2](#), [34](#), [88](#)
- UMR** Unité Mixte de Recherche. [93](#)
- UMS** Unité Mixte de Service. [67](#)
- VHF** Very High Frequency. [1](#), [11](#), [67](#)
- VLF** Very Low Frequency. [67](#)
- WCRP** World Climate Research Programme. [92](#)
- WK84** Multicellule idéalisée basée sur [Weisman et Klemp \(1984\)](#). [76](#)
- WRF** Weather Research and Forecasting. [1](#), [2](#), [7](#), [33](#), [50](#), [51](#), [55](#), [59](#), [65](#), [73](#), [91](#), [93](#), [94](#)
- WRF-ARW** Advanced Research WRF. [59](#)
- WWLLN** World Wide Lightning Location Network. [67–70](#), [79](#), [80](#)
- ZEUS** Long-range lightning detection network operated by the National Observatory of Athens. [91](#)
- ZO** Zone Orageuse. [72](#)

Bibliographie

- Abarca, S. F., K. L. Corbosiero, et T. J. Galarneau Jr., 2010 : An evaluation of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth. *J. Geophys. Res.*, **115**, D182206, doi : 10.1029/2009JD013411.
- Albrecht, B. A., 1989 : Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science*, **245**, 1227–1230.
- Alexander, G. D., J. A. Weinman, V. M. Karyampudi, W. S. Olson, et A. C. Lee, 1999 : The effect of assimilating rain rates derived from satellites and lightning on the forecasts of the 1993 superstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1433–1457.
- Altaratz, O., T. Reisin, et Z. Levin, 2005 : Simulation of the electrification of winter thunderclouds using the three-dimensional regional atmospheric modeling system (RAMS) model : Single cloud simulations. *J. Geophys. Res.*, **110** (D20205), doi : 10.1029/2004JD005616.
- Baker, M. B., H. J. Christian, et J. Latham, 1995 : A computational study of the relationships linking lightning frequency and other thundercloud parameters. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 1525–1548.
- Barth, M. C., et al., 2007 : Cloud-scale model intercomparison of chemical constituent transport in deep convection. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 4709–4731.
- Barthe, C., N. Asencio, J.-P. Lafore, M. Chong, B. Campistron, et F. Cazenave, 2010a : Multi-scale analysis of the 25-27 July 2006 convective period over Niamey : Comparison between Doppler radar observations and cloud-resolving simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**(S1), 191–209.
- Barthe, C. et M. C. Barth, 2008 : Evaluation of a new lightning-produced NO_x parameterization for cloud resolving models and of its associated uncertainties. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 4691–4710.
- Barthe, C., M. Chong, J.-P. Pinty, C. Bovalo, et J. Escobar, 2012 : CELLS v1.0 : updated and parallelized version of an electrical scheme to simulate multiple electrified clouds and flashes over large domains. *Geosci. Model Dev.*, **5**, 167–184, doi : 10.5194/gmd-5-167-2012.
- Barthe, C., W. Deierling, et M. C. Barth, 2010b : Estimation of total lightning from various storm parameters : A cloud-resolving model study. *J. Geophys. Res.*, **115** (D24202), doi :10.1029/2010JD014405.

-
- Barthe, C., C. Mari, J.-P. Chaboureau, P. Tulet, F. Roux, et J.-P. Pinty, 2011 : Numerical study of tracers transport by a mesoscale convective system over West Africa. *Ann. Geophys.*, **29** (5), 731–747, doi :10.5194/angeo-29-731-2011.
- Barthe, C., G. Molinié, et J.-P. Pinty, 2005 : Description and first results of an explicit electrical scheme in a 3D cloud resolving model. *Atmos. Res.*, **76**, 95–113.
- Barthe, C. et J.-P. Pinty, 2007a : Simulation of a supercellular storm using a three-dimensional mesoscale model with an explicit lightning flash scheme. *J. Geophys. Res.*, **112** (D06210), doi :10.1029/2006JD007484.
- Barthe, C. et J.-P. Pinty, 2007b : Simulation of electrified storms with comparison of the charge structure and lightning efficiency. *J. Geophys. Res.*, **112** (D19204), doi :10.1029/2006JD008241.
- Barthe, C., J.-P. Pinty, et C. Mari, 2007 : Lightning-produced NO_x in an explicit electrical scheme : a STERAO case study. *J. Geophys. Res.*, **112** (D04302), doi : 10.1029/2006JD007402.
- Berthet, S., M. Leriche, J.-P. Pinty, J. Cuesta, et G. Pigeon, 2010 : Scavenging of aerosol particles by rain in a cloud resolving model. *Atmos. Res.*, **96**, 325–336.
- Betz, H.-D., K. Schmidt, P. Oettinger, et M. Wirz, 2004 : Lightning detection with 3D discrimination of intracloud and cloud-to-ground discharges. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11108, doi :10.1029/2004GL019821.
- Black, R. A., J., et Hallet, 1999 : Electrification of the hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2004–2028.
- Blyth, A. M., H. J. C. Jr., K. Driscoll, A. M. Gadian, et J. Latham, 2001 : Determination of ice precipitation rates and thunderstorm anvil ice contents from satellite observations of lightning. *Atmos. Res.*, **59-60**, 217–229.
- Boccippio, D. J., 2001 : Lightning scaling relations revisited. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1086–1104.
- Bond, D. W., R. Zhang, X. Tie, G. Brasseur, G. Huffines, R. E. Orville, et D. J. Boccippio, 2001 : NO_x production by lightning over the continental United States. *J. Geophys. Res.*, **106** (D21), 27 701–27 710, doi :10.1029/2000JD000191.
- Boussaton, M.-P., S. Coquillat, S. Chauzy, et F. Gagneron, 2004 : A new videosonde with a particle charge measurement device for in situ observation of precipitation particles. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 1519–1531.
- Bovalo, C., C. Barthe, et N. Bègue, 2012 : A lightning climatology of the South-West Indian Ocean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **12**, 2659–2670, doi :10.5194/nhess-12-2659-2012.
- Brooks, I. M., C. P. R. Saunders, R. P. Mitzeva, et S. L. Peck, 1997 : The effect on thunderstorm charging of the rate of rime accretion by graupel. *Atmos. Res.*, **43**, 277–295.

BIBLIOGRAPHIE

- Bruning, E. C., W. D. Rust, T. J. Schuur, D. R. MacGorman, P. R. Krehbiel, et W. Rison, 2007 : Electrical and polarimetric radar observations of a multicell storm in TELEX. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 2525–2544.
- Buguet, M., 2012 : Activité d'éclairs et paramètres issus de l'observation radar dans les orages : application au projet HyMeX. Ph.D. thesis, Université de Toulouse III, 164 pp.
- Buguet, M., S. Coquillat, S. Soula, C. Barthe, O. Bousquet, M. Chong, et E. Defer, 2013 : Relationships between cloud-to-ground lightning activity, microphysics and kinematics in thunderclouds : a case study observed by S and C-band radars in southeastern France. *soumis à Ann. Geophys.*, **en révision**.
- Caniaux, G., J.-L. Redelsperger, et J.-P. Lafore, 1994 : A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I : General description and water and heat budgets. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2046–2074.
- Chang, D.-E., J. A. Weinman, C. A. Morales, et W. S. Olson, 2001 : The effect of spaceborne microwave and ground-based continuous lightning measurements on forecasts of the 1998 Groundhog Day storm. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1809–1833.
- Chiu, C.-S., 1978 : Numerical study of cloud electrification in a axisymmetric, time-dependant cloud model. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5025–5049.
- Christian, H. J., et al., 1999 : The Lightning Imaging Sensor (LIS), paper presented at 11th International Conference on Atmospheric Electricity, Guntersville, Alabama.
- Christian, H. J., et al., 2003 : Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. *J. Geophys. Res.*, **108 (D1)**, 4005, doi :10.1029/2002JD002347.
- Cohard, J.-M. et J.-P. Pinty, 2000 : A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. II : 2D experiments with a non hydrostatic model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1843–1859.
- Cotton, W. R., M. A. Stephens, T. Nehr Korn, et G. J. Tripoli, 1982 : Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model-1982. Part. 2, An ice phase parameterization. *J. Rech. Atmos.*, **16**, 295–320.
- Cummings, K. A., et al., 2013 : Cloud-resolving chemistry simulation of a Hector storm. *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 2757–2777, doi :10.5194/acp-13-2757-2013.
- DeCaria, A. J., K. E. Pickering, G. L. Stenchikov, et L. E. Ott, 2005 : Lightning-generated NO_x and its impact on tropospheric ozone production : A three-dimensional modeling study of a Stratosphere-Troposphere Experiment : Radiation, Aerosols and Ozone (STERAO-A) thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi :10.1029/2004JD005556.
- DeCaria, A. J., K. E. Pickering, G. L. Stenchikov, J. R. Scala, J. L. Stith, J. E. Dye, B. A. Ridley, et P. Laroche, 2000 : A cloud-scale model study of lightning-generated NO_x in an individual thunderstorm during STERAO-A. *J. Geophys. Res.*, **105 (D9)**, 11,601–11,616.

-
- Defer, E., P. Blanchet, C. Théry, P. Laroche, J. E. Dye, M. Venticinque, et K. L. Cummins, 2001 : Lightning activity for the July 10, 1996, storm during the Stratosphere-Troposphere Experiment : Radiation, Aerosol, and Ozone-A (STERAO-A) experiment. *J. Geophys. Res.*, **106 (D10)**, 10 151–10 172, doi :10.1029/2000JD900849.
- Defer, E., P. Laroche, J. E. Dye, et W. C. Skamarock, 2003 : Use of total lightning lengths to estimate NO_x production in a Colorado thunderstorm. *Proceedings of the 12th International Conference on Atmospheric Electricity*, Versailles, France, Int. Comm. on Atmos. Electr., 9-13 June 2003.
- Deierling, W. et W. A. Petersen, 2008 : Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi :10.1029/2007JD009 598.
- Deierling, W., W. A. Petersen, J. Latham, S. Ellis, et H. J. Christian, 2008 : The relationship between lightning activity and ice fluxes in thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi :10.1029/2007JD009 700.
- DeMaria, M., R. T. DeMaria, J. A. Knaff, et D. Molnar, 2012 : Tropical cyclone lightning and rapid intensity change. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1828–1842, doi :10.1175/MWR-D-11-00236.1.
- Dye, J. E., J. J. Jones, et W. P. Winn, 1989 : Observations within two regions of charge during initial thunderstorm electrification. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 1271–1290.
- Dye, J. E., et al., 2000 : An overview of the Stratospheric-Tropospheric Experiment : Radiation, Aerosols, and Ozone (STERAO)-Deep Convection experiment with results for the July 10, 1996 storm. *J. Geophys. Res.*, **105 (D8)**, 10,023–10,045, doi :10.1029/1999JD901116.
- Fan, J., R. Zhang, G. Li, et W.-K. Tao, 2007 : Effects of aerosols and relative humidity on cumulus clouds. *J. Geophys. Res.*, **112 (D14204)**, doi :10.1029/2006JD008136.
- Fehr, T., H. Höller, et H. Huntrieser, 2004 : Model study on production and transport of lightning-produced NO_x in a EULINOX supercell storm. *J. Geophys. Res.*, **109**, 1–17, doi :10.1029/2003JD003 935.
- Ferrier, B. S., W.-K. Tao, et J. Simpson, 1995 : A double-moment multiple phase four-class bulk ice scheme. Part II : simulations of convective storms in different large-scale environments and comparison with other bulk parameterizations. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1001–1033.
- Fierro, A. O., L. Leslie, E. Mansell, J. Straka, D. MacGorman, et C. Ziegler, 2007 : A high-resolution simulation of microphysics and electrification in an idealized hurricane-like vortex. *Meteor. Atmos. Phys.*, **98 (1-2)**, 13–33.
- Fierro, A. O., E. R. Mansell, D. R. MacGorman, et C. L. Ziegler, 2013 : The implementation of an explicit charging and lightning scheme within the WRF-ARW model : benchmark simulations of a continental squall line, a tropical cyclone and a winter storm. *Mon. Wea. Rev.*, **in press**, doi :10.1175/MWR-D-12-00278.1.
-

BIBLIOGRAPHIE

- Fierro, A. O., E. R. Mansell, C. Ziegler, et D. R. MacGorman, 2012 : Application of a lightning data technique in the WRF-ARW model at cloud-resolving scales for the tornado outbreak of 24 May 2011. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2609–2627, doi :10.1175/MWR-D-11-00299.1.
- Fierro, A. O. et J. M. Reisner, 2011 : High-resolution simulation of the electrification and lightning of hurricane Rita during the period of rapid intensification. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 477–494, doi :10.1175/2010JAS3659.1.
- Fita, L., R. Romero, A. Luque, C., et Ramis, 2009 : Effects of assimilating precipitation zones derived from satellite and lightning data on numerical simulations of tropical-like Mediterranean storms. *Ann. Geophys.*, **27**, 3297–3319, doi : 10.5194/angeo-27-3297-2009.
- Formenton, M., et al., 2013 : Using a cloud electrification model to study relationships between lightning activity and cloud microphysical structure. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **13**, 1085–1104, doi :10.5194/nhess-13-1085-2013.
- Fovell, R. G., K. L. Corbosiero, et H.-C. Kuo, 2009 : Cloud microphysics impact on hurricane tracks as revealed in idealized experiments. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1764–1778.
- Franklin, C. N., G. J. Holland, et P. May, 2005 : Sensitivity of tropical cyclone rainbands to ice-phase microphysics. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2473–2493.
- Gao, S., L. Ran, et X. Li, 2006 : Impacts of ice microphysics on rainfall and thermodynamic processes in the tropical deep convection regime : a 2D cloud-resolving modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3015–3024.
- Geernaert, G., S. Businger, C. Jeffery, T. Dunn, R. Elsberry, et D. MacGorman, 2010 : Using novel lightning data and advanced modeling approaches to predict maritime cyclogenesis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **91**, 1091–1093, doi :http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS2926.1.
- Geoffroy, O., 2007 : Modélisation LES des précipitations dans les nuages de couche limite et paramétrisation pour les modèles de circulation générale. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier (Toulouse III), 192 pp.
- GEWEX, 2011 : GEWEX plans for 2013 and beyond. Tech. rep.
- Gilmore, M., J. M. Straka, et E. N. Rasmussen, 2004 : Precipitation uncertainty due to variations in precipitation particle parameters within a simple microphysics scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2610–2627.
- Helsdon, J. H. et R. D. Farley, 1987 : A numerical modeling study of a Montana thunderstorm : Part 2 : Model results versus observations involving electrical aspects. *J. Geophys. Res.*, **92**, 5661–5675.
- Helsdon, J. H., W. A. Wojcik, et R. D. Farley, 2001 : An examination of thunderstorm-charging mechanism using a two-dimensional storm electrification model. *J. Geophys. Res.*, **106** (D1), 1165–1192, doi :10.1029/2000JD900532.
- Helsdon, J. H., G. Wu, et R. D. Farley, 1992 : An intracloud lightning parameterization scheme for a storm electrification model. *J. Geophys. Res.*, **97**, 5865–5884.

-
- Heymsfield, A. J., 1982 : A comparative study of the rates of development of potential graupel and hail embryos in high plains storms. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2867–2897.
- Hou, T., H. Lei, et Z. Hu, 2009 : Numerical simulation of the relationship between electrification and microphysics in the prelightning stage of thunderstorms. *Atmos. Res.*, **91** (2-4), 281–291, doi :10.1016/j.atmosres.2008.04.009.
- Houze Jr., R. A., 2010 : Clouds in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 293–344.
- Huntrieser, H., et al., 2002 : Airborne measurements of NO_x, tracer species and small particles during the European Lightning Nitrogen Oxides Experiment. *J. Geophys. Res.*, **107** (D11), doi :10.1029/2000JD000209.
- Ibrahim, C., F. Chane-Ming, C. Barthe, et Y. Kuleshov, 2010 : Gravity waves energy as a possible index of tropical cyclone activity in the south-west Indian ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **37** (L09807), doi :10.1029/2010GL042938.
- IGAC, 2006 : Science plan and implementation strategy. Tech. rep., IGPB secretariat, Stockholm.
- IUGG, 2003 : Final report of the IUGG Working Group Geosciences : the Future. Tech. rep.
- Jayaratne, R., C. P. R. Saunders, et J. Hallet, 1983 : Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystal interactions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 609–630.
- Jumaux, G., H. Quételard, et D. Roy, 2011 : *Atlas climatique de La Réunion*. Direction Interrégionale de La Réunion, Météo-France.
- Kasemir, H. W., 1960 : A contribution to the electrostatic theory of a lightning discharge. *J. Geophys. Res.*, **65**, 1873–1878.
- Kaufmann, G., 2013 : Evaluation de schémas microphysiques sur des systèmes convectifs profonds. M.S. thesis, Ecole Nationale de la Météorologie.
- Kawasaki, Z. et K. Matsuura, 2000 : Does a lightning channel show a fractal? *Applied Energy*, **67**, 147–158.
- Kessler, E., 1969 : On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr.*, **32**, 84 pp.
- Khain, A., N. BenMoshe, et A. Pokrovsky, 2008 : Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds : An attempt at classification. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1721–1748, doi :10.1175/2007JAS2515.1.
- Khain, A. P. et A. Pokrovsky, 2004 : Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part II : Sensitivity study. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2983–3001, doi :10.1175/JAS-3281.1.
- Khairoutdinov, M. et Y. Kogan, 2000 : A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 229–243.
-

BIBLIOGRAPHIE

- Klemp, J. B. et R. B. Wilhelmson, 1978 : The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070–1096.
- Krehbiel, P., R. J. Thomas, W. Rison, T. Hamlin, J. Harlin, et M. Davis, 2000 : Lightning mapping observations in Central Oklahoma. *Eos*, 21–25.
- Krehbiel, P. R., 1981 : An analysis of the electric field change produced by lightning. Ph.D. thesis, Univ. of Manchester Inst. of Sci. and Technol., Manchester, U. K.
- Kuhlman, K. M., C. L. Ziegler, E. R. Mansell, D. R. MacGorman, et J. M. Straka, 2006 : Numerically simulated electrification and lightning of the 29 June 2000 STEPS supercell storm. *Mon. Wea. Rev.*, **134**(10), 2734–2757.
- Labrador, L. J., R. vonKuhlmann, et M. G. Lawrence, 2004 : Strong sensitivity of the global mean OH concentration and the tropospheric oxidizing efficiency to the source of NO_x from lightning. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi :10.1029/2003GL019229.
- Lafore, J.-P. et M. W. Moncrieff, 1989 : A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 521–544.
- Lagouvardos, K., V. Kotroni, E. Defer, et O. Bousquet, 2013 : A case study of heavy precipitation and lightning activity over southern france : observational and model analysis in the frame of HyMeX project. *Atmos. Res.*, **soumis**.
- Lang, T. J., S. A. Rutledge, J. E. Dye, M. Venticinque, P. Laroche, et E. Defer, 2000 : Anomalous low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-A. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 160–173.
- Lascaux, F., E. Richard, et J.-P. Pinty, 2006 : Numerical simulations of three different MAP IOPs and the associated microphysical processes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 1907–1926.
- Latham, J., W. A. Petersen, W. Deierling, et H. J. Christian, 2007 : Field identification of a unique globally dominant mechanism of thunderstorm electrification. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133** (627), 1453–1457.
- Li, J., G. Wang, W. Lin, Q. He, Y. Feng, et J. Mao, 2013a : Cloud-scale simulation study of Typhoon Hagupit (2008) Part I : Microphysical processes of the inner core and three-dimensional structure of the latent heat budget. *Atmos. Res.*, **120-121**, 170–180, doi :10.1016/j.atmosres.2012.08.015.
- Li, J., G. Wang, W. Lin, Q. He, Y. Feng, et J. Mao, 2013b : Cloud-scale simulation study of Typhoon Hagupit (2008) Part II : Impact of cloud microphysical latent heat processes on typhoon intensity. *Atmos. Res.*, **120-121**, 202–215, doi :10.1016/j.atmosres.2012.08.018.
- Lin, J. C., T. Matsui, R. A. Pielke Sr., et C. Kummerow, 2006 : Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin : A satellite-based empirical study. *J. Geophys. Res.*, **111** (D19204), doi :10.1029/2005JD006884.

-
- Lord, S. J., H. E. Willoughby, et J. M. Piotrowicz, 1984 : Role of a parameterized ice-phase microphysics in an axisymmetric, nonhydrostatic tropical cyclone model. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2836–2848.
- Lu, R., C. Lin, R. Turco, et A. Arakawa, 2000 : Cumulus transport of chemical tracers 1) cloud-resolving simulations. *J. Geophys. Res.*, **105**, 10,001–10,021.
- MacGorman, D. R., J. M. Straka, et C. L. Ziegler, 2001 : A lightning parameterization for numerical cloud model. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 459–478.
- Mansell, E. R., 2000 : Electrification and lightning in simulated supercell and non-supercell thunderstorms. Ph.D. thesis, Univ. Oklahoma, 211 pp.
- Mansell, E. R., D. MacGorman, C. L. Ziegler, et J. M. Straka, 2002 : Simulated three-dimensional branched lightning in a numerical thunderstorm model. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi :10.1029/2000JD000244.
- Mansell, E. R., D. R. MacGorman, C. L. Ziegler, et J. M. Straka, 2005 : Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi :10.1029/2004JD005287.
- Mansell, E. R., C. L. Ziegler, et D. R. MacGorman, 2007 : A lightning data assimilation technique for mesoscale forecast models. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1732–1748, doi : <http://dx.doi.org/10.1175/MWR3387.1>.
- Marshall, T. C., M. P. MacCarthy, et W. D. Rust, 1995 : Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **100**, 7097–7103.
- McCumber, M., W.-K. Tao, J. Simpson, R. Penc, , et S. T. Soong, 1991 : Comparison of ice-phase microphysical parameterization schemes using numerical simulations of tropical convection. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 985–1004.
- McFarquhar, G. M. et R. A. Black, 2004 : Observations of particle size and phase in tropical cyclones : Implications for mesoscale modeling of microphysical processes. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 422–439.
- McFarquhar, G. M., H. Zhang, G. Heymfield, J. Dudhia, J. B. Halverson, R. Hood, et F. Marks Jr., 2006 : Factors affecting the evolution of Hurricane Erin and the distributions of hydrometeors : Role of microphysical processes. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 127–150.
- Meyers, M., P. DeMott, et W. Cotton, 1992 : New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 708–721.
- Mitzeva, R. et C. P. R. Saunders, 1990 : Thunderstorm charging : calculations of the effect of ice crystal size and graupel velocity. *J. Atmos. Terrest. Phys.*, **52**, 241–245.
- Molinié, G., J. P. Pinty, et F. Roux, 2002 : Some microphysical and electrical aspects of a Cloud Resolving Model : description and thunderstorm case study. *C. R. Physique*, **3**, 1–20.
-

BIBLIOGRAPHIE

- Morrison, H. et W. W. Grabowski, 2008 : A novel approach for representing ice microphysics in models : description and tests using a kinematic framework. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1528–1548.
- Mullendore, G. L., D. R. Durran, et J. R. Holton, 2005 : Cross-tropopause tracer transport in midlatitude convection. *J. Geophys. Res.*, **110** (D06113), doi :10.1029/2004JD005059.
- Neumann, C., 1993 : Global guide to tropical cyclone forecasting. WMO Trop. Cyclone Program Rep. TCP-31, chap. Global Overview, World Meteorol. Organ, 43 pp., Geneva, Switzerland.
- Norville, K., M. Baker, et J. Latham, 1991 : A numerical study of thunderstorm electrification : model development and case study. *J. Geophys. Res.*, **96** (D4), 7463–7481, doi :10.1029/90JD02577.
- Ott, L. E., K. E. Pickering, G. Stenchikov, H. Huntrieser, et U. Schumann, 2007 : Effects of lightning NO_x production during the 21 July European Lightning Nitrogen Oxides Project storm studied with a three-dimensional cloud-scale chemical transport model. *J. Geophys. Res.*, **112**, doi :1029/2006JD007365.
- Papadopoulos, A., T. G. Chronis, et E. N. Anagnostou, 2005 : Improving convective precipitation forecasting through assimilation of regional lightning measurements in a mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1961–1977.
- Papadopoulos, A., E. Serpetzoglou, et E. N. Anagnostou, 2009 : Evaluating the impact of lightning data assimilation on mesoscale model simulations of a flash flood inducing storm. *Atmos. Res.*, **94**, 715–725.
- Pessi, A. T. et S. Businger, 2009 : The impact of lightning data assimilation on a winter storm simulation over the North Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3177–3195, doi :<http://dx.doi.org/10.1175/2009MWR2765.1>.
- Petersen, W. A., D. J. Boccippio, et H. J. Christian, 2005 : TRMM observations of the basic relationship between ice water content and lightning. *Conference on Meteorological Applications of Lightning Data*, San Diego, CA.
- Petrov, N. I. et G. N. Petrova, 1993 : Physical mechanisms for intracloud lightning discharges. *Technical Physics*, **44**, 472–475.
- Phillips, V., P. DeMott, et C. Andronache, 2008 : An empirical parameterization of heterogeneous ice nucleation for multiple chemical species of aerosol. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 2757–2783.
- Pickering, K. E., Y. Wang, W. K. Tao, C. Price, et J.-F. Müller, 1998 : Vertical distributions of lightning NO_x for use in regional and global chemical transport models. *J. Geophys. Res.*, **103** (D23), 31 203–31 216.
- Pinty, J.-P. et C. Barthe, 2008 : Ensemble simulation of the lightning flash variability in a 3-D cloud model with parameterizations of cloud electrification and lightning flashes. *Mon. Wea. Rev.*, **136** (1), 380–387.

-
- Pinty, J.-P., C. Barthe, E. Defer, E. Richard, et M. Chong, 2012 : Explicit simulations of electrified mixed-phase clouds in Meso-NH : from semi-idealized to first real-case studies. *16th International Conference on Clouds and Precipitation*, Leipzig, Germany.
- Pinty, J.-P., C. Barthe, E. Defer, E. Richard, et M. Chong, 2013 : Explicit simulation of electrified clouds : From idealized to real case studies. *Atmos. Res.*, **123**, 82–92, doi :10.1016/j.atmosres.2012.04.008.
- Pinty, J.-P. et P. Jabouille, 1998 : A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. *Conference of Cloud Physics*, Everett, WA, USA, 217–220.
- Price, C., J. Penner, et M. Prather, 1997 : NO_x from lightning. 1. Global distribution based on lightning physics. *J. Geophys. Res.*, **102 (D5)**, 5929–5941.
- Price, C. et D. Rind, 1992 : A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions. *J. Geophys. Res.*, **97 (D9)**, 9919–9933.
- Proctor, D. E., 1981 : VHF radio pictures of cloud flashes. *J. Geophys. Res.*, **86 (C5)**, 4041–4071.
- Proctor, F. H., 1988 : Numerical simulations of an isolated microburst. Part I : Dynamics and structure. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3137–3160.
- Proctor, F. H., 1989 : Numerical simulations of an isolated microburst. Part II : sensitivity experiments. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2143–2165.
- Rakov, V. et M. Uman, 2003 : *Lightning : Physics and Effects*. Cambridge University Press.
- Randell, S. C., S. A. Rutledge, R. D. Farley, et J. H. H. Jr., 1994 : A modeling study on the early electrical development of tropical convection : continental and oceanic (monsoon) storms. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1852–1877.
- Rawlins, F., 1982 : A numerical study of thunderstorm electrification using a three-dimensional model incorporating the ice phase. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 779–800.
- Reisner, J. M. et C. A. Jeffery, 2009 : A smooth cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1825–1843.
- Reynolds, S. E., M. Brooks, et M. F. Gourley, 1957 : Thunderstorm charge separation. *J. Meteor.*, **14**, 163–178.
- Riousset, J. A., V. P. Pasko, P. R. Krehbiel, R. J. Thomas, et W. Rison, 2007 : Three-dimensional fractal modeling of intracloud lightning discharge in a New Mexico thunderstorm and comparison with lightning mapping observations. *J. Geophys. Res.*, **112 (D11)**, doi :10.1029/2006JD007621.
- Rison, W., R. J. Thomas, P. R. Krehbiel, T. Hamlin, et J. Harlin, 1999 : A GPS-based three-dimensional lightning mapping system : initial observations in Central New-Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3573–3576.
-

BIBLIOGRAPHIE

- Rodger, C. J., J. B. Brundell, R. H. Holzworth, et E. H. Lay, 2009 : Growing detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network. *Coupling of thunderstorms and lightning discharges to near-Earth space*, Corte (France), 23-27 June 2008, Vol. 1118, 15–20, doi :10.1063/1.3137706.
- Rogers, R. F., J. M. Fritsch, et W. C. Lambert, 2000 : A simple technique for using radar data in the dynamic initialization of a mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2560–2574.
- Rosenfeld, D., 2000 : Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, **287**, 1793–1796, doi :10.1126/science.287.5459.1793.
- Rosenfeld, D., U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O’Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, et M. O. Andreae, 2008 : Flood or drought : How do aerosols affect precipitation ? *Science*, **321**, 1309–1313, doi :10.1126/science.1160606.
- Rust, W. D. et D. R. MacGorman, 2002 : Possibly inverted-polarity electrical structures in thunderstorms during STEPS. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi :10.129/2001GL014303.
- Rust, W. D., et al., 2005 : Inverted-polarity electrical structures in thunderstorms in the Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS). *Atmos. Res.*, **76**, 247–271.
- Sañudo, J., J. B. Gómez, F. C. no, et A. F. Pacheco, 1995 : Fractal dimension of lightning discharge. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **2**, 101–106.
- Saunders, C. P. R., H. Bax-Norman, E. Avila, et N. E. Castellano, 2004 : A laboratory study of the influence of ice crystal growth conditions on subsequent charge transfer in thunderstorm electrification. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1395–1406.
- Saunders, C. P. R., W. D. Keith, et R. P. Mitzeva, 1991 : The effect of liquid water on thunderstorm charging. *J. Geophys. Res.*, **96**, 11 007–11 017.
- Saunders, C. P. R. et S. L. Peck, 1998 : Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13 949–13 956.
- Scala, J. R., et al., 1990 : Cloud draft structure and trace gas transport. *J. Geophys. Res.*, **95**, 17 015–17 030.
- Schumann, U. et H. Huntrieser, 2007 : The global lightning-induced nitrogen oxides source. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 3823–3907.
- Shao, X. M. et P. R. Krehbiel, 1996 : The spatial and temporal development of intracloud lightning. *J. Geophys. Res.*, **101**, 26 641–26 668.
- Skamarock, W. C., J. E. Dye, E. Defer, M. C. Barth, J. L. Stith, et B. A. Ridley, 2003 : Observational- and modeling-based budget of lightning-produced NO_x in a continental thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, **108** (10), doi :10.1029/2002JD002163.
- Skamarock, W. C., et al., 2000 : Numerical simulations of the July 10 Stratospheric-Tropospheric Experiment : Radiation, Aerosol, and Ozone/Deep Convection Experiment convective system : Kinematics and transport. *J. Geophys. Res.*, **105**, 19,973–19,990.

- Soula, S., O. van der Velde, J. Montanya, P. Huet, C. Barthe, et J. Bór, 2011 : Gigantic jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion Island. *J. Geophys. Res.*, **116** (D19103), doi :10.1029/2010JD015581.
- Soula, S., O. van der Velde, J. Montanya, P. Huet, C. Barthe, et J. Bór, 2012 : Des jets géants au-dessus d'un orage isolé proche de La Réunion. *La Météorologie*, **8** (77), 30–40, doi :10.4267/2042/47373.
- Spichtinger, P. et K. M. Gierens, 2009 : Modelling cirrus clouds. Part 1a : Model description and validation. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 685–706.
- Stevens, B. et G. Feingold, 2009 : Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system. *Nature*, **461**, 607–613, doi :10.1038/nature08281.
- Stockwell, D. Z., et al., 1999 : Modelling NO_x from lightning and its impact on global chemical fields. *Atmospheric Environment*, **33**, 4477–4493.
- Stolzenburg, M., W. D. Rust, et T. C. Marshall, 1998 : Electrical structure in thunderstorm convective regions - 3. Synthesis. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,097–14,108.
- Storer, R. L., S. C. van den Heever, et G. L. Stephens, 2010 : Modeling aerosol impacts on convective storms in different environments. *J. Atmos. Sci.*, **67** (12), 3904–3915, doi :10.1175/2010JAS3363.1.
- Straka, J. M. et J. R. Anderson, 1993 : Numerical simulations of microburst-producing storms : some results from storms observed during COHMEX. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1329–1348.
- Straka, J. M. et E. R. Mansell, 2005 : A bulk microphysics parameterization with multiple ice precipitation categories. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 445–466.
- Sun, A., H.-Y. Chun, J.-J. Baik, et M. Yan, 2002 : Influence of electrification on microphysical and dynamical processes in a numerically simulated thunderstorm. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 1112–1127.
- Szumowski, M. J., W. W. Grabowski, et H. T. Ochs III, 1998 : Simple two-dimensional kinematic framework designed to test warm rain microphysical models. *Atmos. Res.*, **45**, 299–326.
- Takahashi, T., 1978 : Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1536–1548.
- Takahashi, T., 1979 : Warm cloud electricity in a shallow axisymmetric cloud model. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 2236–2258.
- Takahashi, T., 1983 : A numerical simulation of winter cumulus electrification. Part 1 : shallow cloud. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1257–1280.
- Takahashi, T., 1984 : Thunderstorm electrification - A numerical study. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2541–2558.
- Takahashi, T., 1987 : Determination of lightning origins in a thunderstorm model. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 777–794.

BIBLIOGRAPHIE

- Takahashi, T. et K. Miyawaki, 2002 : Reexamination of riming electrification in a wind tunnel. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1018–1025.
- Thomas, R. J., P. R. Krehbiel, W. Rison, T. Hamlin, J. Harlin, et D. Shown, 2001 : Observations of VHF source powers radiated by lightning. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 143–146.
- Tsenova, B., C. Barthe, R. Mitzeva, et J.-P. Pinty, 2013 : Impact of parameterizations of ice particle charging based on rime accretion rate and effective water content on simulated with mesonh thunderstorm charge distributions. *Atmos. Res.*, sous presse.
- Tsenova, B. et R. Mitzeva, 2009 : New parameterization of non-inductive charge transfer based on previous laboratory experiments. *Atmos. Res.*, **91**, 79–85.
- Tsenova, B. et R. Mitzeva, 2011 : Comparative modelling study of the effect of parameterizations based on rime accretion rate and on effective water content on simulated charge density in thunderstorms. *IDOJARAS*, **115 (4)**, 247–263.
- Tsonis, A. A. et J. B. Elsner, 1987 : Fractal characterization and simulation of lightning. *Beitr. Phys. Atmos.*, **60**, 187–192.
- Twomey, S., 1977 : The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149–1152.
- Ushio, T., S. T. Heckman, H. J. Christian, et Z.-I. Kawasaki, 2003 : Vertical development of lightning activity observed by the LDAR system : lightning bubbles. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 165–174.
- van den Heever, S. C., G. G. Carrio, W. R. Cotton, P. J. DeMott, et A. J. Prenni, 2006 : Impact of nucleating aerosol on Florida storms, part 1 : Mesoscale simulations. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1752–1775, doi :10.1175/JAS3713.1.
- Vonnegut, B., 1963 : Some facts and speculations concerning the origin and role of thunderstorm electricity. *Meteorol. Monogr.*, **5**, 224–241.
- Wang, C., 2005 : A modeling study of the response of tropical deep convection to the increase of cloud condensation nuclei concentration : 1. Dynamics and microphysics. *J. Geophys. Res.*, **110 (D21211)**, doi :10.1029/2004JD005720.
- Wang, C. et J. Chang, 1993 : Three-dimensional numerical model of cloud dynamics, microphysics, and chemistry 1. Concepts and formulation. *J. Geophys. Res.*, **98 (D8)**, 14827–14844.
- Wang, C. et R. Prinn, 2000 : On the roles of deep convection clouds in tropospheric chemistry. *J. Geophys. Res.*, **105 (D17)**, 3399–3418.
- Wang, Y. A., W. DeSilva, G. C. Goldenbaum, et R. R. Dickerson, 1998 : Nitric oxide production by simulated lightning : Dependence on current, energy and pressure. *J. Geophys. Res.*, **103**, 19,149–19,159.
- WCRP, 2012 : Report of the 33rd session of WCRP Joint Scientific Committee. Tech. rep., WCRP Report No. 12.

-
- Weisman, M. L. et J. B. Klemp, 1984 : The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shear. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479–2498.
- Wiens, K. C., S. A. Rutledge, et S. A. Tessendorf, 2005 : The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II : Lightning and charge structure. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4151–4177.
- Wiesmann, H. J. et H. R. Zeller, 1986 : A fractal model of dielectric breakdown and prebreakdown in solid dielectrics. *J. Appl. Phys.*, **60**, 1770–1773.
- Williams, E. R., 1989 : The tripole structure of thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **94 (D11)**, 13,151–13,167.
- Williams, E. R., C. M. Cooke, et K. A. Wright, 1985 : Electrical discharge propagation in and around space charge clouds. *J. Geophys. Res.*, **90**, 6054–6070.
- Williams, E. R. et R. M. Lhermitte, 1983 : Radar tests of the precipitation hypothesis for thunderstorm electrification. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10,984–10,992.
- Williams, E. R. et S. Stanfill, 2002 : The physical origin of the land-ocean contrast in lightning activity. *C. R. Physique*, **3**, 1277–1292.
- Wojcik, W. A., 1994 : An examination of thunderstorm charging mechanisms using the IAS 2D storm electrification model. M.S. thesis, So. Dakota Schl. Mines Technol., Rapid City, SD.
- Wu, C.-C., H.-J. Cheng, Y. Wang, et K.-H. Chou, 2009 : A numerical investigation of the eyewall evolution in a landfalling typhoon. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 21–40.
- Yasunaga, K., H. Kidan, T. Satomura, et N. Nishi, 2004 : A numerical study on the detrainment of tracers by cumulus convection in TOGA COARE. *J. of the Meteorol. Soc. of Japan*, **82 (3)**, 861–878.
- Zhang, X., J. H. Helsdon, et R. D. Farley, 2003a : Numerical modeling of lightning-produced NO_x using an explicit lightning scheme : 1. Two-dimensional simulation as a proof of concept. *J. Geophys. Res.*, **108 (D18)**, doi :10.1029/2002JD003 224.
- Zhang, X., J. H. Helsdon, et R. D. Farley, 2003b : Numerical modeling of lightning-produced NO_x using an explicit lightning scheme : 2. Three-dimensional simulation and expanded chemistry. *J. Geophys. Res.*, **108 (D18)**, doi :10.1029/2002JD003 225.
- Zhu, T. et D. L. Zhang, 2006 : Numerical simulation of Hurricane Bonnie (1998). Part II : sensitivity to cloud microphysical processes. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 109–126.
- Ziegler, C. L. et D. R. MacGorman, 1994 : Observed lightning morphology relative to modeled space charge and electric field distributions in a tornadic storm. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 833–851.
- Ziegler, C. L., D. R. MacGorman, J. E. Dye, et P. S. Ray, 1991 : A model evaluation of noninductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, **96**, 12,833–12,855.
-

BIBLIOGRAPHIE

Ziegler, C. L., P. S. Ray, et D. R. MacGorman, 1986 : Relations of kinematics, micro-physics and electrification in an isolated mountain thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2098–2115.

Zipser, E. J. et K. R. Lutz, 1994 : The vertical profile of radar reflectivity of convective cells : a strong indicator of storm intensity and lightning probability? *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1751–1759.

Annexe A

Curriculum Vitae

Christelle Barthe

Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones - UMR 8105
(Université de la Réunion - CNRS - Météo-France)
Université de la Réunion
15 avenue René Cassin - BP 7151 97715 Saint-Denis Messageries
Cedex 09
Tél. : 02 62 92 11 84
Fax : 02 62 93 82 54
E-mail : christelle.barthe@meteo.fr
Née le 11/07/1978 à Bagnères-de-Bigorre (65)

Travaux de recherche

- jan. 2013 - **Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones** , La Réunion, France
→ CR1 CNRS
Etude de la microphysique et de l'activité électrique des systèmes convectifs tropicaux
- jan. 2009 - déc 2012 **Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones** , La Réunion, France
→ CR2 CNRS
Etude de la microphysique et de l'activité électrique des systèmes convectifs tropicaux
- déc. 2007-déc. 2008 **Centre National de la Recherche Météorologique - Laboratoire d'Aérodologie** , Toulouse, France
→ Post-doc (CDD Météo-France et CNRS)
Etude de la dynamique des systèmes convectifs d'Afrique de l'Ouest à partir de données radar et de la modélisation méso-échelle - Campagne AMMA.
- nov. 2006-nov. 2007 **National Center for Atmospheric Research** , Boulder, Colorado, USA.
→ Bourse ASP (Advanced Study Program)
Estimation de l'activité électrique des systèmes convectifs à partir des flux de masse de glace et production de NO_x par les éclairs dans le modèle WRF
- sept.-oct. 2006 **Laboratoire d'Aérodologie** , Toulouse, France.
→ Post-doc (CDD CNRS)
Simulations d'ensemble d'orages électrisés avec le modèle Meso-NH
- oct. 2005-jan. 2006 **Laboratoire d'Aérodologie** , Toulouse, France.
→ Post-doc (CDD CNRS)
Etude numérique du transport dans une ligne de grains d'Afrique de l'Ouest

Travaux de recherche (suite)

- avril-juin 2004 **National Severe Storm Laboratory** , Norman, Oklahoma, USA
→ Bourse ATUPS de l'Université Paul Sabatier (Toulouse)
- Modélisation de l'activité électrique des nuages et comparaison avec le modèle du NSSL
- Participation à la campagne de mesures Thunderstorm Electrification and Lightning EXperiment-2003
- 2002-2005 **Laboratoire d'Aérodynamique** , Toulouse, France.
→ Thèse effectuée sous la direction de J.-P. Pinty et F. Roux et soutenue le 23 septembre 2005 à Toulouse (mention très honorable).
"Etude de l'activité électrique des systèmes orageux à l'aide du modèle Meso-NH"
- fév.-juin 2002 **Laboratoire d'Aérodynamique** , Toulouse, France.
→ Stage de DEA sous la direction de Jean-Pierre Pinty et Frank Roux
Etude des caractéristiques électriques d'un orage isolé à l'aide du modèle Meso-NH
- mai-juin 2001 **Laboratoire d'Aérodynamique** , Toulouse, France.
→ Stage de Maîtrise sous la direction de Peter Bechtold
Etude statistique des nuages convectifs à partir des simulations numériques explicites de la convection nuageuse.

Formation

- 2001-2002 **DEA** Océan, Atmosphère et Environnement (Mention Bien)
Option Dynamique de l'Océan et de l'Atmosphère
Université Paul Sabatier, Toulouse III
- 2000-2001 **Maîtrise** de Physique (Mention Assez-Bien)
Université Paul Sabatier, Toulouse III
- 1999-2000 **Licence** de Physique (Mention Assez-Bien)
Université Paul Sabatier, Toulouse III
- 1997-1999 **DEUG** Sciences de la Matière (Mention Bien)
Université Paul Sabatier, Toulouse III
- 1996-1997 **1ère année INSA** , Toulouse
- 1996 **Baccalauréat** S option Mathématiques (Mention Assez-Bien)
Lycée Bossuet, Condom (32)

Formation complémentaire

- fév. 2002 Stage de formation au modèle Meso-NH
- 2002 - 2005 Modules de formation complémentaire dans le cadre du monitorat, dispensés par le CIES de Toulouse
- 16 déc. 2011 Initiation à l'hydrologie à La Réunion - Présentation de la Cellule de Veille Hydrologique

Enseignement

- 2002-2005 **Monitrice** à l'Université Paul Sabatier, Toulouse III.
Enseignement de physique, d'optique, de statistiques appliquées à la physique et A2P2 en Licence.
- jan. - août 2006 **ATER** (Attachée Temporaire d'Enseignement et de Recherche) à l'Université Paul Sabatier, Toulouse (37^{ème} section)
Enseignement de physique et de géophysique en Licence.

Encadrement

- fév. - juin 2013 Co-encadrement avec C. Lac d'un stage de fin d'étude Ingénieur des Travaux de l'ENM, effectué par Gabrielle Kaufmann
Sujet : " *Validation d'un schéma microphysique à deux moments pour la modélisation explicite de la convection profonde*"
- déc. 2012 - Co-encadrement avec M. Plu d'un post-doc, Nan Yu, dans le cadre du projet PRECYP
Sujet : " *Spatialisation des précipitations intenses à La Réunion par la modélisation numérique*"
- oct. 2010 - Co-direction avec S. Soula d'une thèse de l'Université de la Réunion (Bourse Région), effectuée par Christophe Bovalo
Sujet : " *Activité électrique et variations d'intensité des systèmes convectifs tropicaux dans le sud-ouest de l'océan Indien : observations et modélisation*"
- oct. 2008 - oct. 2011 Co-encadrement avec F. Chane-Ming d'une thèse de l'Université de la Réunion (Bourse Région), effectuée par Chouaïbou Ibrahim et soutenue le 28 octobre 2011.
Sujet : " *Analyse des ondes de gravité générés par les cyclones tropicaux dans le bassin sud ouest Indien*"
- fév.-juin 2011 Co-encadrement avec F. Chane-Ming et O. Caumont d'un stage de Master 2 "Océan, Atmosphère, Surfaces Continentales" de l'Université de Toulouse, effectué par Nadya Bigjee.
Sujet : " *Estimation et spatialisation des précipitations sur l'île de la Réunion à partir des observations radar et du modèle Meso-NH*"
- fév.-juin 2010 Co-encadrement avec J.-P. Pinty d'un stage de Master2 "Océan, Atmosphère, Surfaces Continentales" de l'Université de Toulouse, effectué par Christophe Bovalo.
Sujet : " *Estimation du taux d'éclair d'une cellule convective à partir de paramètres microphysiques et dynamiques du modèle Meso-NH*"
- mai-juin 2006 Stage de Master1 "Sciences de l'Atmosphère et Océanographie" de l'Université de Toulouse, effectué par Martin Denis
Sujet : " *Analyse de sensibilité sur la production d'oxydes d'azote par les éclairs dans un orage supercellulaire*"

Langues étrangères

Anglais : lu, écrit, parlé

Espagnol : notions

Développement de codes communautaires

- Développement d'un schéma électrique explicite dans le modèle Meso-NH
- Intégration d'un schéma microphysique à 2 moments en phase mixte dans Meso-NH
- Développement d'un schéma de production des oxydes d'azote par les éclairs dans WRF

Responsabilités scientifiques / Vie de la recherche

Rapporteur d'articles pour les revues Journal of Geophysical Research, Atmospheric Chemistry and Physics, Weather and Forecasting, Atmospheric Research et Natural Hazards and Earth System Sciences.

2011 - Membre du comité d'utilisateurs du Centre de Calcul de l'Université de la Réunion

Annexe B

Publications

En préparation

- Yu, N., **C. Barthe**, and M. Plu, *Evaluating precipitation in high resolution numerical model over a tropical island : impact of complex terrain and model physics*, en préparation pour soumission à Natural Hazards Earth System Sciences.
- Guerbette, J., M. Plu, **C. Barthe**, and D. Barbary, *Energy budget of a vortex during Cindy-Dynamo campaign*, en préparation pour soumission à Atmospheric Science Letter.
- Bovalo, C., **C. Barthe**, J.-P. Pinty, M. Chong, W. Deierling, and M. C. Barth, *Relationships between electrical activity and dynamical and microphysical parameters : an explicit study with Meso-NH*, en préparation pour soumission à Journal of Geophysical Research.

2013

- Pinty, J.-P., **C. Barthe**, E. Defer, E. Richard, and M. Chong, *Explicit simulations of electrified clouds : from idealized to real case studies*, Atmos. Res., doi :10.1016/j.atmosres.2012.04.008, 2013.
- Tsenova, B., **C. Barthe**, J.-P. Pinty, and R. Mitzeva, *Impact of parameterizations based on rime accretion rate and effective water content on simulated with Meso-NH thunderstorms charge distribution*, Atmos. Res., 128, doi :10.1026/j.atmosres.2013.03.011, 2013.
- Buguet, M., S. Coquillat, S. Soula, **C. Barthe**, O. Bousquet, M. Chong, and E. Defer, *Relationships between cloud-to-ground lightning activity, microphysics and kinematics in thunderclouds : a case study observed by S and C-band radars in southeastern France*, soumis à Annales Geophysicae, en révision.
- Bovalo, C., and **C. Barthe**, *Lightning activity within tropical cyclones in the south west Indian Ocean*, soumis à Monthly Weather Review.
- Baray, J.-L., Y. Courcoux, P. Keckhut, T. Portafaix, P. Tulet, J.-P. Cammas, A. Hauchecorne, S. Godin Beekmann, M. De Mazière, C. Hermans, F. Desmet, K. Sellegri, A. Colomb, M. Ramonet, J. Sciare, C. Vuillemin, C. Hoareau, D. Dionisi, V. Duflot, H. Vèrèmes, J. Porteneuve, F. Gabarrot, T. Gaudo, J.-M. Metzger, G. Payen, J. Leclair de Bellevue, **C. Barthe**, F. Posny, P. Ricaud, A. Abchiche, and R.

Delmas, *Maïdo observatory : A new altitude station facility at Reunion Island (21° S, 55° E) for long-term atmospheric remote sensing and in-situ measurements*, soumis à Atmospheric Measurement Techniques.

2012

- Barthe, C.**, M. Chong, J.-P. Pinty, C. Bovalo, and J. Escobar, *CELLS v1.0 : updated and parallelized version of an electrical scheme to simulate multiple electrified clouds and flashes over large domains*, Geosci. Model Dev., 5, 167-184, doi :10.5194/gmd-5-167-2012, 2012.
- Bovalo, C., **C. Barthe**, and N. Bègue, *A lightning climatology of the South West Indian ocean*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 2659-2670, doi :10.5194/nhess-12-2659-2012, 2012.
- Soula, S., O. van der Velde, J. Montanyà, P. Huet, **C. Barthe**, and J. Bór, *Des jets géants au-dessus d'un orage isolé proche de La Réunion*, La Météorologie, 77, 30-40, 2012.

2011

- Barthe, C.**, C. Mari, P. Tulet, J.-P. Chaboureau, J.-P. Pinty, and F. Roux, *Numerical study of tracers transport by a mesoscale convective system over West Africa*, Ann. Geophys., 29, 731-747, doi :10.5194/angeo-29-731-2011, 2011.
- Soula, S., O. van der Velde, J. Montanyà, P. Huet, **C. Barthe**, and J. Bór, *Gigantic Jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion island*, J. Geophys. Res., 116, D19103, doi :10.1029/2010JD015581, 2011.

2010

- Barthe, C.**, N. Asencio, J.-P. Lafore, M. Chong, and B. Campistron, *Multi-scale analysis of the 25-27 July 2006 convective period over Niamey : comparison between Doppler radar observations and simulations*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., doi :10.1002/qj.539, 190-208, 2010.
- Ibrahim, C., F. Chane-Ming, **C. Barthe**, and Y. Kuleshov, *Gravity waves energy as a possible index of tropical cyclone activity in the South-West Indian Ocean*, Geophys. Res. Lett., doi :10.1029/2010GL042938, 2010.
- Barthe, C.**, W. Deierling, and M. C. Barth, *The estimation of total lightning from various thundercloud parameters : a cloud-resolving model study*, J. Geophys. Res., 115, D24202, doi :10.1029/2010JD014405, 2010.

2008

- Barth, M. C., S.-W. Kim, C. Wang, K. Pickering, L. Ott, G. Stenchikov, M. Leriche, S. Cautenet, J.-P. Pinty, **C. Barthe**, C. Mari, J. Helsdon, R. Farley, A. Fridlind, A. Ackerman, and V. Spiridinov, *Cloud-scale model intercomparison of passive and soluble species transport in deep convection*, Atmos. Chem. Phys., 7, 4709-4731, 2007.

Pinty, J.-P., and **C. Barthe**, *Ensemble simulations of the variability of electrical activity with a mesoscale model*, Mon. Wea. Rev., 136(1), 380-387, 2008.

Barthe, C., and M. C. Barth, *Evaluation of a new lightning-produced NO_x parameterization for cloud resolving models and of its associated uncertainties*, Atmos. Chem. Phys., 8, 4691-4710, 2008.

2007

Barthe, C., J.-P. Pinty, and C. Mari, *Lightning-produced NO_x in an explicit electrical scheme tested in a Stratosphere-Troposphere Experiment : Radiation, Aerosols, and Ozone case study*, J. Geophys. Res., 112, D04302, doi :10.1029/2006JD007402, 2007.

Barthe, C., and J.-P. Pinty, *Simulation of a supercellular storm using a three-dimensional mesoscale model with an explicit lightning flash scheme*, J. Geophys. Res., 112, D06210, doi :10.1029/2006JD007484, 2007.

Barthe, C., and J.-P. Pinty, *Simulation of electrified storms with comparisons of the charge structure and lightning flash efficiency*, J. Geophys. Res., 112, D19204, doi :10.1029/2006JD008241, 2007.

2005

Barthe, C., G. Molinié and J.-P. Pinty, *An explicit electrical scheme for use in a Cloud Resolving Model*, Atmos. Res., 76, 95-113, 2005.

Barthe, C., 2005 : *Etude de l'activité électrique des systèmes orageux à l'aide du modèle Meso-NH*, Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse III, 199 pp. <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00011490/fr/>

Annexe C

Conférences et séminaires

2013

- Guerbette, J., **C. Barthe**, and M. Plu, *Energy budget of a vortex during Cindy-Dynamo campaign*. General Assembly of the European Geosciences Union, 8-12 Avril 2013, Vienne, Autriche.
- Pinty, J.-P., M. Chong, E. Defer, **C. Barthe**, E. Richard, P. Krehbiel, W. Rison and R. Thomas, *Explicit simulations of mixed-phase electrified clouds of the HyMeX-SOP1 experiment with the mesoscale model Meso-NH*, 7th European Conference on Severe Storms, 3-7 Juin 2013, Helsinki, Finland.

2012

- Plu, M., D. Barbary, **C. Barthe**, N. Bigjee, F. Bonnardot, C. Bovalo, F. Chane-Ming, C. Ibrahim, M.-D. Leroux, D. Mékiès, H. Quetelard, A. Réchou, and F. Roux, *Research activities at La Reunion regarding the intensification of tropical cyclones and their impacts*. 10th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 23-27 Avril 2012, Nouméa, Nouvelle Calédonie, France.
- Baray, J.-L., Y. Courcoux, R. Delmas, P. Keckhut, C. Hoareau, J. Leclair de Bellevue, H. Bencherif, T. Portafaix, M. Plu, **C. Barthe**, P. Tulet, A. Coulomb, K. Sellegri, et M. Haeffelin, *L'implication de l'OPAR (Observatoire de Physique de l'Atmosphère de La Réunion) dans ROSEA (Réseau d'Observatoires pour la Surveillance de l'Eau Atmosphérique)*. Journée scientifique du SIRTA, 15 Mai 2012, Palaiseau, France.
- Buguet, M., S. Coquillat, S. Soula, **C. Barthe**, M. Chong, O. Bousquet, and E. Defer, *Relationships between lightning activity, microphysics and kinematics during a thundercloud observed in the HyMeX SOP1 area*. 6th HyMeX workshop, 7-10 Mai 2012, Primosten, Croatia.
- Defer, E., and the TTO1h Team, *Update on the instrumentation, data/products and analysis strategy of the HyMeX lightning task team TTO1H*. 6th HyMeX workshop, 7-10 Mai 2012, Primosten, Croatia.
- Tsenova, B., **C. Barthe**, J.-P. Pinty, and R. Mitzeva, *Numerical simulations of thunderstorm electrification with MesoNH*. 5th BALWOIS Conference, 28 Mai - 2 Juin 2012, Ohrid, Republic of Macedonia.
- Buguet, M., S. Coquillat, S. Soula, **C. Barthe**, O. Bousquet, M. Chong, and E. Defer, *Relationships between lightning activity, microphysics and kinematics in thunderclouds : a case study observed by S and C band radars in the South of France*

(HyMeX SOP area). 7th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, 24-29 Juin 2012, Toulouse, France.

- Tsenova, B., J.-P. Pinty, R. Mitzeva, and **C. Barthe**, *Do anomalous zones of non-inductive charging influence the electrical state of the thunderstorms : Numerical experiments with Meso-NH*. 16th International Conference on Clouds and Precipitation, 30 Juillet - 3 Août 2012, Leipzig, Germany.
- Pinty, J.-P., **C. Barthe**, E. Defer, E. Richard, and M. Chong, *Explicit simulations of electrified mixed-phase clouds in MesoNH : from semi-idealized to first real-case studies*. 16th International Conference on Clouds and Precipitation, 30 Juillet - 3 Août 2012, Leipzig, Germany.
- Bovalo, C., and **C. Barthe**, *Lightning activity in the South West Indian Ocean*, 2012 AGU Fall Meeting, 3-7 Décembre 2012, San Francisco, California, USA.

2011

- Ibrahim, C., F. Chane-Ming, **C. Barthe**, and Y. Kuleshov, *Diagnosis of tropical cyclone activity through gravity wave energy density in the South West Indian Ocean*. 16th Conference on the Middle Atmosphere, 23-27 January 2011, Seattle, Washington, USA.
- Ibrahim, C., F. Chane-Ming, **C. Barthe**, and N. Bidjee, *Observational and numerical studies of gravity waves during tropical cyclone Ivan (2008)*. Micho Yanai Symposium, 24-27 January 2011, Seattle, Washington, USA.
- Soula, S., O. van der Velde, J. Montanyà, P. Huet, and **C. Barthe**, *Gigantic Jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion Island*. EGU General Assembly 2011, 3-8 April 2011, Vienne, Autriche.
- Buguet, M., S. Coquillat, S. Soula, **C. Barthe**, M. Chong, O. Bousquet, J.-F. Georgis, *Relationships between lightning activity, dynamics, and microphysics in thunderclouds above the Paris region : development of an analysis method of observations performed during the HyMeX SOP*. 5th HyMeX Workshop - 17-19 May 2011, Punta Prima (Sant Lluís), Menorca, Spain.
- The TTO1H Team, *Update on the Instrumentation and Data/Products of the HyMeX Lightning Task Team TTO1h*. 5th HyMeX Workshop - 17-19 May 2011, Punta Prima (Sant Lluís), Menorca, Spain.
- Pinty, J.-P., **C. Barthe**, M. Chong, E. Defer, and E. Richard, *Explicit simulations of electrified mixed-phase clouds in Meso-NH : from semi-idealized to first real-case studies*. 5th HyMeX Workshop - 17-19 May 2011, Punta Prima (Sant Lluís), Menorca, Spain.
- Defer, E., T. Farges, **C. Barthe**, C. Bovalo, J.-P. Pinty, M. Chong, S. Soula, and P. Ortega, *Natural lightning flashes : from observation to modelling*. Semaine de l'Astrophysique Française, Atelier Couplage Atmosphère/Ionosphère : phénomènes électriques (TLE, TGF, éclairs), physico-chimie, 20-23 Juin 2011, Paris, France.
- Barthe, C.**, M. Chong, and J.-P. Pinty, *Description and evaluation of the updated electrical scheme in Meso-NH*. 14th International Conference on Atmospheric Electricity, 8-12 Août 2011, Rio de Janeiro, Brazil.
- Soula, S., O. van der Velde, J. Montanyà, P. Huet, and **C. Barthe**, *Video and colour photo analysis of five gigantic jets observed near Réunion island*. 14th International Conference on Atmospheric Electricity, 8-12 Août 2011, Rio de Janeiro, Brazil.

- Tsenova, B., **C. Barthe**, R. Mitzeva, and J.-P. Pinty, *Numerical simulations of thunderstorm with Meso-NH using different non-inductive electrification schemes*. 14th International Conference on Atmospheric Electricity, 8-12 Août 2011, Rio de Janeiro, Brazil.
- Bovalo, C., **C. Barthe**, J.-P. Pinty, M. Chong, W. Deierling, and M. C. Barth, *Can some dynamical and microphysical parameters be used as proxies for the total flash rate ? A modeling study*. 14th International Conference on Atmospheric Electricity, 8-12 Août 2011, Rio de Janeiro, Brazil.
- Pinty, J.-P., **C. Barthe**, and M. Chong, *Explicit simulations of electrified mixed-phase clouds in MesoNH : from semi-idealized to first real-case studies*. 6th European Conference on Severe Storms, 3-7 Octobre 2011, Palma, Balearic Islands, Spain.

2010

- Barthe, C.**, N. Asencio, J.-P. Lafore, M. Chong, B. Campistron, and F. Cazenave, *Multi-scale analysis of the 25-27 July 2006 convective period over Niamey : Doppler radar observations and simulations*. 29th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, 10-14 May 2010, Tucson, Arizona, USA.
- Barthe, C.**, N. Asencio, J.-P. Lafore, M. Chong, B. Campistron, and F. Cazenave, *Analyse multi-échelle de la période convective des 25-27 juillet 2006 de la SOP AMMA : observation et simulation*. Prévisibilité du Climat Tropical, 1-3 juin 2010, Toulouse, France.
- Barthe, C.**, A. Bennett, H.-D. Betz, P. Blanchet, M. Chong, S. Coquillat, E. Defer, T. Farges, U. Finke, J.-F. Georgis, H. Höller, P. Krehbiel, K. Lagouvardos, P. Lalande, P. Laroche, G. Molinié, P. Ortéga, J.-P. Pinty, W. Rison, S. Soula, *Observations and products available from the Lightning Observation Task Team during HyMeX*. 4th HyMeX workshop, 8-10 June 2010, Bologna, Italy.
- Barthe, C.**, W. Deierling, and M. C. Barth, *The estimation of total lightning from various thundercloud parameters : a cloud-resolving model study*. 13th Conference on Cloud Physics, 28 June-2 July 2010, Portland, Oregon, USA.
- Molinari, J., E. Fukada, B.K. Bandyopadhyay, **C. Barthe**, A. Burton, J. Hawkins, M. Kunitsugu, R. Pasch, C. Velden and A. Waqaicelua, *Observation capabilities and opportunities*, 7th International Workshop on Tropical Cyclones (IWTC-7) report, 15-20 November 2010, La Réunion, France.
- Soula, S., O. van der Velde, J. Montanyà, P. Huet, and **C. Barthe**, *Gigantic Jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion Island*. 2010 AGU Fall Meeting, 13-17 December 2010, San Francisco, California, USA.

2009

- Barth, M. C., C. Cantrell, S. Rutledge, W. Brune, **C. Barthe**, W. Skamarock, and M. Weisman, *Deep Convective Clouds and Chemistry (DC3) : Description of the field campaign and modeling of lightning NO_x in the DC3 study areas*. Joint session of the 4th Conference on Meteorological Applications of Lightning Data and the 11th Conference on Atmospheric Chemistry, American Meteorological Society, 2009, Phoenix, Arizona.
- Defer, E., and the PEACH Team, *Detection, analysis and use of the lightning activity during the HYMEX experiment*. General Assembly of the European Geosciences Union, 19-24 Avril 2009, Vienne, Autriche.

-
- Defer, E., and the PEACH Team, *Detection, analysis and use of the lightning activity during the HYMEX experiment (PEACH)*. 3rd HyMeX workshop, 1-4 Juin 2009.
- Chane-Ming, F., C. Ibrahim, Y. Kuleshov, **C. Barthe**, and M. Plu, *A 10-year comparison between gravity-wave energy and tropical cyclone activities in the South-West Indian basin*. MOCA-09 Joint Assembly, 19-29 Juillet 2009, Montréal, Canada.
- Barthe, C.**, N. Asencio, J.-P. Lafore, M. Chong, and B. Campistron, *Multi-scale analysis of the 25-27 July 2006 convective period over Niamey : comparison between Doppler radar observations and cloud-resolving simulations*. 3rd International AMMA Conference, 20-24 Juillet 2009, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Mari, C., **C. Barthe**, J.-P. Chaboureaud, P. Tulet, H. Huntrieser, H. Höller, F. Roux, and J.-P. Pinty, *Tracing vertical transport by mesoscale convective systems over West Africa*. 3rd International AMMA Conference, 20-24 Juillet 2009, Ouagadougou, Burkina Faso.

2008

- Defer, E., H.-D. Betz, P. Laroche, P. Lalande, P. Blanchet, S. Soula, S. Coquillat, J.-P. Pinty, G. Molinié, and **C. Barthe**, *Detection of the lightning activity during the HYMEX experiment*. Atelier HyMeX, 2-4 Juin 2008, Palaiseau, France.
- Barthe, C.**, and M. C. Barth, *Evaluation of a new lightning-produced NO_x parameterization for cloud-resolving models*. 15th International Conference on Clouds and Precipitation, 7-11 Juillet 2008, Cancun, Mexique.
- Barth, M. C., **C. Barthe**, W. Skamarock, and M. Weisman, *Effects of deep convection on chemical species transport, sources and scavenging in the Central US*. 15th International Conference on Clouds and Precipitation, 7-11 Juillet 2008, Cancun, Mexique.

2007

- Barthe, C.**, and J.-P. Pinty, *Electricité atmosphérique et production d'oxydes d'azote par les éclairs : état des lieux et perspectives*. 4^{eme} réunion des utilisateurs de Meso-NH, 23-24 Avril 2007, Toulouse, France.
- Barth, M. C., **C. Barthe**, K. Pickering, and L. Ott, *Implementation of lightning production of NO_x into WRF*. 8th WRF users' workshop - 11-15 Juin 2007, Boulder, CO, USA.
- Barthe, C.**, W. Deierling, and M. C. Barth, *On the use of ice mass fluxes to estimate total lightning in cloud-resolving models*. AGU Fall Meeting, 10-14 Décembre 2007, San Francisco, USA.
- Barthe, C.**, N. Asencio, J.-P. Lafore, M. Chong, and B. Campistron, *Cloud-resolving model simulation of the 25-27 July 2006 convective period over Niamey : comparison with radar data and other observations*. AMMA WP2.1 workshop, 13-15 Octobre 2008, Toulouse, France.

2006

- Barthe, C.**, and J.-P. Pinty, *Lightning-produced NO_x in an explicit electrical scheme : a STERAO case study*. AGU Fall Meeting, 11-15 Décembre 2006, San Francisco, USA.

Pinty, J.-P., and **C. Barthe**, *Simulations of electrified thunderstorms : comparisons of electric charge structure and lightning flash efficiency*. AGU Fall Meeting, 11-15 Décembre 2006, San Francisco, USA.

2005

Barthe, C., J.-P. Pinty, and G. Molinié, Explicit simulations of the storm electrical activity with the mesoscale model Meso-NH. General Assembly of the European Geosciences Union, 24-29 Avril 2005, Vienne, Autriche.

Barthe, C., and J.-P. Pinty, *Modélisation de l'activité électrique des orages dans Meso-NH*. 3^{ème} journée des utilisateurs de Meso-NH, 7-8 Mars 2005, Toulouse, France.

Mari, C., J.-P. Pinty, P. Mascart, J. Duron, **C. Barthe**, J.-P. Chaboureau, F. Gheusi, M. Tressol, and T. Fehr, *Modélisation du cycle de l'ozone dans la haute troposphère : impact des NO_x produits par les éclairs*. 3^{ème} réunion des utilisateurs de Meso-NH, 7-8 Mars 2005, Toulouse, France.

2004

Pinty, J.-P., C. Mari, **C. Barthe**, and J.-P. Chaboureau, *Some aspects of the STERAO storm case study simulated by Meso-NH*. WMO International Modeling Workshop, 12-16 Juillet 2004, Hambourg, Allemagne.

Barthe, C., and J.-P. Pinty, *An explicit electrical scheme for use in a cloud resolving model*. 14th International Conference on Clouds and Precipitation, 19-23 Juillet 2004, Bologne, Italie.

2003

Barthe, C., *Représentation explicite de l'électrification des orages dans Meso-NH*. 15^{ème} réunion des utilisateurs de Meso-NH, 3-4 Février 2003, Toulouse, France.

Barthe, C., J.-P. Pinty, G. Molinié, and F. Roux, *Development and first results of an explicit electrical scheme in the 3D mesoscale model Meso-NH*. Communication orale, 12th International Conference on Atmospheric Electricity, 9-13 Juin 2003, Versailles, France.

Pinty, J.-P., G. Molinié, **C. Barthe**, and F. Roux, *A semi-deterministic scheme to produce IC/CG lightnings in a 3D cloud resolving model*. 12th International Conference on Atmospheric Electricity, 9-13 Juin 2003, Versailles, France.

2002

Barthe, C., J.-P. Pinty, G. Molinié, and F. Roux, *Représentation explicite de l'électrification des orages dans Meso-NH*. Atelier de Modélisation de l'Atmosphère, Météo-France, 17-18 Décembre 2002, Toulouse, France.

Séminaires

- Barthe, C.**, *Etude de l'activité électrique des systèmes orageux à l'aide du modèle Meso-NH*, 4 Janvier 2005, Laboratoire d'Aérodynamique, Toulouse.
- Barthe, C.**, *Activité électrique des systèmes orageux et production d'oxydes d'azote par les éclairs*, 24 Mars 2006, Service d'Aéronomie (Jussieu), Paris.
- Barthe, C.**, *From an explicit electrical scheme to a lightning-produced NO_x parameterization*, 8 Janvier 2007, ACD/MMM/TIMES seminar, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA.
- Barthe, C.**, *Toward a new parameterization for the production of nitrogen oxides by lightning flashes in the WRF-AqChem model*, 1^{er} Mars 2007, ASP Research Review Seminar, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA.
- Barthe, C.**, *Lightning-produced NO_x parameterization in WRF-AqChem*, 1^{er} Novembre 2007, ASP Research Review Seminar, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA.
- Barthe, C.**, *Les cyclones tropicaux : introduction*, Fête de la Science 2010, 18 Novembre 2010, Saint Denis, La Réunion.
- Barbary, D., **C. Barthe**, N. Bègue, and C. Bovalo, *Utilisation du modèle atmosphérique Meso-NH sur Titan*, Formation Centre de Calcul pour les doctorants de l'UFR Sciences - Technologie - Santé, 16 juin 2011, Saint Denis, La Réunion.
- Barthe, C.**, and N. Bigjee, *L'épisode pluvieux du 27-30 janvier 2011 : Modélisation avec Meso-NH*, Atelier Prévision-Recherche, 9 Décembre 2011, Météo-France - Direction InterRégionale de la Réunion, Saint-Denis, La Réunion.
- Barbary, D., **C. Barthe**, C. Bovalo and J. Durand, *Présentation CCUR aux doctorants STS : Utilisation du CCUR au LACy*, Journée de présentation du Centre de Calcul, 4 avril 2013, Saint Denis, La Réunion.

